

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»)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ЧИТАГЕОЛСЪЕМКА» (ФГУП «ЧИТАГЕОЛСЪЕМКА»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алдано-Забайкальская

Лист N-50 – Сретенск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(268.52-13)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист N-50 – Сретенск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 377 с. + 3 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ФГУП «Читагеолсъемка»).

В объяснительной записке обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, геохимии, строению земной коры, истории геологического развития и полезным ископаемым в пределах листа N-50 – Сретенск на юго-востоке Читинской области. Специальные разделы посвящены рудоносности зон гипергенеза и россыпей, а также закономерностям размещения и прогнозу полезных ископаемых. Геологическая карта отражает современный уровень изученности одной из наиболее перспективных территорий горнорудного региона Восточного Забайкалья.

В комплект Гостеолкарты 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. 2, ил. 5, список лит. 395 назв.

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра при ВСЕГЕИ 7 апреля 2006 г.

Авторы

*С. А. Козлов, С. А. Новченко, Г. И. Богач, И. А. Томбасов, Т. А. Пинаева,
Л. В. Потемкина, Н. Г. Ядрищенская, С. Ф. Абдукаримова, А. В. Куриленко,
Н. И. Раитина, Ф. М. Ступак, Ю. А. Филипченко, В. С. Сверкунов, А. С. Егоров,
Г. М. Шор, В. Д. Алексеенко, Г. М. Беляев, В. Е. Руденко*

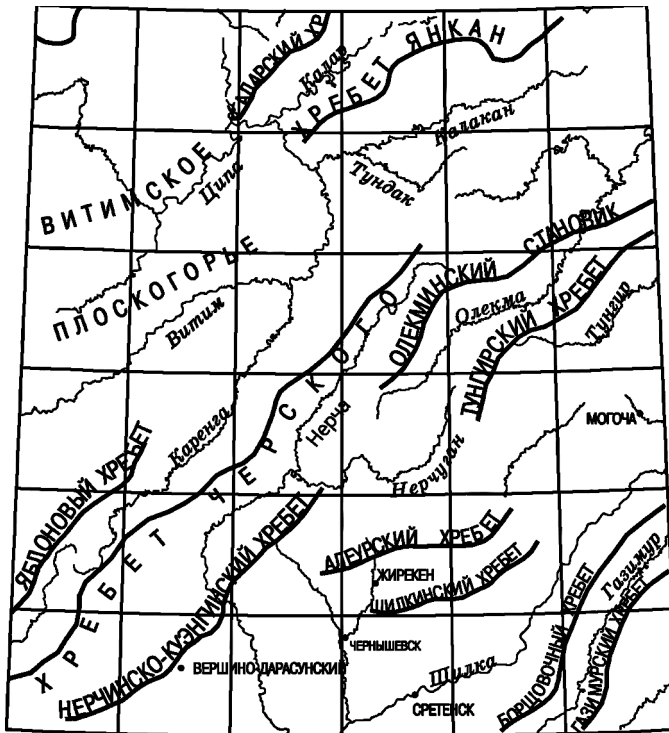
Научные редакторы *В. Е. Руденко, В. В. Старченко*

Редактор Алдано-Забайкальской серии *Г. Л. Митрофанов*

© Роснедра, 2010
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2006
© ФГУП «Читагеолсъемка», 2006
© Коллектив авторов, 2006
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-50 – Сретенск масштаба 1 : 1 000 000 расположена в Юго-Восточной Сибири между 52° и 56° с. ш., и 114°–120° в. д. Административно относится к Читинской области и частично – к Республике Бурятия. Главными орографическими единицами этой площади являются на западе – Южно-Муйский хребет и горы Бабанты Саяно-Байкальского нагорья, частично – Витимское плоскогорье, а на востоке – Становое нагорье с хребтами Каларский, Янкан, Яблоновый, Черского, Олекминский Становик, Нерчинско-Куэнгинский, Борщовочный и др. (рис. 1).



Масштаб 1 : 5 000 000

Рис. 1. Орографическая схема.

Для севера территории характерен высокогорный рельеф с альпинотипными формами и абсолютными отметками до 3000 м над уровнем моря. Центральная и южная части площади представляют собой среднегорную, сильно расчлененную таежную область с широкими водораздельными пространствами, разделенными заболоченными речными долинами. Максимальные абсолютные отметки Яблонового хребта изменяются в северо-восточном направлении от 1300 до 1700 м, высотные отметки Олекминского Становика составляют 1300–1800 м, Борщовочного хребта — 1000–1300 м. Межгорные впадины понижены относительно хребтов от 150–400 м в центральной и южной частях листа до 600–1500 м в Южно-Муйском хребте.

Большая часть территории расположена в сейсмическом районе с вероятной силой землетрясений 6–7 баллов, севернее долин рек Амалат и Калакан — 8-балльная зона, а севернее Калара возможны землетрясения силой 9 баллов.

Гидросеть района относится к бассейнам рек Лена и Амур. К бассейну Лены принадлежит река Витим с крупными притоками: Бамбуйкой, Циппой, Каларом, Калаканом, Каренгой, а также р. Олекма с притоками Верх. и Сред. Моклой и Тунгиром. Русло р. Витим изобилует перекатами и порогами, не позволяющими использовать ее для судоходства. Амурский бассейн включает судоходную Шилку с притоками: Нерчой, Куренгой, Куэнгой, Чачей, Черной, Амазаром и левый приток Аргуни — Газимур.

Климат резко континентальный со значительными суточными и сезонными колебаниями температур и небольшим количеством осадков, выпадающих в июле–августе. Минимальная температура воздуха наблюдается в январе, максимальная температура из срочных наблюдений — в июле. В северной части листа приблизительно до линии Тунгокочен–Могоча распространена сплошная многолетняя мерзлота, южнее находится область, переходная от сплошной к островной, и южнее Чернышевска — островное развитие мерзлоты разной мощности.

В экономическом отношении территория разделена на две неравноценные половины. Северная половина не освоена и безлюдна, редкие населенные пункты: Ирокинда, Средний Калар, Усть-Каренга, Красный Яр, Тунгокочен, Моклакан в летнее время не связаны между собой и с областными и республиканскими центрами. Снабжение осуществляется, как в середине прошлого века, по автозимникам. В южной половине площади вдоль Транссибирской железнодорожной магистрали сосредоточены города Сре́тенск, Могоча, крупные станции, поселки городского типа и рудники: Вершино-Дарасунский, Жирекен, Чернышевск, Аксеново-Зиловское, Букачача, Ключевский, Ксеньевка, Давенда, Усть-Карск и др. Большинство горнорудных предприятий с середины 1990-х годов не функционируют. По долинам рек Бурятии и Читинской области работают на россыпное золото немногочисленные старательские артели. Население Читинской области, по данным переписи 2002 г., сокращается.

Открывшаяся для движения в 2003 г. федеральная автомобильная трасса Чита–Хабаровск, проходящая севернее Транссиба, возможно, стимулирует развитие населенных пунктов.

Первые сведения по геологии и полезным ископаемым территории относятся к концу XVII и XVIII столетиям, когда в Забайкалье были установ-

лены месторождения полиметаллов, серебра и золота. Систематические исследования, в основном в юго-восточной части листа, начались в первой половине XIX в. в связи с открытием в долине Кучертая, притока р. Куэнги, первой в Забайкалье промышленной россыпи золота [21]. В 1886–1902 гг. при отработке россыпей открыты Дарасунское и Карийское месторождения коренного золота.

В начале XX столетия геологическим изучением Забайкалья занимались В. А. Обручев, В. Н. Зверев, М. М. Тетяев, Е. В. Павловский, Е. С. Бобин, А. А. Арсеньев, С. С. Смирнов и многие другие геологи.

В послевоенные годы на площади листа развернулись планомерные среднемасштабные геологосъемочные работы, завершившиеся составлением и изданием Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 в 1963–1984 гг. В этих работах приняли участие: П. М. Голошуков, В. В. Гольберт, Т. С. Гостева, В. А. Гулин, Д. Жалсабон, Е. А. Зайков, П. Ф. Зайцев, Е. Е. Зеленский, А. Г. Кац, Г. А. Кибанов, В. А. Козлов, А. Ф. Кургузкин, Е. М. Лейфман, Ю. Ф. Мисник, В. А. Новиков, А. Ф. Озерский, П. В. Осокин, Ю. Д. Пенягин, И. Д. Победаш, В. П. Потемин, К. Е. Рокин, Н. В. Сачунов, С. М. Сеница, О. В. Сосницкий, А. М. Стрелов, Ю. П. Трянин, Е. М. Фалькин, К. Ф. Хацкевич, В. И. Шенфиль, В. И. Шулика и др. Одновременно с ГС-200 проводились поисковые, поисково-съемочные и разведочные работы масштаба 1 : 50 000 и крупнее, которыми охвачено около 25 % площади. Для листов N-50-I, -II [72], N-50-XXVIII, -XXXIV [270], N-50-XXIX, N-50-XXX [291] в 1993–2000 гг. осуществлено ГДП-200. Самоотверженная деятельность разных поколений геологов в советское время привела к открытию новых рудных объектов (Кедровско-Ирокиндинский золоторудный узел, Жирекенское и Орекитканское месторождения молибдена, месторождения золота Итака, Уконик, Теремки и др.) и продолжению изучения известных месторождений.

Представляемые геологическая карта и карта полезных ископаемых являются результатом обновления ГГК-1000 СССР новой серии, составленных во ВСЕГЕИ А. Н. Ефимовым, Л. А. Козубовой, В. В. Старченко и др. [35] и Е. М. Заблочким, В. В. Старченко, В. И. Шульдинером и др. [37], а также ГК-500 Читинской области [20]. Кроме того, использованы материалы геологической съемки и доизучения масштаба 1 : 200 000 первого и второго поколения, ГС-50, ГДП-50, тематических исследований по стратиграфии, петрологии, геофизике, тектонике, металлогении, выполненных в разные годы геологическими организациями Мингео СССР, АН СССР, МПР РФ. Специально для ГК-1000 третьего поколения Г. Л. Митрофановым [88] была подготовлена легенда Алдано-Забайкальской серии листов, в которую в процессе работы над картами были внесены изменения и дополнения.

ВИРГ–Рудгеофизикой в 2003 г. предоставлена опережающая геофизическая основа в цифровой форме, базирующаяся на материалах ранее выполненных геофизических исследований. В ФГУГП «Читагеолсъемка» для ГК-1000/3 составлена сводная карта аномального магнитного поля на основе графиков ΔT , построенных по результатам среднемасштабных аэромагнитных съемок, выполненных В. В. Сусленниковым (Западный геофизический трест) в 1955–1958 гг., а также предприятиями «Сосновгеология»

и ГФЭ ПГО «Читагеология» в 1980–1986 гг. Карты графиков переведены в цифровой формат и обработаны с использованием современных компьютерных технологий. Гравиметрическая основа листа N-50 построена по материалам гравиметрических съемок масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1989–1993 гг. ПГО «Иркутскгеофизика» и в 1981–1991 гг. экспедицией № 2 ПГО «Иркутскгеофизика», экспедицией № 2 ВГТ и предприятием «Сосновгеология». Для карт АГС использованы материалы современных средне-масштабных (1 : 200 000) АГСМ-съемок 1982–1989 гг. ПГО «Сосновгеология» и в северо-восточной части листа – крупномасштабных (1 : 25 000) съемок 1977–1986 гг. ГФЭ ПГО «Читагеология». Схема интерпретации геофизических материалов составлена ведущим геофизиком ФГУГП «Читагеолразведка» Ю. А. Филиппченко.

Для дистанционной основы были использованы черно-белые и спектрально-розовые материалы с КА «Ландсат» масштаба 1 : 1 000 000 на электронных носителях, фотосхемы масштаба 1 : 500 000 на бумажных носителях и электронная фотосхема масштаба 1 : 1 000 000 листа N-50, подготовленная в НИИКАМ в 2003 г.

При характеристике геохимической и петрохимической специализации комплексов учтены аналитические материалы предшествующих тематических, геологосъемочных и поисковых работ.

Геологическое строение территории очень сложное. Здесь распространены древнейшие метаморфические и плутоно-метаморфические образования, неоднократно переработанные в процессах фанерозойской активизации, разновозрастные магматические преимущественно гранитоидного состава породы и динамометаморфические, осадочно-метаморфические, осадочные и вулканогенные образования, возраст которых определяется от раннего архея до кайнозоя. На площади листа имеются месторождения каменного угля, золота, молибдена, урана, титана, магнезита и флюорита, многочисленные проявления, литохимические ореолы и потоки рассеяния, шлиховые потоки и аэрогеофизические аномалии.

Представляемый комплект основных и дополнительных карт листа N-50 – Сретенск является результатом обновления ГКК-1000 СССР новой серии, составленных во ВСЕГЕИ А. Н. Ефимовым, Л. А. Козубовой, В. В. Старченко, Е. М. Заблочким и др., а также полумиллионной карты Читинской области. Кроме того, использованы материалы геологической съемки и доизучения масштаба 1 : 200 000 первого и второго поколения, ГС-50, ГДП-50, тематических исследований по стратиграфии, петрологии, геофизике, тектонике, металлогении, выполненных в разные годы геологическими организациями Мингео СССР, АН СССР, МПР РФ.

В подготовке материалов принимали участие сотрудники ФГУГП «Читагеолсъемка» С. А. Козлов, С. А. Новченко, Г. И. Богач, И. А. Томбасов и др. Комплект составлялся при участии и постоянной научно-методической, информационной и аналитической помощи отдела Восточной Сибири ВСЕГЕИ и отдела методики при активной поддержке В. В. Старченко. В частности, сотрудниками ВСЕГЕИ выполнены разделы и части разделов: Вопросы расчленения раннеархейских образований (автор В. Е. Руденко); Рудоносность зон гипергенеза и россыпей (авторы Г. М. Шор

и В. Д. Алексеенко); Карта глубинного строения и глубинные геолого-геофизические разрезы (автор А. С. Егоров); Общие особенности проявлений регионального метаморфизма, метасоматических преобразований и оруденения на территории листа N-50; Геохимическая и металлогеническая специализация геологических комплексов (авторы В. Е. Руденко и Г. М. Беляев).

Все принципиально новые изменения и дополнения в Легенде Госгеолкарты-1000/3 (Сретенск) были согласованы и учтены при составлении легенды Алдано-Забайкальской серии листов под ред. Г. Л. Митрофанова, утвержденной НРС в апреле 2005 г.

Цифровая модель геологической карты подготовлена В. А. Федчиной и О. Ю. Казариновой, цифровые модели КПИ-1000 и карты золотоносности – С. А. Новченко («Читагеолсъемка»). Цифровые модели дополнительных карт – глубинного строения земной коры, окончательного варианта карты золотоносности, геохимической и металлогенической специализации геологических комплексов, рудоносности зон гипергенеза, а также схем метаморфизма и метасоматоза подготовлены во ВСЕГЕИ Д. В. Степановым, Р. В. Шиповым и сотрудниками отдела геофизики.

Цифровые модели всех карт и масштабных схем представлены в формате шейп-файлов Arc View. Формат макетов печати – компоновка Arc View., который обеспечивает печать всей графики, включая условные обозначения к картам и схемам. Материалы объяснительной записки, табличные приложения и иллюстрации выполнены в формате Microsoft Word. Изоаномалы на схемах экстенсивности оруденения получены с помощью программного обеспечения Special Analyst.

СТРАТИГРАФИЯ

Сводный стратифицированный разрез рассматриваемой территории охватывает значительный временной интервал – от архея до кайнозоя.

ВОПРОСЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ РАННЕАРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА N-50

На юге Восточной Сибири, и в частности на площади листа N-50, древнейшие образования земной коры представлены широко и разнообразно. Это выяснилось еще в первой трети прошлого столетия, когда началось планомерное изучение геологического строения территории путем маршрутных пересечений и составления карт масштаба 1 : 1 000 000 (Зверев, 1912; Обручев, 1924, 1927; Тетяев, 1924; и др.). На качественно новый уровень исследования раннего докембрия вывел Д. С. Коржинский (1929, 1933, 1936, 1939 и др.). Уже к началу 1940-х годов на примере изучения Алдано-Станового щита он, с одной стороны, доказал возможность традиционного литолого-стратиграфического подхода к расчленению интенсивно метаморфизованных и гранитизированных толщ, а с другой – разработал принципиально новую теорию метаморфизма и магматизма с адекватными ей методами анализа парагенезисов минералов.

В результате последующего разномасштабного картирования и многочисленных специализированных работ литолого-стратиграфические аналоги архейских (доудоканских) стратонов, выделенных Д. С. Коржинским (иенгрская, тимптонская, джелтулинская серии), были установлены, помимо различных районов Алдано-Станового щита, в Байкальской горной области и Присаянье.

В Становой складчатой области в 1960-х годах были выделены еще более древние доиенгрские подразделения, содержащие толщи стратифицированных пород (курультинская серия, курультино-гонамский комплекс, сутамская серия и др.).

Для всех названных древнейших стратонов характерен однородный (ареальный) региональный метаморфизм в условиях гранулитовой (отчасти высокотемпературной амфиболитовой) фаций разной глубинности. При этом максимальные параметры глубинности свойственны наиболее древним доиенгрским образованиям. Древнейшие стратоны достаточно четко прослеживаются в региональном плане при средне-мелкомасштабном кар-

тировании в виде реликтовых различных по размерам участков и площадей (от первых до тысяч м²), представленных переслаивающимися между собой двупироксеновыми, пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, кальцифирами и кварцитами. Эти породы нередко имеют отчетливые структурно-текстурные признаки (выдержанные по простиранию сланцеватость, полосчатость, слоистость). Важно подчеркнуть первичное литологическое происхождение слоистости и ориентированной в соответствии с ней полосчатости. Эти текстуры находятся в полном соответствии с простиранием и падением различных литологических разновидностей пород. Они в одних случаях затушевываются и исчезают под влиянием самых ранних наложенных процессов метасоматической гранитизации, в других, напротив, усиливаются при метаморфической дифференциации и мигматизации толщ контрастного состава. Распространены раннеархейские стратифицированные образования среди более молодых по отношению к ним различных в генетическом отношении архейских, протерозойских и фанерозойских гранитоидов. Между собой определенные стратоны отличаются закономерными сочетаниями литологических разновидностей пород с характерными петрохимическими особенностями и положением в сводном разрезе, что также устанавливается при региональном геолого-структурном анализе.

Для понимания общей последовательности формирования геологических структур и комплексов региона важен тот факт, что все стратифицированные толщи гранулитовой фации слагают либо собственно Алданский щит, либо выступы фундамента («глыбы») внутри складчатых сооружений (на территории листа N-50 — Могочинский, Каларский, Амалатский выступы). Наиболее крупные из выделяемых в пределах глыб и выступов стратоны мощностью во многие сотни и даже тысячи метров прослеживаются на далекие расстояния. Это обстоятельство, подмеченное изначально Д. С. Коржинским, а потом подтвержденное десятилетиями геологосъемочных и исследовательских работ, широко используется для дальних корреляций и выделения общерегиональных горизонтов. При этом особое, реперное, значение представляет иенгрский литоформационный уровень, сложенный кварцитами и глиноземистыми сланцами. Породы уровня широко распространены в Центрально-Алданском районе — это Нимнырский и Мелемкенский блоки, где они представлены верхнеалданской свитой, известны они и в многочисленных выступах гранулитов Становой области (на листе N-50 — в пределах Могочинского выступа). Толщи кварцитов и глиноземистых кристаллосланцев иенгрского уровня, как и подстилающие их образования, за малыми исключениями лишены мраморов и кальцифиров, тогда как в вышележащих горизонтах карбонатные породы, как правило, содержатся в заметных, хотя и переменных количествах и встречаются регулярно. Определенное положение в гранулитовых комплексах и систематическое повторение особенностей иенгрского разреза в разных частях региона свидетельствуют о фациальной однородности древнейшего осадконакопления, о стратогенной природе иенгрских толщ и возможности их использования для стратиграфических корреляций. Толщи, подстилающие иенгрский горизонт, вскрыты в гранулитовых выступах Становой области (Карсаков, 1980, 1983; Кастрыкина, 1983). Они представлены преимущественно метабазитами — главным образом гранат-двупи-

роксеновыми и роговообманково-клинопироксеновыми кристаллосланцами курультинского региогоризонта (Миронюк и др., 1995). По-видимому, к этому же уровню относятся хотя и содержащие глиноземистые образования, но бескварцитовые и бескарбонатные породы Сутамского блока. Перекрываются реперные иенгрские образования лейко-мезо- и меланократовыми ритмично-полосчатыми гиперстеновыми, гранат-гиперстеновыми и гиперстен-амфиболовыми кристаллосланцами тимптонского региогоризонта, который сам является подстилающим для вышележащего пестрого комплекса пород желтулинского региогоризонта, представленного гранат-биотитовыми гнейсами, кальцифирами, мраморами, кварцитами и амфиболитами. Три региогоризонта (иенгрский, тимптонский и желтулинский) составляют разрез алданского мегакомплекса. На листе N-50 к образованиям тимптонского и желтулинского региогоризонтов относятся мелано- и мезократовые двупироксеновые сланцы, приболиты, мраморы и кальцифиры Каларского выступа. Курультинский региогоризонт, выделенный Л. П. Карсаковым, трактуется как эталон доалдания, причем, судя по данным самого Л. П. Карсакова, эту подиенгрскую часть разреза можно подразделить на два региогоризонта (курультинский и чогарский); для разреза последнего весьма характерно присутствие стратифицированных метаультрабазитов. На листе N-50 образования курультинского региогоризонта, по-видимому, могут быть установлены в пределах Могочинского выступа (основные и ультраосновные кристаллосланцы, подстилающие толщу кварцит-глиноземистых пород иенгрского уровня).

Аналогичная последовательность стратифицированных образований раннего архея установлена на Северо-Востоке России, в Верхояно-Чукотском регионе (Жуланова, Кузьмин, 2005). Там так же в основании разреза описаны метаультрабазиты (поварнинский комплекс).

Алданий завершился процессами монофациального метаморфизма гранулитовой фации и тесно связанными с ними мощными широко и неравномерно проявленными процессами метасоматической эндербитизации и чарнокитизации с формированием на заключительных стадиях различных по масштабам магматических массивов эндербитов и чарнокитов. В результате этих явлений стратифицированные образования алдания и доалдания были существенно изменены, в значительной мере уничтожены и сохранились в виде различных по площади реликтов среди гранитизированных пород. Раннеархейский монофациальный метаморфизм, развивавшийся по типу древнейшего эпигенеза на фоне интенсивного теплового потока, обусловил своеобразие древнейших мегакомплексов, представленных кристаллосланцами, мраморами и кварцитами, а также метасоматическими и магматическими эндербитами и чарнокитами. В тектоническом отношении слагаемые алданием и доалданием структуры могут рассматриваться как прообраз крупных плит (протоконтинентов — литоплинтов), становлением которых завершился первый из доступных непосредственному наблюдению этапов формирования континентальной коры.

После алдания фиксируется качественно новый этап в образовании арельно развитых супракрустальных толщ. Их литологические признаки свидетельствуют о формировании в водных бассейнах со спецификой фациальных условий осадконакопления. Этот переход от латерально однородной к дифференцированной литолого-фациальной обстановке петрогенезиса представ-

ляет один из переломных моментов в раннеархейской геологической истории Южной Сибири. Его следует использовать как важный репер для расчленения раннего архея на нижний и верхний подразделы.

Наиболее ранними окраинно-континентального типа стратонами являются биотитовые и биотит-амфиболовые парагнейсы, амфиболиты и карбонатные породы олекминской серии, однородно перекристаллизованные в условиях не ниже высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Олекминская серия обрамляет Алданский щит с юго-запада; на листе N-50 она, по-видимому, частично представлена породами киндиканской толщи. Ареальные стратифицированные однородно метаморфизованные толщи олекминского уровня, судя по структурно-метаморфическим соотношениям (Мокшанцев, Петров, 1977), являются более ранними или же синхроничными с отложениями первых архейских структур линейного типа – зеленокаменных трогов. На листе N-50 троговые образования представлены гнейсово-амфиболитовыми толщами Макаринской структуры, пересекающей в северном, северо-восточном направлении гранулитовые комплексы Каларского выступа.

Изложенные выше традиционные представления о литолого-стратиграфической природе раннеархейских ареально развитых толщ нередко вызвали вопросы и сомнения, а в последние десятилетия прошлого века и в настоящее время подвергаются ревизии и критическому пересмотру. Отчасти это было связано с развертыванием в стране крупномасштабных геологосъемочных работ с соответствующим методическим обеспечением. Корреляции с выявлением определенных сочетаний и закономерностей чередования древнейших пород, которые были возможны при проведении мелко- и даже среднемасштабных съемок, при съемках масштаба 1 : 50 000 и крупнее постоянно вызвали затруднения. Интенсивно гранитизированные и диафорированные толщи на малых площадях редко представлены достаточно полными разрезами. Кроме того, в кристаллосланцах и ассоциирующих с ними породах практически невозможно определение кровли и подошвы пластов, нередко тектонически разлинзованных (будинированных). Это затрудняет выделение стратотипов, удовлетворяющих требованиям Стратиграфического кодекса (1992). Структурный анализ таких образований практически ограничивается выделением син- и антиформ. Следует также заметить, что существуют альтернативные концепции о нестратиграфическом «метамагматическом» или изначально метаморфометасоматическом происхождении расслоенности рассматриваемых пород (Хорева, 1980 и др.). Эти гипотезы, хотя и не получили широкого распространения, но и в настоящее время имеют своих сторонников.

Таким образом, в свете современных представлений и требований Стратиграфического кодекса выделение кристаллосланцевых образований и ассоциирующих с ними пород в качестве определенных стратонов во многих случаях нельзя признать достаточно корректным (особенно при крупномасштабном картировании). Это положение нашло отражение в рекомендациях Петрографического кодекса (1995), согласно которым рассматриваемые образования выделяются как геологические тела в рамках комплексов и подкомплексов пород с определенными устойчивыми признаками состава, текстуры, структуры.

В настоящей объяснительной записке описание раннеархейских образований дается в соответствии с рекомендациями Петрографического кодекса (1995) в гл. «Метаморфизм и магматизм». Там же приводится аргументация генетических представлений авторов. Не отрицая правомерности авторской позиции, следует отметить, что опыт работ (и не только по листу N-50) свидетельствует о том, что рассмотрение ареально развитых древнейших образований как метаморфических комплексов зачастую ориентирует исполнителей в основном на петрографические аспекты изучения объектов и проявленных в них вторичных процессов. При этом литологические особенности катархейских пород – носителей самых первых свидетельств ранней геологической истории Земли, а также вопросы реставрации их первичного состава и генетической природы нередко остаются без должного внимания. С позиций литолого-стратиграфической концепции об образовании древнейших ареально развитых толщ (принимаемой исполнителями от ВСЕГЕИ) типоморфные комплексы и подкомплексы кристаллосланцев, мраморов, высокоглиноземистых пород и кварцитов раннего архея рассматриваются как региогоризонты, выделение которых является важным инструментом для дальних внутрирегиональных и межрегиональных корреляций.

ВЕРХНИЙ АРХЕЙ–НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ(?)

Архей–раннепротерозойские (AR–PR₁) метаморфизованные отложения представлены в Муйской СФПЗ киндиканской толщей (PR₁¹: AR₂kn), распространенной в бассейне Ирокинды и Тулдуни на площади около 100 км². Толща сложена переслаивающимися (мощность слоев от первых сантиметров до первых метров) глубокометаморфизованными биотитовыми, амфиболовыми, биотит–гранатовыми гнейсами, амфиболитами, биотитовыми, гранат–биотитовыми кристаллическими сланцами, кальцифирами и мраморами. Контакты ее тектонические. Метапороды смяты в складки разного порядка, расчленены разрывными нарушениями, сопровождающимися зонами дробления, рассланцевания, будинажа и милонитизации с последующими неоднократными гидротермально–метасоматическими изменениями и бластезом. Мощность более 3200 м.

Определение верха и низа разреза толщи не устанавливается, не фиксируются признаки осадочных, вулканогенных или плутонических пород.

Гнейсы и кристаллосланцы имеют гнейсовидную, сланцеватую, полосчатую, реже очковую текстуру и мелко–крупнозернистую гетеролепидогранобластовую, нематолепидогранобластовую структуру. Состав (%): альбит–олигоклаз – до 50, калишпат – до 30, кварц – 25–30, биотит – до 15, роговая обманка – до 30, диопсид – 10–15, редко до 60, гранат – до 20, силлиманит – 3–8, гиперстен – до 5; вторичные минералы – карбонат, хлорит, эпидот, серицит; аксессуарные – апатит, монацит, ортит, ксенотим.

Текстура мраморов и кальцифиров массивная, структура гетерогранобластовая. Состав (%): кальцит – до 85, гранат – до 15, графит – до 5; второстепенные минералы – биотит, мусковит, роговая обманка.

Амфиболитам свойственна массивная или полосчатая текстура, немагнотрассовая структура. Они сложены (%): амфиболом — до 70, плагиоклазом — 10–40, гранатом — 5–15.

Минеральные ассоциации пород отражают несколько последовательных этапов метаморфических преобразований, отвечающих амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

К породам толщи приурочено Ирокиндинское золоторудное поле, золотосносные кварцевые жилы локализованы в сближенных или пересекающихся зонах рассланцевания. Гранатовые разности пород пригодны для производства абразивных материалов.

Возраст толщи спорный. Предшественниками киндиканская толща рассматривалась в архейском либо нижнепротерозойском разрезах. В Южно-Муйской глыбе образования толщи прорваны габбро янгудского и гранитоидами амнундикского раннепротерозойских комплексов.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижнепротерозойские образования представлены в Муйской СФПЗ карбонатной шаманской, в Уакитской СФПЗ — песчано-карбонатно-сланцевой восточногогорбылокской и в Ципикано-Усовской СФПЗ — гнейсово-кристаллосланцевой талалинской толщами.

Шаманская толща (PR₁¹§m) выделена С. П. Смеловским [148] и представлена мраморами доломитовыми и кальцитовыми, формирующими тектонические блоки — будины и линзы в меланже позднерифейского усть-тулдуньского комплекса в Патомско-Жуинской зоне разломов, разделяющей Саяно-Байкальскую складчатую область и Алдано-Становой щит, а также вдоль Бамбуйского разлома в Муйской СФПЗ. Подошва и кровля толщи не известны, в породах широко проявлены дизъюнктивная и пликативная тектоника, выразившаяся в формировании разрывов, флексур, складок коробления, волочения и течения, зон рассланцевания, дробления, будинажа, милонитизации и последующей неоднократной перекристаллизации. Толща характеризуется резкими колебаниями мощности — от 200 м по правобережью р. Витим до 700 м по обоим бортам долины р. Бамбуйка на устье р. Пашков Ключ. Увеличение мощности происходит с севера на юг, юго-запад, в этом же направлении увеличивается кальцитовая составляющая. По правобережью р. Витим состав толщи существенно доломитовый. Наиболее крупный выход на левобережье Витима у Пашкова Ключа площадью 15 км² сложен известняками мраморизованными и мраморами кальцитовыми, в подчиненном количестве присутствуют доломиты мраморизованные, окремненные, брекчированные [72].

Текстура пород ориентированная, сланцеватая, структура гранобластовая. Количество примесей (кварц, мусковит, биотит, тремолит, брусит) — до 5–6 %. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации и частично диафторированы в зеленосланцевой фации. По химическому составу основная масса пород относится к доломитам. В мраморах до 4–8 кларков повышены содержания Mo, Zn, Cu, Cr, Ti, до 66 кларков — содержание Co. Наложенные пневматолитово-гидротермальные процессы проявляются в окварцевании и скарнировании.

Возраст толщи оценивается нижним протерозоем или верхним рифеем. В бассейне р. Бамбуйка породы прорваны гранитоидами позднего рифея (бамбукойский комплекс) и позднего палеозоя (витимканский комплекс). Принимается условно раннепротерозойский возраст толщи.

К восточнгорбылокской толще ($PR_1^{1?}vg$) отнесены [72] породы, ранее включавшиеся в разрез нижегорбылокской свиты. Они слагают ксенолиты площадью до 20 км² среди гранитов позднего палеозоя витимканского и деминского комплексов в среднем течении р. Буром и по правому борту долины р. Голюбе, а также среди гранитоидов позднерифейского бамбукойского и раннепротерозойского амнундикского комплексов в междуречье Бамбуйки и Бамбукоя. В верховье р. Бамбуйка метаморфические породы толщи формируют тектонические пакеты и линзы, ориентированные в северо-западном направлении, общей протяженностью 40 км при ширине от первых сотен метров до 2 км. Нижнюю часть толщи представляют кристаллические сланцы биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-амфиболовые, в ороговикованных разностях – с силлиманитом и андалузитом, выше залегают кристаллические мраморизованные доломиты и метапесчаники. Мощность толщи около 1000 м, общая мощность более 2400 м [261].

В составе толщи преобладают кристаллосланцы линейнопараллельной сланцеватой, полосчатой текстуры, лепидогранобластовой, фибролепидогранобластовой, порфиробластовой структуры, с большими вариациями содержаний отдельных минералов. Состав (%): полевые шпаты – 20–60, кварц – 50–90, амфибол – 10–20, биотит – 5–15, мусковит – до 20, силлиманит, фибролит – 20–50, гранат – до 20, кальцит – до 40, эпидот. Доломиты обычно окварцованы, метапесчаники имеют кварц-полевошпатовый состав и содержат примесь слюдки. По минеральным парагенезисам образования толщи относятся к эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма с наложением ассоциаций амфибол-роговиковой фации контактового метаморфизма.

Сланцы характеризуются повышенными содержаниями (%): Sn – до 0,003, Pb – до 0,04, Cu – до 0,006, Zn – до 0,01.

С ороговикованными разностями связаны проявления высокоглиноземистого сырья, в скарнах локализовано месторождение апокарбонатного нефрита. Возраст толщи принят условно раннепротерозойским по аналогии с подобными породами из сопредельных регионов.

Талалинская толща ($PR_1^{1?}tl$) гнейсов и кристаллических сланцев биотитовых, амфиболовых с амфиболитами, кальцифирами, кварцитами и амфибол-диопсидовыми сланцами выделяется в Ципикано-Усойской СФЗ, в междуречье Ципа–Амалат. Образования толщи слагают останцы кровли позднерифейских и палеозойских интрузий. Размеры их незначительные. Мелкие многочисленные ксенолиты, насыщающие гранитоиды, объединены в поля в верховьях рек Зола, Бол. Цаган, Укшум и др., где они подстилают отложения венда, девона.

Повсеместно породы толщи фельдшпатизированы, инъецированы гранитоидами, а на правобережье р. Бол. Амалат в тектонических зонах превращены в бластомилониты и ультрамилониты, отвечающие по составу кварцито-сланцам.

В низах толщи преобладают гнейсы с редкими «прослоями» амфиболитов и кальцифиоров мощностью до 40 м. Мощность этого фрагмента разреза составляет 1400–1600 м. В верхах толщи преимуществом пользуются кристаллические сланцы с линзами мраморов, с отдельными интервалами переслаивания гнейсов и сланцев. Разрез венчается пачкой сланцев с мраморами. Эта часть разреза составляет 800–1000 м. Общая мощность толщи 2200–2600 м.

Породы толщи неоднородны по минеральному составу, текстурным и структурным признакам, степени фельдшпатизации и плейчатости сланцев. Основную группу пород представляют гнейсы с гетеробластовой структурой и составом (%): плагиоклаз – 30–40, микроклин – 10–15, кварц – 20–25, биотит – 10–15, амфибол – 15–20. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, магнетит, сфен, циркон. Кристаллические сланцы подразделяются на биотитовые, амфиболовые и биотит-амфиболовые, их состав (%): амфибол – 15–20, биотит – 25–30, иногда 60, плагиоклаз – до 35, кварц – 15–20, микроклин – до 3. Биотит-амфиболовые сланцы содержат магнетит, сфен; биотит-кварцевые – магнетит, апатит, циркон. Амфиболиты представляют собой более массивные породы с нематобластовой структурой и микросланцевой текстурой; кальцифиры крупнозернистого сложения почти мономинерального состава помимо кальцита содержат диопсид, оливин – до 5–10 %. Диопсид замещается биотитом и мусковитом, оливин – серпентинизирован. По степени метаморфизма породы толщи отвечают амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма.

В геофизических полях выходы толщи выражаются положительными локальными аномалиями магнитного поля и зонами деформации гравитационных полей.

Породы толщи междуречья Мал. и Бол. Амалат Л. И. Салопом рассматривались в составе тулуинской толщи архея. С. П. Смеловским [148] аналогичные образования, развитые в междуречье Витим–Ципа, рассматривались в составе витимской толщи архея. Толща сопоставима с образованиями нижнего протерозоя сопредельной территории. По результатам изотопного U-Pb анализа монофракций циркона из гранитоидов, прорывающих образования талалинской толщи, установлено, что циркон в них с унаследованной древнекоревой (1,9 млрд лет) компонентой [335], а также складчатые структуры образований толщи имеют совершенно иную ориентировку по отношению к складчатым структурам архея Амалатского выступа. Эти данные позволяют рассматривать возраст талалинской толщи как раннепротерозойский.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Карбонатно-терригенные образования среднерифейской кедровской толщи (R₂kd) протягиваются в субмеридиональном направлении в виде цепочки ксенолитов различной формы и размеров (максимально до 4 × 8 км) в гранитах позднерифейского бамбукойского комплекса от водораздела верховий Пашков Ключ и Голубе до водораздела Тулдунь–Витим

и далее за пределы площади листа в Муйской СФПЗ. Нижняя граница толщи не устанавливается, с вышележащими породами контакты тектонические [72]. Внутри выходов породы смяты в складки разного порядка.

В разрезе толщи в междуречье Житонда–Кэвэли, левых притоков р. Бамбуйка, преобладают метапесчаники слюдисто-кварц-полевошпатовые мелко-, мелко-среднезернистые, иногда кварцитовидные, переслаивающиеся с филлитовидными сланцами слюдисто-кварцевыми, хлорит-эпидот-биотит-кварцевыми, эпидот-хлоритовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, эпидот-хлорит-кварц-актинолитовыми, карбонатными и кристаллическими сланцами биотит-кварцевыми с маломощными прослоями и линзами известняков и кварцитов. Видимая мощность разреза 1470 м, общая мощность не менее 1500 м [72]. Севернее, за пределами площади листа, в основании толщи описаны конгломераты, в верхней части – сланцы карбонатно-кварцево-углеродистые, углисто-биотит-кварцевые. Мощность прослоев известняков, углеродистых разностей, кварцитовидных метапесчаников и кварцитов в разрезе увеличивается в южном направлении.

Породы претерпели контактово-региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации с гранитизацией и мигматизацией и диафторез в условиях зеленосланцевой фации. Особенностью метаморфизма толщи является зонально-полосовой характер мигматизации, с резкими переходами от слабоизмененных метапесчаников к мигматизированным кристаллосланцам.

Метапесчаники и сланцы обладают сланцевато-полосчатой текстурой и гранобластовой, лепидогранобластовой, бластопсаммитовой структурой. По сравнению со средними кларками литосферы в породах толщи повышены до 4–10 раз содержания Be, Ti, Cr, Zn, V, Cu, Sr и до 12–50 раз – Mn, Ni, Mo, Nb и Co [72]. Породы толщи являются благоприятной средой для золото-кварцевого оруденения.

Верхний возрастной предел ограничен прорыванием толщи габброидами кедровского и гранитоидами бамбукойского позднерифейских комплексов. Принят среднерифейский возраст толщи.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

В верхнерифейском разрезе рассматриваются устькелянская толща в Байкало-Муйской и Баргузино-Витимской СФЗ, иргаинская свита – в Витимо-Урюмской СФЗ и алхейнская свита – в Пришилкинской СФЗ.

В составе устькелянской толщи (R_{3uk}) выделены покровные и экструзивно-жерловые образования. Покровные образования распространены на водоразделе Бамбуйка–Жанок, на водоразделе Бамбуйка–Амнунник (стратотипическая местность), в междуречье Бира–Олингда и в бассейне р. Таликит. Выделяется два типа разреза, первый – с преобладанием пирокластических, второй – излившихся пород, между которыми предполагается фациальный переход по латерали. Промежуточный тип разреза не пользуется значительным распространением. Фундаментом для покровных образований являются метаморфические и интрузивные породы раннего протерозоя. Породы устькелянской толщи прорываются собственными эк-

струзивно-жерловыми и субвулканическими образованиями и гранитоидами более поздних интрузивных комплексов.

В разрезе первого типа, по обоим бортам долины р. Бамбуйка в верхнем течении переслаиваются туфы риолитов литокристаллокластические и кристаллокластические различной окраски, спорадически отмечаются потоки риолитов мощностью до 1 м. Видимая мощность по разрезу 1470 м.

Разрез второго типа в верховьях правого истока р. Жанок состоит из порфировых флюидалных риолитов и туфолов риолитов и трахириолитов. Видимая мощность этого разреза около 770 м.

Минеральные ассоциации пород отвечают метаморфизму мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. В породах отмечены аномальные содержания Pb, Sn, Mo, Zn и Ag. Покровные образования благоприятны для локализации полиметаллического оруденения, связанного со штокверковым окварцеванием [73].

Экструзивно-жерловые образования вулканитов устькелянской толщи представлены в бассейнах рек Бамбуйка, Жанок, Бамбукой и Олингда, на водоразделе Бамбукой–Ирокинда, в приустьевой части р. Буром кластолавами и автомагматическими брекчиями риолитов, риолитами. Они распространены в палеовулканах и сформировались в несколько этапов магматической деятельности. Образования, сформировавшиеся на глубоких уровнях, обладают признаками интрузивных пород: полнокристаллической структурой, массивной текстурой, большим количеством фенокристаллов. Для близповерхностных пород характерны микрофельзитовая структура, флюидалная текстура и малое число вкрапленников. По химическому составу породы пересыщены кремнеземом, высокощелочные, богатые или пересыщенные щелочами, при общем преобладании К над Na, с низким содержанием темноцветных минералов.

Вулкано-плутонические образования устькелянской толщи относятся к трахириолит-порфировой и гранит-порфировой субвулканическим формациям. Образования комплекса потенциально оловоносны. Возраст, определенный на листе N-50-I Rb-Sr изохронным методом, равен 712,40 млн лет [72].

Алхейнская толща (R_{3al}) сложена мраморизованными доломитами и известняками, содержащими прослой метапесчаников, метаалевролитов, метабазальтов, их туфов и метаконгломератов. Толща выделяется в Пришилкинской мобильной зоне и наибольшее распространение получила в ее северо-восточной части, где слагает остатки кровли массивов гранитоидов рифейского и раннепалеозойского комплексов, контролируемых разломами Урюмской и Могоча-Бушулейской систем нарушений, а также небольшие по размерам тектонические блоки. Отложения толщи характеризуются моноклиальным залеганием, осложненным асимметричными линейными складками с пологими крыльями, погружающимися на север и северо-восток. Наиболее детально изучены только отдельные фрагменты разреза, которые взаимно дополняют друг друга. Верхи разреза не установлены, низы изучены в районе пади Алхей. Ранее эти образования рассматривались как диафориты по архейскому субстрату или в разрезе раннего протерозоя. Детальными работами установлено их структурное несогласие как с теми, так и с другими образованиями; отсутствие признаков гранитизации; зональный метаморфизм; осадочно-вулканогенный генезис пород

[346]. Находки фауны позволили рассматривать их в составе верхнерифейского среза [271].

Толща залегает на размытой поверхности меланократовых гранито-гнейсов позднестанового комплекса. В основании разреза располагается маломощный горизонт конгломератов, на которых залегают метагравелиты полимиктовые с линзами галечных конгломератов, сменяющиеся переслаивающимися метапесчаниками, метаалевролитами и туфами среднего состава. Разрез завершается переслаивающимися сланцами актинолит-хлорит-плагиоклазовыми, хлорит-плагиоклаз-кварцевыми, актинолит-эпидот-кварцевыми, мраморизованными доломитами с прослоями (до 2 м и более) амфибол-хлорит-плагиоклазовых сланцев. Общая мощность разреза составляет более 685 м.

Верхи разреза толщи изучены по правобережью р. Иенда к юго-востоку от пос. Букачача [346]. Разрез начинается сланцами актинолит-хлорит-кварцевыми, выше залегают metabазальты зеленокаменно измененные с линзами мраморов, metabазальты с линзами метаалевролитов, метаконгломератов, метагравелитов. Галька конгломератов сложена гранитоидами позднестанового комплекса, гнейсами, кристаллическими сланцами. В средней части разреза развиты переслаивающиеся метапесчаники, мраморизованные известняки, доломиты, metabазальты, сланцы актинолит-хлоритовые; завершается разрез известняками комковатыми со строматолитами и онколитами, мраморизованными известняками, metabазальтами, сланцами альбит-кварц-хлоритовыми. Общая мощность разреза 360 м.

На водоразделе рек Ундурга–Елкинда в экзоконтакте интрузии гранитоидов раннего палеозоя распространены зонально метаморфизованные отложения толщи, в строении которой принимают участие сланцы биотитовые, биотит-амфиболовые с гранатом, серицит-хлоритовые, двуслюдяные в переслаивании с кварцито-сланцами, микрокварцитами, metabазальтами общей мощностью до 650 м. Они сменяются согласно залегающей пачкой переслаивания мраморизованных известняков, метадиабазов и хлорит-эпидотовых сланцев с магнетитом мощностью до 450–500 м. Пласты карбонатных пород прослеживаются более чем на 65–70 км [346]. Общая мощность отложений алхейнской толщи составляет не менее 1100 м.

Мраморизованные известняки и доломиты массивные, полосчатые гранобластовой структуры, состоят (%) из доломита – 20–70, кальцита – 20–60, кварца – до 30, тремолита, эпидота, иногда граната.

Метаконгломераты с кремнисто-карбонатным цементом базального типа содержат гальку гнейсовидных гранитов, гнейсо-гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев. Сланцы актинолит-кварц-хлоритовые, кварц-хлоритовые лепидогранобластовой, бластоалевритовой структуры, состоят (%) из кварца – 50–70, серицита – до 20, актинолита – до 10, хлорита – от 1 до 7, рудного, граната, циркона.

Метабазальты апоспилитовой, пилотакситовой структуры и миндалякаменной текстурой состоят (%) из лейст альбитизированного плагиоклаза – до 65, девитрифицированного стекла – 30–40, миндалин карбоната – 30 и гнезд иддингсита – не более 3. В зонах рассланцевания они превращены в альбит- и актинолит-кварц-хлоритовые сланцы.

В сланцах и песчаниках содержания As, Bi, Sr, V в 1,5–2 раза выше кларков; в карбонатных породах концентрации Mo, Co, Pb, Zn, Sr – 1,5–3 клар-

ка. В поле силы тяжести выходам толщи соответствуют локальные гравитационные положительные аномалии, в магнитном — отрицательные.

Возраст толщи определяется присутствием в конгломератах гальки образований верхнеолекинского и позднестанового комплексов [270]. По формационным признакам, строению разреза, соотношениям с вмещающими образованиями алхейнская толща сопоставима с иргаинской. Последняя перекрывается отложениями тыпинской толщи венда, прорвана гранитоидами, имеющими определения абсолютного возраста U-Pb методом — 485–435 млн лет.

Находки онколитов *Osagia* и строматолитов *Panicollenia*, *Gongylina* в доломитизированных известняках не противоречат принимаемому рифейскому возрасту толщи.

Иргаинская свита (*R₃ir*) объединяет микросланцы, сланцы хлорит-актинолитовые, прослой и линзы известняков мраморизованных, сланцев кварц-актинолитовых, кварцитов. Свита выделяется в Витимо-Урюмской СФЗ с более широким распространением в северо-западной ее части, по правобережью р. Витим в бассейне рек (правых его притоков) Юмурчен, Иргая, Каренга и др. Образования свиты выполняют разрозненные тектонические блоки. В геофизических полях они выделяются локальными линейными положительными аномалиями магнитного поля, интенсивными деформациями, а нередко и «террасовидными площадями» гравитационного поля и отрицательными значениями гамма-поля.

Породы свиты метаморфизованы в фации зеленых сланцев с признаками динамометаморфических преобразований. Они обладают полосчато-сланцеватым обликом, северо-западным простиранием и находятся в структурном несогласии с образованиями раннего протерозоя. Образования иргаинской свиты являются основанием для отложений венда и кембрия, которые с размывом перекрывают их [123]. Отложения свиты в северо-западной части зоны нередко встречаются в совместном залегании с образованиями метаморфических пород раннего докембрия и повсеместно характеризуются тектоническими контактами.

Частный разрез свиты в бассейне р. Иргайна [123, 365] начинается мраморизованными известняками, выше залегают сланцы кварц-альбитовые с прослоями микрокварцитов, сланцы роговообманковые, кварц-альбит-эпидотовые, кварц-серицитовые с линзами микрокварцитов. Мраморизованные известняки, встречаемые в низах разреза, образуют среди сланцев выклинивающиеся линзы. Мощность разреза 850 м.

В Юмурчено-Нилхисинском междуречье [365] карбонатные породы занимают верхние части разреза свиты, в составе которого выделяются две пачки. Общая мощность свиты составляет 1690 м.

Аналогичным строением обладают отложения, встречающиеся в районе пади Букачача [346], в верховье р. Мокла [272, 346], в верхах разрезов которых широко развиты мраморизованные известняки.

Мраморизованные известняки — разнозернистые полосчатые породы пестрой окраски с мелкими включениями округлой формы, представляющими собой остатки водорослей [123]. Темноокрашенные известняки при раскалывании издают сероводородный запах.

Кварц-серицитовые, кварц-плагиоклаз-серицитовые сланцы зеленовато-серой окраски с шелковистым блеском имеют бластопсаммитовую структуру, состоят из кварца и олигоклаза, в подчиненном количестве содержат серицит, эпидот. Кварц-альбит-эпидотовые сланцы бластоалевритовой, микрограно-бластовой структуры. В их составе 40–50 % эпидота, до 30 % кварца, до 20 % альбита, иногда до 10 % микроклина. Кварц-хлорит-эпидотовые сланцы обладают бластодиабазовой структурой. Плагиоклазы полностью замещены эпидотом; цветные минералы – хлоритом; перекристаллизованные участки состоят из гранобластового агрегата кварца и альбита.

Микрокварциты – светло-серые породы с бластопсаммитовой структурой содержат (%): кварц – до 90, серицит – до 6, рудную пыль – 4.

По соотношениям с вмещающими и перекрывающими образованиями породы свиты являются довендскими, находятся в структурном несогласии с гранитоидами бухточинского комплекса Нерчинского вала, по составу и формационным особенностям близки к образованиям рифея Муйской структурно-формационной подзоны, но отличаются от них меньшей мощностью разреза. Возраст свиты принимается позднерифейский.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

К венду отнесены терригенные аматканская свита в Байкало-Витимской складчатой системе, тыпинская свита – в Витимо-Урюмской СФЗ и белетуйская свита – в Агинской и Аргунской СФЗ.

Аматканская свита (*Vam*) распространена в долинах рек Бамбукой, Жанок, Ирокинда, в юго-восточном борту Ципинской впадины и бассейнах левых притоков р. Ципа, на водоразделе руч. Аматканский и р. Бамбуйка (стратотипический разрез). В междуречье Бамбукой–Жанок установлены многочисленные факты налегания базальных слоев свиты, представленных конгломератами, гравелитами и песчаниками, на граниты бамбукойского позднерифейского комплекса. Обломки сложены, как правило, подстилающими образованиями. В целом для свиты характерны резкая фациальная изменчивость, непостоянство мощностей, грубая ритмичность, широкое развитие текстур косой слоистости, увеличение карбонатности вверх по разрезу.

Стратотипический разрез на водоразделе руч. Аматканский и р. Бамбуйка начинается с крупно-среднезернистых, часто гравийных песчаников, выше залегают средне-крупногалечные с валунами конгломераты с мало-мощными прослоями кварцевых гравелитов, олигомиктовых песчаников, углистых доломитов; в верхней части разреза развиты среднезернистые полимиктовые песчаники с прослоями пиритизированных глинистых и серицит-кварцевых сланцев, песчанистые доломиты, средне-мелкозернистые полимиктовые и аркозовые косослоистые песчаники с линзовидными прослоями алевролитов. Суммарная видимая мощность разреза 1150 м [72].

По береговым обнажениям р. Олингда свита состоит из переслаивающихся мелко- и крупногалечных конгломератов, гравелитов, грубозернистых полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов, известковистых

доломитов и доломитистых известняков в верхней части разреза. Мощность свиты по этому разрезу около 2400 м.

В русле р. Жанок, на устье руч. Каменный в нижней части разреза свиты развиты валунные и крупногалечные конгломераты, сменяющиеся средне- и мелкогалечными конгломератами с прослоями мощностью 0,2–0,5 м гравелитов и грубозернистых песчаников, за которыми выше следуют переслаивающиеся песчаники, гравелиты, песчанистые, известковистые и углистые доломиты, песчанистые известняки и слюдисто-кварц-карбонатные сланцы. Мощность по разрезу 575 м.

Породы свиты испытали региональный метаморфизм начальной стадии зеленосланцевой фации. Накопление осадков свиты происходило в условиях мелководья. Они относятся к карбонатно-терригенной формации.

Аматканская свита перекрывается золотовской свитой венд-раннекембрийского возраста и налегает на субвулканические образования устькелянской толщи верхнего рифея, на основании этого возраст ее условно определен вендским [72, 73].

Тыпинская толща (Vtp), представленная конгломератами, песчаниками с линзами и прослоями известняков и сланцев, выделяется в Витимо-Урюмской СФЗ. Она образует ареал фрагментов эродированной кровли Каренгино-Олекминского плутона раннепалеозойских гранитоидов. Незначительные фрагменты толщи (до 15–20 км²) сохраняются по правобережью р. Витим, где слагают прерывистый ареал выходов, охватывающий нижнее течение его притоков – Юмурчен, Нилхиси, Берея, Каренга и др. Фрагменты кровли в виде редких тектонических блоков прослеживаются почти до южной границы структурно-формационной зоны. Состав отложений толщи во всех выходах однотипный и характеризуется преобладанием терригенных фаций с линзами и прослоями известняков и сланцев; характер разреза трансгрессивный, породы слабо дислоцированы, а пологие углы падения, по-видимому, отражают общий наклон блоков, которые выполняют образования толщи. Состав и строение разрезов выдержаны по латерали с незначительными отклонениями мощностей отдельных пачек. В центральной и юго-западной части зоны в разрезах отложений толщи преобладают мелкообломочные фации, и в разрезе появляются пачки карбонатных пород.

В верховье рек Олекма и Нерча в основании тыпинской толщи, залегающей на образованиях раннего протерозоя, отмечались пуддинговые конгломераты. Из-за слабой сохранности разреза приводится только общая характеристика толщи, сложенной пуддинговыми конгломератами с маломощными прослоями аркозовых песчаников и общей мощностью до 300 м.

В нижнем течении р. Юмурчен, по правобережью р. Витим, отложения толщи с угловым несогласием залегают на образованиях иргаинской свиты рифея [123]. Разрез начинается конгломератами крупногалечными с галькой гранитоидов и мраморизованных известняков, сменяющихся пачкой переслаивающихся алевролитов и песчаников. Мощность разреза составляет 400 м. В районе р. Юмурчен в составе толщи выделяются конгломераты мощностью до 300 м, перекрытые пачкой переслаивания песчаников и алевролитов мощностью до 800 м.

В центральной части Витимо-Урюмской зоны, в бассейне рек Нерчуган—Ульдурга, в разрезе отложений толщи преобладают мелкозернистые более сортированные фации с прослоями известняков. Наиболее полным представляется разрез в нижнем течении р. Нерчуган, низы которого срезаны разломом [119]. Здесь развиты конгломераты мелкогалечные с прослоями песчаников, песчаники ритмичнослоистые с прослоями алевролитов, сменяющиеся выше переслаивающимися песчаниками, алевролитами и известняками, содержащими остатки *Osagia*. Общая мощность разреза толщи составляет 1188 м, свиты — 1350 м.

Южнее описываемых выходов, в междуречье Кручина—Ульдурга в разрезах отложений преобладают мелкообломочные и алевролитовые фации, находящиеся в тонком переслаивании, напоминающем флиш.

В верховьях рек Нарегда, Бол. Богоджея, Гулани, правых притоков р. Витим, отложения тыпинской толщи со следами размыва перекрываются отложениями нарегдинской толщи.

Конгломераты — среднегалечные, с галькой хорошей окатанности в количестве до 70 %. Цемент полимиктовый, гранобластовый и бластопсаммитовой структуры имеет следующий состав (%): кварц — 45, калиевый полевой шпат — до 25, плагиоклаз — 25, хлорит и эпидот — до 5. Песчаники слоистой текстуры и бластопсаммитовой структуры состоят из зерен кварца — до 80 %, полевых шпатов и рудного. Цемент поровый, соприкосновения, содержит рудную пыль, серицит, лейкоксен. Алевролиты и пятнистые сланцы сложены серицитом, кварцем, альбитом, рудным веществом с гнездами андалузита.

Рассматриваемые породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. В контакте с раннепалеозойской интрузией отмечается андалузит.

Возрастное положение тыпинской толщи определяется налеганием ее на образования раннего протерозоя и отложения иргаинской свиты рифея [123]. В свою очередь она перекрывается с размывом отложениями нарегдинской толщи [148]. В алевролитах нижней части разреза тыпинской толщи содержатся микрофоссилии *Rifenites* [119], типичные для позднего докембрия Русской платформы и других регионов. В верхах разреза карбонатных пород содержатся обильные остатки овальных форм микрофитолитов *Osagia* [271]. Нахождение микрофоссилий *Leiocollectoglobulina* gen. nov., *Pufenites* Naum., *Microtrematoglobulina* gen. nov. свидетельствует о более низком их стратиграфическом уровне относительно образований, охарактеризованных археоциатами в Аргунской зоне. Отсутствие в разрезе толщи вулканогенных пород, близость особенностей состава и строения с аматканской свитой, позволяют сопоставить ее с формацией пассивной континентальной окраины, характерной для восточной части Байкальского геоблока этого времени. Возраст тыпинской толщи рассматривается нами как вендский.

Белетуйская свита (*Vbl*), являясь основанием аргунской серии, выделяется в Агинской и Аргунской структурно-формационных зонах. Она сложена переслаивающимися мелкообломочными терригенными отложениями, с преобладанием в разрезе алевролитов, олигомиктовых и кварцевых песчаников, содержащими горизонты карбонатных пород и линзы мелкогалечных конгломератов, с подчиненным объемом гравелитов. Она с угловым несогласием перекрывает образования урульгинского комплекса

раннего протерозоя(?) и в свою очередь уже согласно перекрывается карбонатами быстринской свиты.

Отложения белетуйской свиты претерпели зональный, контактовый метаморфизм и динамометаморфизм с образованием разнообразных сланцев, метаморфизованных в эпидот-амфиболовой, зеленосланцевой и контактово-роговиковой фациях. Они слагают ряд выходов и тектонических блоков в долинах рек Шилка, Газимур, Урюмкан, Дыренская Кактолга и, частично, их водоразделы, где совместно с отложениями быстринской свиты и ерниченской толщи слагают кровлю гранитоидных плутонов позднепалеозойского и мезозойских комплексов. По латерали образования свиты испытывают неустойчивый состав, вызванный различной степенью метаморфических преобразований. Отсутствие маркирующих горизонтов затрудняет сопоставление и корреляцию разрезов свиты в отдельных блоках. Тем не менее, последовательность образований отдельных интервалов разреза, характеризуемых закономерным переслаиванием алевролитов и песчаников, содержащих горизонты карбонатных пород, с наиболее метаморфизованными осадками свиты, сопоставляются с интервалами переслаивающихся серицитовых, кварц-серицитовых, кварцитов образований и мраморизованных известняков. Угlistые алевролиты и алевропесчаники сопоставимы с графитовыми, графитсодержащими кварц-серицитовыми сланцами. По мнению ряда исследователей, занимавшихся изучением свиты [188], мощность разреза увеличивается с северо-запада на юго-восток. Степень метаморфизма усиливается в этом же направлении, а мощность свиты изменяется от 2300 до 3200–3400 м. На наш взгляд, это обусловлено не наращиванием разреза, а его сдвиганием в зонах надвигов, имеющим место в пределах характеризуемой территории. При этом, как и отмечалось, для выходов свиты в северо-западной части отмечается хорошая сохранность низов разрезов свиты, а в юго-восточной — верхов.

В районе пос. Шилкинский Завод образования свиты ранее рассматривались в составе урловской свиты, которые со структурным несогласием перекрывают образования урульгинского комплекса раннего протерозоя(?) и в свою очередь перекрываются карбонатными породами с археоциатами. Этот разрез [242] начинается песчаниками кварцевыми и олигомиктовыми, переслаивающимися с сланцами кварц-серицитовыми, мергелями, онколитовыми известняками, песчаниками и алевролитами; в средней части разреза залегает пачка известняков, часто строматолитовых и онколитовых, и доломитов в переслаивании с песчаниками и кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми сланцами. Завершают разрез алевролиты и сланцы с прослоями кварцитов. Общая мощность разреза составляет 2400 м.

Метаморфические сланцы характеризуются тонкосланцеватой текстурой. Структура меняется от слабо перекристаллизованной бластопелитовой до лепидогранобластовой. Структуры последнего типа характерны для сланцев юго-восточной части территории, где они подверглись интенсивным преобразованиям под влиянием палеозойских и мезозойских интрузий.

Алевролиты и песчаники отличаются от сланцев массивным сложением, плитчатой отдельностью и окраской. Структура этих пород алевропсаммитовая и псаммитовая, местами она переходит в бластопсаммитовую с микролепидогранобластовой структурой цемента. По составу псаммитовых обломков различаются кварцевые и аркозовые разности. В первых —

обломки на 90 % сложены волнистопогасающим кварцем, во вторых — доминируют зерна серицитизированного плагиоклаза. Базальный цемент состоит из кварца, серицита, биотита, иногда мусковита и турмалина.

Средние содержания большинства элементов-примесей понижены относительно кларков соответствующих пород. Повышены содержания W и Sn.

Образования белетуйской свиты по формационным признакам сопоставимы с отложениями венда тыпинской толщи Витимо-Урюмской и аматканской свиты Уакитской структурно-формационных зон. Отличием ее является увеличение объема алевролитов в разрезе свиты. По своим формационным особенностям она отвечает условиям формирования прибрежного мелководья (пассивной окраины).

Возраст белетуйской свиты определяется ее положением в основании аргунской серии и налеганием быстринской свиты, известняки которой содержат археоцитаты. Рифогенные пачки карбонатных пород белетуйской свиты содержат строматолиты: *Boxonia* sp., *Columnacollenia* sp., *Columnaefacta* sp., *Newlandia* sp., *Stratifera* sp., онколиты [242]. По заключениям И. К. Королюк, З. А. Журавлевой и И. Н. Крылова, они принадлежат к вендскому комплексу. Помимо этого в породах белетуйской свиты Г. Н. Пономаренко выделен спектр растительных микрофоссилий, часть которых имеет кембрийский облик [144].

ВЕНДСКАЯ—КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

В состав разреза венда—нижнего кембрия включены золотовская свита в Уакитской и Ципикано-Усойской СФПЗ и нарегдинская толща — в Витимо-Урюмской СФЗ.

Золотовская свита (V—Є_{1z}) выделена М. М. Язмиром в среднем течении р. Бамбуйка и сложена доломитами и известковистыми доломитами. Наиболее полный разрез описан в бассейне р. Лэпурэ, где переслаиваются (от 0,5 до 20—25 см) мелкозернистые массивные, неяснослоистые и тонкослоистые доломиты и доломитистые известняки. В средней части разреза в доломитах проявляется послойное окремнение. Мощность 870—920 м. Породы подвержены динамометаморфизму, содержат зоны брекчирования, прожилки флюорит-кальцит-кварцевого состава.

Западнее, в бассейне р. Жанок и по правому борту долины р. Олингда, притоку р. Ципа, в составе свиты доминируют доломиты, иногда известковистые с горизонтами и линзами строматолитовых, онколитовых и водорослевых доломитов, песчанистых и кремнистых доломитов (мощности слоев от 30 до 180 м). Общая мощность свиты около 1730 м. В составе свиты выделяются микститовые горизонты мощностью от 30 до 100 м, где в рассланцованный доломитовый или слюдисто-кремнистый матрикс погружены блоки овально-вытянутой формы по удлинению до 50 см, сложенные слоистыми, окварцованными доломитами.

Стратиграфические соотношения свиты с подстилающими образованиями установлены на левобережье р. Олингда, где наблюдается постепенный переход от песчаников и доломитистых известняков вендской аматканской свиты к массивным доломитам золотовской свиты [73]. Аналогич-

ные соотношения установлены в среднем течении р. Жанок, против устья руч. Каменный. На левобережье р. Олингда породы свиты прорваны гранитами витимканского и деминского позднепалеозойских комплексов, в зоне контактов доломиты перекристаллизованы, тремолитизированы.

Отложения свиты относятся к известняково-доломитовой формации и характеризуют верхнюю часть внешнего склона карбонатной постройки [72, 73]. Породы свиты благоприятны для золото-кварцевого, полиметаллического и жильного оруденения.

В строматолитовых доломитах руч. Аमतканский встречены органические остатки с интервалом распространения от кембрия до девона и миа-споры девона. На данном этапе исследований принят венд-раннекембрийский возраст свиты.

Нарегдинская толща (V–Є₁nr), объединяющая конгломераты, песчаники, сланцы, алевролиты, выделяется в Витимо-Урюмской структурно-формационной зоне, где образует ряд выходов среди отложений тыпинской толщи. Совместно с ними она слагает тектонические блоки, которые являются фрагментами кровли северо-западного фланга Каренгино-Олекминского плутона. Отложения толщи фациально выдержаны по латерали и вертикали.

В верховье рек Бол. Богоджея и Нарегда отложения ее с размывом залегают на конгломератах, содержащих линзы известняков тыпинской толщи (данные Ф. М. Ступака). Разрез сложен в нижней части [30] крупногальчатыми конгломератами зеленой окраски, сменяющимися песчаниками кварцевыми разнотернистыми, в верхней части – ритмично переслаиваемыми песчаниками мелкозернистыми и углистыми филлитовидными сланцами с линзами и прослоями белых конгломератов мощностью до 3–5 м. Общая мощность 400 м.

К западу по простиранию толща фациально замещается сливными кварцевыми песчаниками и кварцитами с галькой кварца и серых песчаников. В низах разреза пачки иногда отмечаются маломощные прослои метабазальтов(?) с зеленокаменными изменениями.

В междуречье Берея–Богоджия разрез толщи близок по строению к вышеописанному и представляется в следующей последовательности: пачка конгломератов, подстилаемая серыми песчаниками тыпинской толщи, сменяется вверх по разрезу пачкой переслаивания кварцевых песчаников и алевропесчаников с редкими прослоями мощностью до 1 – 1,5 м гравийных конгломератов (тыпинская толща [34]). Общая мощность описываемых отложений толщи составляет около 400 м.

Толща метаморфизована в условиях фации зеленых сланцев; от тыпинской толщи отличается мономиктовым составом песчаников, флишоидным переслаиванием песчаников и алевролитов, широким развитием углистых сланцев.

Углистые филлитовидные сланцы содержат углистое вещество, зерна кварца и чешуйки серицита. Количество обломочного материала составляет 30–80 %, а основная масса состоит из серицита, углистого вещества и рудной пыли. Песчаники – мономиктовые, слоистые с волноприбойными знаками; состоят из регенирированных зерен кварца, изредка циркона и сфена. Цемент базальный, поровый, состоит из серицита, кварца, рудного и эпидота.

Конгломераты разногалеchnые, неслоистые темно-зеленого цвета с хорошоокатанной галькой гнейсовидных гранитоидов, алевролитов, песчаников, сланцев с андалузитом. Цемент разнозернистый, песчанистый, состоящий на 90 % из кварца с примесью серицита, слюды и рудной(?) пыли. Белые среднегалеchnые конгломераты содержат уплощенную гальку песчаников и кварца, сцементированную грубозернистыми олигомиктовыми песчаниками.

Толща отвечает формации пассивной континентальной окраины.

Нижняя возрастная граница толщи определяется наличием в конгломератах хорошоокатанных галек раннепротерозойских гранитоидов и пятнистых сланцев с андалузитом тыпинской толщи. Верхнюю границу определяет прорывание толщи гранитоидами позднепалеозойских и раннемезозойских комплексов. Отложения толщи сопоставлялись ранее с отложениями химгельдинской свиты бассейна рек Витим—Химгельда. На основании изложенного возраст толщи принимается условно венд-нижний кембрий*.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К нижнему кембрию отнесены терригенно-карбонатная аиктинская свита в Уакитской СФПЗ и карбонатная быстринская свита в Аргунской СФЗ, к нижнему—среднему кембрию — карбонатно-терригенная якшинская свита в Уакитской СФПЗ и терригенная ерниченская толща в Аргунской СФЗ, к среднему отделу кембрия — терригенно-карбонатная огненская свита в Уакитской СФПЗ.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Аиктинская свита (*Eak*) распространена в Жанокском грабене, представлена тонким ритмичным переслаиванием глинистых, доломитистых известняков с примесью терригенного материала. В верхней части разреза отмечен горизонт мощностью 50—60 м глинисто-доломитово-известковых пород. Мощность свиты здесь около 450 м. Восточнее, в среднем течении р. Бамбуйка, в бассейне р. Лэпурэ свита сложена тонкослоистыми водорослевыми (*Renalcis* sp.) известняками, доломитистыми известняками и доломитами с линзами кремней и прослоями битуминозных известняков

* Отложения нарегдинской толщи по составу и строению разреза характеризуют новый цикл осадконакопления. В пользу этого свидетельствует аркозный состав отложений, залегающих с размывом на тыпинской толще, флишоидное строение разреза, наличие в низах аналогичных отложений метабазальтов, а в гальке конгломератов — пятнистых сланцев с андалузитом и роговиков. Последнее может свидетельствовать о формировании осадков после внедрения гранитоидов раннего палеозоя, вызвавших контактовый метаморфизм. К северу от выходов отложений толщи, по последним данным, установлены отложения девона. Все эти косвенные данные могут свидетельствовать о среднепалеозойском возрасте описываемой толщи.

с археоциатами *Ajacyathus davydovi* Jazmir. Общая мощность разреза 1040 м. Породы относятся к доломитисто-известняковой формации и характеризуют внешний склон карбонатной постройки [72].

Соотношения свиты с окружающими образованиями в бассейне р. Лэ-пурэ тектонические, блоки доломитов находятся в составе среднепалеозойского среднебамбуйского хаотического комплекса, в породах обнаружены брекчии обрушения [72]. Матрикс брекчий слоистый доломитовый с обломками размером от первых сантиметров до первых метров окремненных строматолитовых доломитов, органогенно-обломочных известняков, в которых найдены органические остатки среднего палеозоя [102, 103].

Верхний возрастной предел ограничивается прорыванием пород свиты интрузиями раннепалеозойского бирамьинского комплекса. В стратотипическом разрезе контакт с нижележащей золотовской свитой венда-нижнего кембрия нормальный стратиграфический. Возраст свиты принят нижнекембрийским.

Быстринская свита (E_1bs) сложена карбонатными породами, образующими обширные поля в долинах рек Шилка, Дырэнская Кактолга, Будюмкан, в нижнем течении р. Газимур и перекрывающими белетуйскую свиту. Во внутренних зонах площади распространения кембрийских отложений на долю известняков приходится до половины объема свиты, причем они сосредоточены главным образом в средней части разреза. По мере приближения к долине р. Газимур, ограничивающей распространение свиты к югу, роль известняков постепенно снижается. Параллельно уменьшается общая мощность свиты от 3000 до 1400 м и менее.

Налегание известняков быстринской свиты на отложения белетуйской свиты достаточно уверенно установлено в районе рек Шальдемар, Воскресенская, в р. Даренская Кактолга и к юго-западу от исследуемой территории [291]. В большинстве случаев быстринская свита ограничена разломами или вовлечена в надвиги.

В верховье р. Ларга на сланцах белетуйской свиты согласно залегает [291] пачка разноокрашенных доломитов мощностью до 1100 м. Выше на них залегает пачка переслаивания карбонатных и графит-кварц-серицитовых сланцев, которые представляют низы ерниченской толщи.

Разрез свиты в Кактолгинской синклинали характеризуется преобладанием на одних и тех же уровнях то доломитов, то известняков, то известковистых доломитов, цвет которых меняется от белого до темно-серого и черного, а текстура от массивной до слоистой и брекчиевой. В отличие от приведенного разреза, для выходов отложений свиты в долине р. Шилка отмечается преобладание в низах разреза светлых массивов доломитов, а в верхах — известняков. Характерной особенностью быстринской свиты в пределах Кактолгинской пликвативной структуры является присутствие в разрезе магнезитов. Они образуют пластообразные залежи, тела линзовидной и сложной формы, залегающие согласно с общей структурой синклинали. Кроме того, в нижней и средней частях разреза отмечаются прослои песчаников и кварц-серицитовых сланцев.

По материалам предшественников [291], мощность свиты определялась цифрами от 1200 до 4000 м. По геофизическим расчетам вертикальная мощность в районе Кактолгинской структуры не превышает 1500 м, Будюмканской — 3000 м.

Карбонатные породы свиты характеризуются массивным сложением, грубопелитоморфной, тонкогоризонтальной и волнистослоистой текстурой, пелитоморфной и грубозернистой структурой. Участками в них отмечаются внутриформационные брекчии и сингенетические деформации слюды. Они состоят из кальцита, доломита, магнезита, обломочных зерен кварца, кремнистых образований. В темноокрашенных разностях карбонатов отмечается примесь углистого, глинистого вещества и рудной пыли.

Химический состав пород изменяется от чистых известняков до типичных доломитов и магнезитов, при наличии переходных разностей отмечается тенденция к увеличению известковистости к верхам разреза свиты.

Быстринская свита относится к типичной морской известняково-доломитовой формации. Литологический состав, структурно-текстурные признаки, биота указывают на образование осадков свиты в условиях шельфовой фации, в диапазоне глубин 10–100 м. Подтверждением этому является наличие размытых строматолитовых построек с детритом в межстолбиковых пространствах, обросшими слоевищами строматолитообразующих водорослей (падь Камешек в бассейне р. Дорожная Кактолга [286]).

Доломиты и известняки не имеют четко выраженных геохимических особенностей. В них содержания большинства микроэлементов относительно кларка понижены, и только по Cu, Li, Ba, Co наблюдается незначительное повышение. Магнезиты отличаются еще более низкими содержаниями, особенно сидерофильных и халькофильных элементов. Исключения составляют Zn и Sr, содержания которых вдвое превышают их фон в доломитах. Терригенные породы имеют спектр элементов-примесей, сходный с приведенным для образований белетуйской свиты.

В карбонатных отложениях свиты в приустьевых частях рек Черная, Унекача и Душемыл [48], а также по пади Камешек (правобережье р. Дорожная Кактолга [188]) обнаружены пластовые, столбчатые и желваковые строматолиты. В 2 км от устья р. Ларга собраны онколиты, принадлежащие, по заключению З. А. Журавлевой, к виду *Osagia mongolica* Kогоl. Восточнее территории листа N-50, в бассейне р. Кутя, Г. И. Князевым в карбонатах собраны органические остатки, предварительно определенные Ю. К. Дзевановским как хиолиты [286].

Раннекембрийский возраст быстринской свиты определяется ее налеганием на белетуйскую свиту и перекрыванием ерниченской толщей. В аналогичных образованиях у с. Георгиевка (лист M-50-VI) установлен комплекс органических остатков археоциат, трилобитов и других форм, характерных для атдабанского и ботомского ярусов нижнего кембрия.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Ерниченская толща (Є₁₋₂er) выделяется в Аргунской структурно-формационной зоне, сложена терригенными, преимущественно тонкокластическими отложениями, согласно залегает на быстринской свите. В междуречье Газимур–Урюмкан [291] образует ряд полей площадью до 120 км², а также мелкие выходы в междуречье Шилка–Газимур. На всех участках своего развития толща представлена однообразно переслаивающимися,

зонально метаморфизованными алевролитами, алевропесчаниками, филлитами, графитосодержащими и другими сланцами, карбонатными породами, песчаниками с прослоями гравелитов.

Наиболее выдержанным составом обладает нижний горизонт толщи, который представлен переслаивающимися углистыми, графитосодержащими сланцами с прослоями и линзами карбонатных пород. Вверх по разрезу толщи они постепенно вытесняются филлитами, алевролитами с прослоями песчаников и алевропесчаников.

В районе р. Урюмкан, бассейн р. Газимур, на слоистых известняках быстринской свиты согласно залегают [144] (снизу вверх): сланцы углистые тонкослоистые с линзами известняков и прослоями алевропесчаников серо-зеленого цвета; песчаники кварцево-слюдистые, тонкоплитчатые с прослоями белесых алевропесчаников; филлиты зеленовато-серые с прослоями песчаников, гравелитов. Общая мощность разреза составляет более 805 м. По простирацию филлиты постепенно замещаются сланцами кварц-серицитовыми, серицит-кварцевыми, графит-серицит-кварцевыми.

В районе р. Аркия, нижнего течения р. Газимур, на слоистых доломитах быстринской свиты залегают отложения с аналогичным разрезом, мощность которых составляет более 1000 м.

Наиболее полный разрез толщи установлен по р. Курлея на правом берегу р. Газимур [291]. В нижней части развиты сланцы углистые тонкослоистые с графитом, известняки углистые оолитовые, песчаники кварцево-слюдистые с прослоями филлитовидных сланцев, линзы осадочных брекчий; средняя часть разреза состоит из чередования филлитов, алевролитов, песчаных сланцев с прослоями известняков доломитовых, известняков неяснослоистых с остатками водорослей. Завершается разрез филлитами магнетитсодержащими с прослоями песчаников кварцитовидных. Общая мощность свиты 1825 м.

Внутреннее строение толщи сложное. Оно определяется фациальной невыдержанностью по простирацию, отсутствием маркирующих горизонтов, дисгармоничной складчатостью, многочисленными разрывными нарушениями, интенсивным контактовым метаморфизмом на фоне пестрого вещественного состава. Все это выделяет ее среди других стратиграфических подразделений региона.

Породы толщи в зонах эндоконтактных изменений интрузий или линейных дислокаций испытывали прогрессивный, регрессивный и контактовый метаморфизм, что привело к многообразию пород толщи алевролитов, филлитов и сланцев до появления графитосодержащих сланцев, кварцитов с магнетитом (до 20 %).

Сланцы представляют собой тонкослоистые породы с бластопсаммитовыми, бластоалевролитовыми и лепидогранобластовыми структурами, содержащими графит и рудные минералы. Филлиты и филлитовидные сланцы – тонкосланцевые породы с новообразованиями кварца, серицита и графита, состоят из алевритистых обломков кварца, полевого шпата, сгруппированных в тонкие прослойки и линзы, остатков пелитоморфного глинистого вещества. Структура пород бластоалевролитовая, гранолепидобластовая с порфиробластами магнетита, кварца. Карбонатные породы отличаются от образований быстринской свиты значительным объемом углистого вещества и содержа-

нием алевритовых зерен кварца. Прослои брекчий представляют собой песчаники с уплощенными обломками сланцев.

Возрастное положение толщи определяется согласным залеганием на фаунистически охарактеризованных отложениях нижнего кембрия. Доломитовые известняки в средней части разреза по руч. Курлея содержат водоросли *Epiphyton* sp. Органические остатки в филлитовидных сланцах Газимуро-Урюмканского междуречья определены В. А. Сысоевым как головоногие моллюски рода *Salterella* sp., З. Г. Балашевым — как *Volbortella* Schmidt., присутствующие в ниже- и среднекембрийских отложениях Прибалтики, что послужило основанием сужения возрастных рамок ернченской толщи, хотя приведенные факты не исключают наличие в разрезе толщ и верхнекембрийских образований [311, 291].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Огненская свита (E_2og) выделена на правобережье р. Бамбуйка в виде двух тектонических пластин в Среднебамбуйском грабене. Свита сложена алевритистыми известняками с примесью углистого вещества с прослоями доломитов и известковистыми доломитами с прослоями песчанистых доломитов. Видимая мощность 170 м. Стратотипический разрез свиты находится восточнее, по левобережью р. Онгко (Огне), левого притока р. Бамбуйка. Гипостратотипический разрез, более полный и менее нарушенный, описан [72] в 1 км выше устья р. Онгко по правому борту долины р. Бамбуйка. В этом разрезе переслаиваются известковистые и алевритистые, иногда песчанистые доломиты, карбонатные конгломераты и песчаники, алевритистые и углисто-глинистые известняки. Мощность слоев — первые метры—первые десятки метров, видимая мощность разреза — около 300 м. Контакты с окружающими образованиями тектонические.

Породы метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации. В зонах дислокаций по ним развиваются слюдисто-карбонатные динамосланцы, происходит перекристаллизация пород вплоть до образования кальцитовых жил.

Среднекембрийский возраст свиты определен по трилобитам семейства *Oryctocephalidae*: *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm., *O. walcotti* R. S., *Oryctocara lata* N. Tchern., *O. granulata* N. Tchern., *Tonkinella sibirica* N. Tchern., *T. bambuica* Dalm., *Oryctotenella ognevi* Dalm. Комплекс трилобитов сопоставляется с левооктинским и правооктинским горизонтами и соответствует зонам *Oryctocara*—*Oryctocephalus* и *Tonkinella gavrilovae*, выделенным для амгинского яруса Бурятии [72].

При палинологических исследованиях в стратотипическом разрезе выявлены разновозрастные палинокомплексы [103]. В породах установлены органические остатки (акритархи и споры), типичные для среднего кембрия, ордовика, верхнего девона и нижнего карбона. Эти данные свидетельствуют о микститовой природе образований терригенно-карбонатной формации [72].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Терригенно-карбонатные отложения нижнего—среднего отделов девона представлены ильдижанской свитой(?), среднего—верхнего отделов — яковлевской свитой и распространены в Аргунской и Агинской СФЗ, верхнего отдела — чулгеминской свитой в Уакитской СФПЗ. Условно к девону отнесена точерская свита в Ципикано-Усойской СФПЗ Баргузино-Витимской зоны.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Ильдижанская свита ($D_{1-2}il?$) ямкунской серии выделена условно в бассейне нижнего течения р. Газимур (междуречье Дырэнская Кактолга—Дорожная Кактолга) и бассейне р. Шилка (реки Куренга и Ишакан). Представлена алевролитами, кварцитами, сланцами глинистыми, кремнистыми, слюдястыми и кварц-серицитовыми, известняками, песчаниками с прослоями кремнистых пород, гравелитов, туфов, метабазальтов и сланцев углисто-кварц-серицитовых.

В бассейне нижнего течения р. Газимур [291] свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на белетуйской свите венда(?) и быстринской свите кембрия. Базальный горизонт представлен конгломератами с галькой сланцев и метаморфизованных песчаников подстилающих отложений. Верхняя граница определяется согласным налеганием сланцев и песчаников яковлевской свиты. Мощность в данном местонахождении варьирует от 500 до 950 м.

В разрезе, описанном на левобережье р. Догия, нижняя часть представлена слюдястыми сланцами (100 м), выше которых залегают алевролиты с прослоями кремнистых пород (120 м), пачка переслаивания алевролитов, местами углистых, сланцев глинистых и мелкозернистых песчаников (300 м). Разрез завершается известняками доломитизированными с остатками синезеленых и багряных водорослей (80 м). Мощность 600 м [291]. С северо-востока на юго-запад мощность свиты увеличивается, в этом же направлении уменьшается зернистость материала.

В горизонте известняков, венчающем разрез ильдижанской свиты, в верховьях р. Дырэнская Кактолга обнаружены остатки багряных водорослей *Solenopora* sp., *Archeolithophyllum* sp. и синезеленых водорослей *Rotpletzella* sp., возраст которых, по мнению В. А. Лучининой, преимущественно среднепалеозойский, не моложе каменноугольного периода. Кроме того, в шлифах имеются неопределимые остатки кальцисфер и раковинной фауны [291].

В тектонических блоках в районе рек Куренга и Ишакан, ранее относимых к ононской свите [270], обнажаются сланцы кварц-серицитовые, кремнистые породы, метаалевролиты, метапесчаники с прослоями метабазальтов, сланцев углисто-кварц-серицитовых и линзами известняков. Контакты с подстилающими образованиями тектонические. В пади Кутузиха (бассейн р. Ишакан) в основании разреза обнаружены конгломераты, которые интерпретируются как базальные [270]. Мощность разреза 1350—1450 м.

В разрезе свиты по пади Ишакан [270] наблюдаются: метаалевролиты сплошные (160 м), переслаивание метапесчаников, металевролитов (280 м), метаалевролиты с прослоями сланцев углистых черных тонкоплитчатых и метапесчаников с будинами кварца (310 м), ритмичное переслаивание метапесчаников и филлитов с линзами (0,3–0,5 м) известняков, содержащих неопределимые строматолиты (150 м), гравелиты кварцевые серые с обломками кристаллических сланцев (180 м), кварцитовидные песчаники с галькой гранитов (70 м), кварциты пестроокрашенные с прослоями сланцев (50 м). Разрез продолжается на правобережье р. Куренга, в районе горы Воструха, где на кварцитах залегает пачка (230–250 м) переслаивания пестрых яшмовидных пород, филлитов, метапесчаников и сланцев углито-кремнистых, графитсодержащих с прослоями (3,5–4 м) метабазальтов. Породы рассланцованы, дислоцированы и преобразованы в условиях фации зеленых сланцев.

Свита относится к известково-песчаниково-алевролитовой, алевролит-кварцево-песчаниковой и спилит-диабазовой формациям.

Рассматриваемые отложения отнесены к ильдижанской свите условно, на основании литологического сходства с выходами стратона, расположенными на листах М-50-IV, V [111, 333].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К яковлевской свите ($D_{2-3}jak$) ямкунской серии отнесены преимущественно терригенные образования, развитые в бассейне рек Газимур, Будюмкан (Аргунская СФЗ) и Куэнга (Агинская СФЗ). Отложения представлены алевролитами, песчаниками, аргиллитами, гравелитами, прослоями туфов, филлитов, сланцев углито-глинистых, серицит-кварцевых, кальцит-серицит-кварцевых, конгломератов и карбонатных пород.

В нижнем течении р. Куэнга (левый приток р. Шилка) к стратону отнесены отложения, слагающие небольшие изолированные тектонические блоки. В нижней части разреза [270] обнажается пачка ритмичного переслаивания песчаников и сланцев кварц-серицитовых, серицит-кварцевых и карбонат-серицит-кварцевых (210 м), выше — песчаники неяснослоистые (130 м), содержащие растительный детрит и остатки мшанок плохой сохранности, которые сменяются мелкогалечными конгломератами (70 м) с отдельными крупными валунами (возможно, олистострома); завершается разрез пачкой переслаивания среднезернистых песчаников, неяснослоистых алевролитов и сланцев (190 м). В этой пачке обнаружены брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *C. aff. achmet* Nat., *Camarotoechia* sp., *Strophomenida*.

Свита несогласно перекрыта отложениями верхнего триаса и прорвана поздне триасовыми интрузиями. Мощность разреза 600 м.

На лево- и правобережье р. Будюмкан (нижнее течение р. Аргунь) [385] к яковлевской свите отнесены отложения, представленные глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями карбонатных пород, внутриформационных конгломератов и осадочных брекчий. Контакты с выше- и ниже лежащими отложениями тектонические. В бассейне пади Черен свита прорывается гранитами ундинского комплекса.

В бассейне р. Газимур между реками Дыренская Кактолга, Догия, Дорожная Кактолга стратон согласно залегает на ильдиканской(?) свите, сложен сланцами карбонатно-кремнистыми, песчаниками мелкозернистыми полимиктовыми, алевролитами и глинистыми сланцами. Мощность яковлевской свиты в данном выходе 600–650 м [291].

Фаунистические остатки в районе пос. Верхняя Куэнга впервые обнаружены в 1930 г. Л. Д. Кипарисовой, на основании определения мшанок из этой коллекции вмещающие отложения были отнесены к верхнему палеозою. Позднее в разрезе выявлены определяемые брахиоподы, изучение которых проводилось М. А. Ржонсницкой, Б. П. Марковским, Е. А. Модзалевской [81, 229]. Наиболее характерными являются виды *Cyrtospirifer verneuili* и *S. achmet*. Первый распространен в верхнем фране Франции, фамене Кузнецкого бассейна и других регионов, в Забайкалье встречен в тепловской свите Верхнего Приамурья и нижней части зун-шивеинской свиты Агинской мобильной зоны [17, 10]. Второй вид характерен для нижнего франа яковлевской свиты Аргунского блока и ольдойской свиты Верхнего Приамурья, по его появлению проводится граница между средним и верхним девонем [10].

Стратиграфическое положение яковлевской свиты в междуречье Дыренская Кактолга–Дорожная Кактолга определяется на основании согласного залегания на ильдиканской свите, возраст которой по присутствию остатков багряных и синезеленых водорослей определен как средний палеозой. К яковлевской свите разрез отнесен условно, на основании литологического сходства с выходами стратона в стратотипической местности – бассейне среднего течения р. Газимур [291].

Возраст стратона по современным данным – живет–фамен [86].

Метаморфизм свиты отвечает низким ступеням зеленосланцевой фации.

Отложения относятся к алевролит-песчаниковой (с олистостромами) и известково-песчаниково-алевролитовой формациям континентального склона пассивной окраины [270].

В кварц-серицитовых сланцах и песчаниках ильдиканской(?) свиты по р. Куренга содержания As, Bi, Zr, V в 2 раза превышают кларки. В выходах яковлевской свиты в нижнем течении р. Куэнга W, Mo, Cu, Ag, Sb в 1,5 раза выше кларков [270]. В яковлевской свите р. Будюмкан в концентрациях выше кларковой присутствуют только Ti и Zr [385]. В районе р. Дыренская Кактолга в породах ямкунской серии концентрации Ag превышают кларковые в 50 раз [291].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Чулегминская свита (D₃с¹) распространена в долине р. Бамбукой, левого притока р. Бамбуйка, бассейн р. Витим, прослеживаясь в северо-западном направлении во врезках боковых долин и русле р. Бамбукой на 15 км при ширине около 2 км, и по правобережью р. Бамбуйка. В составе свиты преобладают ритмичные флишоидные образования с подчиненным количеством базальных карбонатных конгломератов и песчаников.

Стратотипический разрез чулегминской свиты находится в бассейне руч. Длинный, левого притока р. Бамбукой. Здесь он отличается максимальной полнотой с сохранением вертикальной последовательности напластования, слабо нарушен тектоникой и охарактеризован микрофоссилиями и водорослями. Стратотипическая местность охватывает среднее течение р. Бамбукой, выше устья руч. Длинный, так как установленные здесь фрагменты свиты дополняют данные о ее составе, возрасте и положении в разрезе.

Нижний контакт чулегминской свиты описан в бассейне р. Бамбукой, где базальные конгломераты с разрывом и угловым несогласием налегают на пачку переслаивания серых песчаных известняков и зеленоватых доломитистых известняков аматканской свиты венда(?). Верхний контакт повсеместно перекрыт кайнозойскими образованиями.

Залегание свиты моноклиальное, локально наблюдаются сопряженные брахискладки, вблизи отдельных разрывных нарушений отмечены складки волочения.

Свита расчленена на три пачки: нижнюю — конгломератовую (30–150 м), среднюю — песчаниковую (50 м) и верхнюю — флишоидную (до 1000 м). Нижняя пачка сложена карбонатными конгломератами и конглобрекциями, среди которых отмечены прослои зеленовато-серых мергелей и карбонатных песчаников. Переход к средней пачке постепенный, нижняя граница условно проводится по преобладанию песчаников над конгломератами и гравелитами. В нижней части средней пачки отмечены тела косослоистых песчаников, прослои и линзы конгломератов, гравелитов, в верхней — горизонты алевроитистых известняков и алевролитов. По преобладанию последних условно проводится нижняя граница верхней пачки, представленной ритмичным переслаиванием зеленовато-серых, буровато-серых карбонатных песчаников, известковистых доломитов, алевролитов и песчаных аргиллитов. Для этой части характерны отчетливо проявленные ритмы мощностью от 10 до 50 см. Вверх по разрезу постепенно начинают доминировать песчаные алевролиты с линзовидно-волнистой слоистостью. Нижняя часть ритмов сложена тонко-мелкозернистыми песчаниками, песчаными известняками, верхняя — рассланцованными известковистыми алевролитами, запесоченными метааргиллитами.

Общая видимая мощность свиты до 1200 м. С юго-востока на северо-запад по простиранию свиты установлено уменьшение мощности вплоть до полного выклинивания конгломератовой и песчаниковой пачек. Породы свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации и кливажированы, зоны разрывных нарушений трассируются развитием тектонических брекчий и милонитов.

Позднедевонский возраст чулегминской свиты определяется по остаткам водорослей *Multicellularia* sp. (К. Б. Кордэ) и миоспор, установленных по всему разрезу. Видовой состав палинокомплексов всех трех пачек близок между собой, выделяет позднефранское, евланово-ливенское время накопления свиты и соответствует палинозоне *Cristatisporites deliduescens* — *Verrucosiporites evlanensis*, отвечающей стандартной конодонтовой зоне *Palmatolepis linguliformis (gigas)* [101,103].

Точерская свита (*D?thc*) слагает небольшие поля и ксенолиты среди позднепалеозойских гранитоидов в Ципикано-Витимской СФПЗ Бар-

гузино-Витимской СФЗ: в междуречье верхнего течения р. Ципа и верхнего течения р. Амалат (левобережье р. Витим). Отложения представлены конгломератами мелко-валунногалечными с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников, грубозернистыми песчаниками с прослоями серицит-углистых сланцев и риолитов, глинистыми сланцами с маломощными прослоями и линзами алевролитов, гравелитами, алевролитами, риолитами и их туфами. Характерны фациальные замещения конгломератов песчаниками и гравелитами по простиранию. Мощность в различных выходах варьирует от 300 до 1500 м.

Породы свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Литолого-фациальные особенности разрезов позволяют рассматривать их в составе точерской свиты, стратотипическая местность которой находится в непосредственной близости от западной рамки листа, на водоразделах рек Гулинга—Ауник и Точер—Гулинга.

Точерскую свиту можно рассматривать в составе песчаниковой формации флишоидного типа [16].

Стратиграфическое положение точерской свиты определяется ее налеганием на зеленые сланцы докембрия (сиваконская свита) и прорыванием гранитоидами витимканского комплекса. Более точно возраст стратона датируется по остаткам фрагментов коры плауновидных с листовыми подушечками (определения Н. М. Петросян, ВСЕГЕИ, С.-Петербург и В. А. Ананьева, ТГУ, г. Томск), которые обнаружены в среднезернистых песчаниках на правом берегу р. Ауник [175]. По мнению палеонтологов, определявших остатки, они подобны растениям, получившим наибольшее распространение в верхнем девоне—нижнем карбоне [16]. В 2004 г. В. А. Аристовым (ГИН, Москва) в карбонатных породах свиты обнаружены конодонты(?) *Palmatolepis* sp., *Polygnathus* sp., известные из фаменского яруса верхнего девона. Согласно этим данным возраст точерской свиты условно принимается девонским.

СРЕДНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

К среднему палеозою в Уакитской СФЗ отнесена суховская свита (PZ_{2sh}), представленная осадочно-вулканогенными образованиями покровной, экструзивно-жерловой и субвулканической фаций и распространенная южнее Ципинской впадины и по правому борту долины р. Жанок. Породы залегают либо в тектонических блоках, либо с размывом на образованиях верхнерифейской устькелянской толщи. Факты налегания установлены в бассейнах рек Кадали, Олингда и Бира.

Покровная фация представлена вулканогенно-осадочным, осадочно-вулканогенным и вулканогенным типами разрезов [73]. Вулканогенно-осадочный тип разреза развит на водоразделе Ципа—Олингда и в бассейне последней. Разрез сложен метаморфизованными туфопесчаниками, иногда с примесью карбонатного материала, туфоконгломератами, песчаниками и алевропесчаниками, конгломератами, метаандезитами, реже туфоалевролитами с маломощными прослоями риолитов и туфолов. Видимая мощность этого разреза 1000 м. Сходный разрез описан в южном борту Ципин-

ской впадины, ниже устья р. Кадали. Здесь свита прорвана субсогласными пологими дайками и силлами метабазальтов суховского комплекса. Для этого разреза характерна интенсивная гематитизация цемента туфов и песчаников.

Осадочно-вулканогенный тип разреза развит в приустьевой части р. Бира, где переслаиваются в различных сочетаниях с преобладанием вулканогенных разностей метаморфизованные андезидолериты и миндалекаменные андезиты, туфопесчаники, туфоконгломераты и туфоалевролиты, песчаники, алевролиты и конгломераты. Видимая мощность разреза 400 м.

Вулканогенный тип разреза изучен на водоразделе Кадали—Бира. Разрез сложен порфиоровыми и афировыми, редко перлитовидными риолитами, туфолавами и лавобрекчиями риолитов, туфоконгломератами и туфопесчаниками, встречающимися в подчиненном количестве. Видимая мощность разреза около 500 м.

В правом борту долины р. Жанок среди риолитов и их туфов отмечены два сближенных покрова метабазальтов мощностью первые метры и биостромы запесоченных органогенных доломитов. По парагенезисам породы покровной фации соответствуют зеленосланцевой фации метаморфизма низких ступеней. Породы проработаны гидротермами и являются благоприятной средой для локализации золотого оруденения.

Экструзивно-жерловая фация представлена лавобрекчиями, кластолавами, сферолитовыми риолитами, метаморфизованными андезитами, их кластолавами, долеритами и их агломератами. Кислые разновидности распространены на водоразделе Кадали—Бира, средние — в приустьевой части р. Бира, основные — на водоразделе Кадали—Олингда. Выходы пород кислого состава имеют овальную и линзовидную форму и площадь от нескольких сот квадратных метров до 1,5 км².

Субвулканическая фация представлена микрогаббро, слагающим мелкие штокообразные (до 2 км²) тела и силлы, а также метаморфизованными андезитами, андезидолеритами и долеритами, залегающими в виде силлов и даек мощностью до 400 м.

В пробах из биостромовых образований бассейна р. Жанок определен комплекс ископаемых водорослей, имеющих плохую сохранность, но в ряде случаев определенных до вида [73]. Это красные водоросли *Sagana* sp., распространенные в палеозое, не древнее его середины, синезеленые водоросли *Stromania saganica* K o r d e sp. nov., не древнее ордовика, сифоновые водоросли *Multicellularia* sp. (девон—карбон), синезеленые водоросли *Rothpletzella* sp. (силур—девон) и *Rothpletzella devonica* M a s l., характерные для девона. Водорослевые колонии имеют сферово-узорчатые, войлокообразные, пластинчатые, овальные формы, часто с ярко выраженной инкрустирующей формой нарастания, развивающейся в виде строматолитоподобных масс. Здесь же выделен комплекс миаспор позднего девона: *Archaeozoneotriletes variabilis* N a u m., *Anotatus* N a u m., *Arugosus* N a u m., *Acanthotriletes denticulatus* N a u m., *Arugatus* N a u m. и хитинойзой *Desmochitina* sp. [73]. По устному сообщению Г. Л. Митрофанова, по базальтам в стратотипической местности получен каменноугольный абсолютный возраст. Возраст суховской ассоциации принят среднепалеозойским.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

К верхнему отделу пермской системы отнесены вулканогенные отложения тамирской свиты в Хилок-Витимской структурно-формационной зоне и чичаткинской свиты – в Витимо-Урюмской и Пришилкинской СФЗ.

Чичаткинская свита ($P_2^{с\check{с}}$) распространена незначительно и сложена покровами трахириолитов, риолитов, дацитов, трахидацитов, андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов и трахиандезибазальтов, их кластолавами и туфами с прослоями и линзами туфоконглобрекчий, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, пространственно тяготеющих к низам свиты. Породы свиты распространены главным образом в Селенгино-Яблоновой складчатой системе, формируя фрагменты Белоурюмской впадины, Куйтунской грабен-синклинали [270] и Кузнецовского палеовулкана [272]. Крупный выход свиты выделяется также на юго-западе Витимо-Урюмской СФЗ в верховье р. Кручина.

Наиболее полный разрез свиты представлен в Белоурюмской впадине [270]. Низы разреза сложены перемежающимися покровами трахиандезитов, трахиандезибазальтов с их туфами и лавобрекчиями, с пластами и линзами туфоконглобрекчий, туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. Выше они сменяются покровами трахириолитов, риолитов, трахириодацитов с прослоями туфов и кластолав. Верхи свиты сложены туфогенно-осадочными породами: туфогравелитами, туфопесчаниками с прослоями туфов кислых эффузивов. Общая мощность свиты достигает 550 м.

В северном фрагменте Куйтунской грабен-синклинали (верховье р. Чача) и в верховье р. Кручина образования чичаткинской свиты представлены только ее верхней частью, то есть перемежаемостью покровов риолитов, трахириолитов, риодацитов, их лавобрекчий и кластолав, реже туфов. Видимая мощность свиты здесь не превышает 300–400 м.

На левобережье р. Олекма в бассейне рек Венегер и Асините эффузивные образования чичаткинской свиты подразделяются на две толщи: нижнюю, сложенную в основном покровами вулканитов среднего состава (андезитов и трахиандезитов с прослоями их кластолав и туфов), и верхнюю – кислого состава, состоящую из покровов дацитов, трахидацитов и трахириолитов и их туфов. Общая мощность свиты не превышает 280 м.

Базальты, андезиты, дациты и их субщелочные разновидности обладают массивной, брекчиевой, флюидалной или миндалекаменной текстурой и афировой или порфировой структурой. Вкрапленники, составляющие до 40 % объема породы, представлены плагиоклазом (от № 65 до № 32), реже пироксеном, амфиболом, биотитом, калишпатом, кварцем; два последних – только в дацитах. Структура основной массы в андезитах и базальтах гиалопилитовая, интерсертальная, трахитовая, микродолеритовая, в дацитах – микропойкилитовая в комбинации с микрофельзитовой, невадитовая.

Риолиты, трахириолиты – флюидалные, иногда массивные породы. Текстура полосчатая, пятнистая или брекчиевидная, структура порфировая. Вкрапленники – щелочной полевой шпат, альбитизированный олигоклаз, псевдосферолиты, состоящие из кварца и калишпата, округлых зерен кварца с ажурной каймой кварц-полевошпатового состава. Общее ко-

личество вкрапленников – 12–20 %. Структуры основной массы: фельзитовая с микропойкилитовой, гранофировая с псевдосферолитовой, ортофировой.

Туфы имеют псаммитовую, мелкопсефитовую кристаллолитовитро-кластическую структуру и состоят на 60–90 % из пирокласт, представленных полевыми шпатами, девитрифицированным стеклом, чужеродными породами. Основная масса и обломки замещаются хлоритом, серицитом, карбонатом, кремнеземом, железистым веществом.

Туфоконгломераты содержат хорошоокатанные гальки гранитов, метаморфических пород в нижней подсвите и основных эффузивов – в верхней. Гальки раздавлены и ориентированы. Заполнитель – туфопесчаник разнозернистый, полимиктовый, содержащий осколки девитрифицированного стекла и кварца. Цемент – соприкосновения, поровый, кварц-серицитовый, кварц – хлоритовый, железистый.

По геохимическим особенностям породы свиты однообразны. Содержания Pb, Zn, Mo, Be, Sc, Zr, Y, Yb превышают кларки в 1,5–3, La, Ce – в 4–6 раз, остальные элементы присутствуют в количествах, близких к кларкам или ниже их.

Чичаткинская свита налегает на гранитоиды раннепалеозойского олекминского комплекса и прорывается гранитами третьей фазы позднепермского амананского комплекса.

Тамирская свита (P_2tm) представлена в верховьях р. Читинка мульдообразным, ориентированным в северо-восточном направлении выходом протяженностью 8 км, сложенным покровами андезитов. Суммарная мощность покровов не превышает 100–150 м [320].

Андезиты представляют собой плотные зеленовато-серые, темно-зеленые, темно-бордовые породы с порфировой структурой и афанитовой основной массой. Вкрапленники составляют до 15 % объема и представлены удлиненными таблицами андезина или олигоклаза–андезина размером до 1 см, реже роговой обманкой и биотитом. Структура основной массы пилотакситовая, интерсертальная. Иногда в андезитах наблюдаются крупные миндалины размером до 2–2,5 см, часто концентрически-зонального строения, выполненные эпидотом, хлоритом и кварцем.

Позднепермский возраст свиты определен западнее исследованной территории, в западной части Хилок-Витимской СФЗ, где распространен ее стратотип. Здесь же эффузивы свиты несогласно залегают на раннепалеозойских гранитоидах малханского комплекса и перекрыты эффузивными образованиями раннетриасовой цаган-хунтейской свиты, что не противоречит ее позднепермскому возрасту.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса представлены нижним и верхним отделами, в составе нижнего отдела выделяются вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения цаган-хунтейской и джилиндинской свит, в составе верхнего отдела – терригенные тыргетуйская и каменская свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Цаган-хунтейская свита (T_1ch), распространенная в междуречье верховий Никишихи и Читинки, в пределах Хилок-Витимской структурно-формационной зоны, образует два небольших покрова площадью 12 и 21 км². Один из покровов, находящийся на правом берегу р. Никишиха, представляет собой восточный фрагмент крупного выхода эффузивных образований свиты, расположенного за пределами территории. Мощность свиты не более 120–150 м. Породы представлены риолитами, трахириолитами и их кластолавами [179].

Риолиты, трахириолиты – светло-серые, серые породы с розовым, коричневым, желтым оттенками. Структура пород порфировая, вкрапленники составляют до 10–15 % объема и представлены в риолитах кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом; в трахириолитах – только полевыми шпатами. Основная масса сложена кварц-полевошпатовым агрегатом и характеризуется витрофировой и микрофельзитовой структурами и, часто, флюидальными текстурами. Кластолавы содержат в большом количестве псефито-псаммитовые обломки кристаллов и эффузивов.

По петрохимическому составу эффузивы цаган-хунтейской свиты относятся к умереннощелочным породам с переходом в щелочные, при высоком отношении железа к магнию и недосыщенности глиноземом. Для пород свиты характерно повышенное содержание Mo, Be, Pb, Zn, Sn, Nb, Ti и пониженное – W, Cs, Rb и F.

Возраст описанных эффузивов принят по аналогии с сопредельными с запада территориями. Кроме того, покровы в верховье р. Никишиха залегают на основных эффузивах верхнепермской тамирской свиты и содержат многочисленные их обломки. На правом берегу Никишихи эффузивы свиты прорваны щелочными гранитами куналейского комплекса раннего триаса. Все эти данные говорят в пользу раннетриасового возраста свиты.

Джиллиндинская свита (T_1dz) образует в Витимо-Урюмской СФЗ две ветви северо-восточного простирания, пространственно совпадающие с границами зоны: северную и южную. В северной ветви протяженностью 60 км и шириной до 12–15 км концентрируется до 70 % всех выходов свиты. В южной ветви они слагают разрозненные выходы, размеры которых колеблются от 3 × 5 км до 5 × 25 км.

Литологическое строение северной и южной ветвей очень близко, обе они представлены перемежаемостью покровов риолитов, трахириолитов, риодацитов, трахидацитов, их кластолав и туфов, редких покровов основных эффузивов с линзами и прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов и туфоконглобрекций. Последние чаще встречаются в низах разреза. Отличительной чертой строения северной ветви является большая мощность эффузивных образований при преобладании пирокластических пород, южной – несколько большее содержание средних и основных разновидностей вулканитов. Мощность свиты колеблется от 300 до 1000 м.

Риолиты, риодациты, дациты и их субщелочные разновидности – порфировые или афировые породы с фельзитовой, микрофельзитовой или сферолитовой структурой основной массы. Текстура массивная, флюидальная. Вкрапленники размером до 1 мм составляют от 10–12 % (дациты) до 40 %

(риолиты) объема и представлены кварцем, плагиоклазом (от олигоклаза до андезина), калишпатом, редко — биотитом. Основная масса кварц-полевошпатовая. Кластолавы и лавобрекчии описанных пород имеют флюидалную текстуру; содержат до 10 % обломков кристаллов, эффузивов, редко нижежащих гранитоидов. Туфы риолитов, трахириолитов — кристалло- и витрокристаллокластические, редко литокластические алевропсаммитовые и псаммитовые массивные и флюидалные.

Андезиты, трахиандезиты и трахиандезибазальты — порфировые или афировые массивные породы с афанитовой основной массой, с вкраплениями андезина, роговой обманки, редко пироксена (авгита) и микроклипертита величиной до 2—3 мм (до 5 % объема). Основная масса состоит из микролитов среднего олигоклаза, стекла и рассеянного рудного материала. Структура основной массы интерсертальная, реже трахитоидная или пилотакситовая. Туфы дацитов, андезитов и их умереннощелочных разновидностей — литокристаллокластические, витрокристаллокластические псефопсаммитовые.

Туфоконглобрекчии, туфоконгломераты — валунно-галечные породы с содержанием обломочного материала, представленного гранитоидами, эффузивами кислого и основного состава, до 60 %. Туфопесчаники — мелко- и крупнозернистые, встречаются как в виде самостоятельных прослоев, так и в цементе туфоконгломератов и туфоконглобрекчий. Обломочный материал — эффузивы, зерна кварца и полевых шпатов. Цемент поровый, соприкосновения, хлорит-эпидотовый. Акцессорные минералы: магнетит, лимонит, флюорит, циркон, пирит, реже сфен, лейкоксен. Содержание Be, V, Nb, Mo, Pb в 4—6 раз выше кларков.

По химическому составу эффузивы свиты представлены основными, средними и кислыми разновидностями от нормальных до щелочных с преобладанием умереннощелочных. Все породы высокоглиноземистые или весьма высокоглиноземистые, относятся к калиево-натриевой серии, с несколько различной ролью калия и натрия. Если в южной ветви выходов свиты калий всегда преобладает над натрием, то в северной с повышением содержания кремнезема увеличивается и содержание калия. Свита отвечает трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовой формации.

Образования свиты располагаются в отрицательном гравитационном поле и знакопеременном сильно дифференцированном аэромагнитном поле.

Эффузивные образования свиты залегают на гранитоидах третьей фазы амананского позднепермского комплекса. Учитывая изотопный возраст комагматичных гранитоидов куналейского и нерчуганского комплексов, возраст свиты принят раннетриасовым.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Выходы тыргетуйской свиты (T_3tr) норийского яруса прослеживаются полосой шириной 0,5—4 км северо-восточного простирания в бассейне р. Куэнга от верховьев пади Бичектуй до верховьев пади Кучертай, где они слагают систему сопряженных тектонических пластин. Южнее не-

большие изолированные тектонические пластины прослеживаются вдоль р. Шилка в приустьевых частях рек Куэнга, Кокертай, Курлыч и Кокуй. В пределах блоков отложения залегают преимущественно моноклинально с северо-западным или юго-восточным падением, иногда отмечаются опрокинутые залегания или синклиналильные складки, шарниры которых простираются на северо-восток.

Свита с размывом залегает на позднедокембрийских гранитоидах по пади Бичектуй и на девонских отложениях по р. Кучертай и пади Рассошина [270].

Наиболее мощный разрез (2451 м) составлен в верховьях пади Бичектуй (правый приток р. Ареда), где он представлен ритмичным двучленным переслаиванием песчаников от мелко- до грубозернистых полимиктовых и алевролитов с редкими линзами и прослоями конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий и известяков. Мощность ритмов колеблется от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Ритмы более крупных порядков имеют мощность в десятки и сотни метров, которые объединяются в два крупных полиритма: первый (1800 м) начинается дресвяниками, второй (650 м) — осадочными брекчиями. Обломочная часть базальных дресвяников представлена (%): кварцем — 80—85, плагиоклазом — 8—10, кислыми эффузивами — 5—7, а мелкогалечных внутриформационных брекчий — песчаниками и алевролитами.

В пределах нижнего ритма определены двустворки, сходные с *Eomonotis scutiformis* (Te11.). В верхнем ритме отмечается разнообразный комплекс двустворчатых моллюсков зоны *Monotis ochotica*: *M. ochotica* (Keys.), *M. jakutica* (Te11.), *M. densistriata* (Te11.), *M. pachypleura* (Te11.), *M. subcircularis* Gabb.

В основании первого полиритма (1335 м) в междуречье Куэнга—Кучертай [270] лежит горизонт (8—10 м) конгломерато-брекчии с линзами конгломератов мелкогалечных с галькой сланцев и песчаников, которые вверх по разрезу сменяются переслаиванием песчаников полимиктовых разнозернистых, алевропесчаников и алевролитов. К верхам несколько увеличивается кластичность материала, отмечается выраженная ритмичность отложений. В средней части собраны остатки двустворок *M. ochotica* (Keys.) и *M. zabaikalica* (Kipar.). Второй полиритм (290 м), начинающийся, как и по пади Бичектуй, осадочными мелкообломочными брекчиями и гравелитами (15 м), представлен переслаиванием алевролитов, гравелитов и песчаников, где собраны *M. ochotica* (Keys.). Мощность разреза 1550—1650 м.

Комплекс двустворчатых моллюсков зоны *Monotis ochotica* однозначно свидетельствует о принадлежности вмещающих пород к верхнему норю. Присутствие в разрезе как *M. zabaikalica*, так и крупных *M. subcircularis*, позволяет говорить о соответствии этой части разреза полному объему верхнего норья [114, 115]. На остальной площади развития тыргетуйской свиты в Забайкалье *M. subcircularis* не встречен.

В разрезе пади Бичектуй присутствуют *Eomonotis scutiformis* (Te11.), дактирующие интервал средним норием [114]. Вопрос о присутствии в разрезе карымской свиты среднего норья требует доизучения.

Содержание Pb, Zr, Y, As, Ti, Hf, Yb, La, Sc в породах свиты до 2,5 раз выше кларков.

Отложения свиты отвечают паралической аспидно-флишоидно-турбидитовой формации задуговых бассейнов. Схожесть литологической и па-

леонтологической характеристик разрезов на обширной территории распространения тыргетуйской свиты указывают на единство условий поздненорийского осадконакопления в Восточном Забайкалье.

Каменская свита (T_3km) рэтского яруса верхнего триаса выделена в бассейне р. Куэнга в системе сопряженных тектонических пластин шириной 1,5–2 км. Характер строения разреза аналогичен стратотипическому, находящемуся в северо-восточной части Могойтуйского хребта, отличающаяся от него сокращенными мощностями, отсутствием жерловых фаций, а также хорошо выраженным постепенным переходом от терригенных низов разреза к верхней вулканогенной.

Седиментационные контакты свита имеет в бассейне р. Арета, правого притока р. Куэнга. На водоразделе падей Сосновая–Тарская наблюдалось несогласное налегание на отложения тыргетуйской свиты покрова (250 м) дацитовых порфиринов, их кластолав и туфов, то есть верхов каменской свиты. Остальные контакты стратона тектонические.

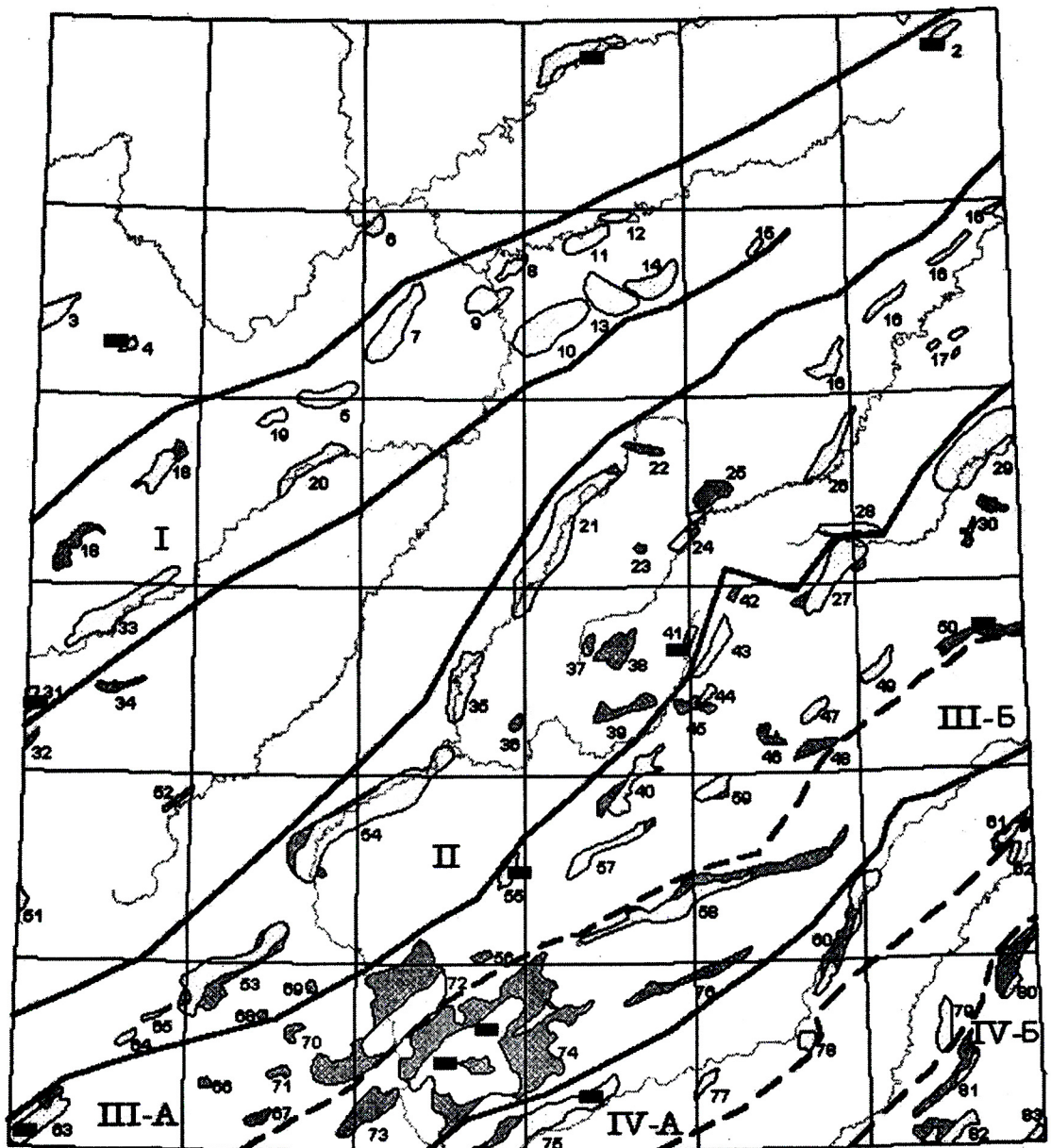
В бассейне р. Куэнга основание свиты терригенное (80 м), складывается конгломератами среднегалечными с линзами конгломерато-брекчий и прослоями песчаников, алевролитов [270]. Выше туфогенно-осадочная часть (115 м) состоит из переслаивания туфопесчаников, алевролитов, песчаников, гравелитов, туфоконгломератов и туфов андезитовых и пепловых. В верхах отмечаются растительные остатки *Neocalamites* sp., *Equisetites* sp. [310]. Вулканогенные верхи свиты (500 м) представлены прижерловыми образованиями (переслаиванием андезитов, их туфов, ксенотуфов и брекчий, дацитов, их туфов, туфобрекчий), фациально изменчивы по латерали – с запада на восток повышается основность вулканитов и объем туфогенного материала. Мощности разрезов свиты от 650–750 м.

Вулканиты отвечают толеитам, сопоставимы с вулканитами базальт-дацитовой формации, отличаясь повышенными концентрациями Hf, Be, Y, Cr, V, Co.

Свита налегает(?) на поздненорийскую тыргетуйскую свиту. Прорывание образований плагиогранитами позднетриасового береинского комплекса ограничивает интервал сверху. Возраст свиты принимается как рэтский.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Образования, рассматриваемые в юрской системе, представляют нижний, средний, средний–верхний и верхний ее отделы и выделяются почти во всех структурных подразделениях территории листа, за исключением Каларской, Муйской и Уакитской структурно-формационных подзон. Наиболее широкое распространение они получили в юго-восточной части территории и объединяют морские, континентальные терригенные и терригенно-вулканогенные слабо метаморфизованные образования. В Пришилкинском поясе преимущественно используются нижнеюрские морские терригенные отложения, в Витимо-Амалатском, Витимо-Олекминском, Урюмо-Шилкинском междуречьях и Пригазимурском районе преобладают средне-верхнеюрские и верхнеюрские континентальные вулканогенно-осадочные толщи.



Масштаб 1 : 2 500 000



Рис. 2. Схема распространения верхнемезозойских континентальных образований.

1 – прогибы и впадины и их номера; 2 – образования юрского возраста; 3 – образования мелового возраста; 4 – горючие полезные ископаемые (уголь каменный, бурый, сланцы горючие, лигнит); 5 – границы зон рифтогенных впадин, 6 – подзон. Зоны: I – Витимо-Калаканская, II – Кручино-Венегерская, III – Пришилкинская (III-A – Северо-Пришилкинская подзона, III-B – Южно-Пришилкинская подзона), IV – Газимуро-Ундинская (IV-A – Шилкинская подзона, IV-B – Будюмканская подзона). Прогибы и впадины: 1 – Средне-Каларская, 2 – Китемяхтинская, 3 – Талойская, 4 – Эльдонгинская, 5 – Актригдинская, 6 – Укшумская, 7 – Тухоламская, 8 – Тусанихинская, 9 – Жемкуинская, 10 – Олгондинская, 11 – Акуинская, 12 – Калаканская, 13 – Миричинская, 14 – Тундакская, 15 – Джеловунская, 16 – Олекмо-Моклаканская, 17 – Бармакитская, 18 – Амалатская, 19 – Танандинская, 20 – Солонцовская, 21 – Верхне-Нерчинская, 22 – Джилиндинская, 23 – Иманданская, 24 – Асинигинская, 25 – Венегерская, 26 – Олекминская, 27 – Итакинская, 28 – Верхне-Тунгинская, 29 – Тунгирская, 30 – Павлинкинская, 31 – Юмурсенская, 32 – Ингурская, 33 – Красноярровская, 34 – Зелендинская, 35 – Зелено-Озерская, 36 – Шукумаканская, 37 – Токчококонская, 38 – Сырыгичинская, 39 – Каравкитская, 40 – Нерчуганская, 42 – Иначинская, 43 – Джалирская, 44 – Бухточинская, 45 – Агламиндинская, 46 – Дырэндинская, 47 – Ксеньевская, 48 – Маргарундинская, 49 – Черно-Урюмская, 50 – Могочинская, 51 – Ушмунская, 52 – Каренгинская, 53 – Усуглинская, 54 – Кыкоро-Акиминская, 55 – Букачачинская, 56 – Лукдунская, 57 – Зиловская, 58 – Ундургинская, 59 – Чонгольская, 60 – Усть-Карская, 61 – Верхне-Кучугайская, 62 – Нижне-Кучугайская, 63 – Кручининская, 64 – Шаральджинская, 65 – Эльмерская, 66 – Эдакуйская, 67 – Кучегерская, 68 – Нижне-Береинская, 69 – Улунтуйская, 70 – Дарасуканская, 71 – Верхне-Олинская, 72 – Зюльзинская, 73 – Ново-Березовская, 74 – Оловская, 75 – Шилкинская, 76 – Куйтунская, 77 – Ералгинская, 78 – Кумская, 79 – Береинская, 80 – Верхне-Будюмканская, 81 – Будюмканская, 82 – Нижне-Урюмканская, 83 – Елангинская.

Нижнеюрские отложения онтагаинской серии нерасчлененной в Агинской и Аргунской СФЗ выполняют узкие грабены по лево- и правобережью р. Шилка и контролируются Монголо-Охотским глубинным разломом.

Среднеюрские континентальные терригенные толщи отмечаются в Шилко-Урюмском и Шилка-Газимурском междуречьях в Пришилкинской и Аргунской структурно-формационных зонах в составе могочинской и верхнегазимурской свит.

Средне-верхнеюрские вулканогенно-осадочные образования выделяются в составе ундинской нерасчлененной серии, участвуют в строении впадин междуречья Витим—Амалат на западном фланге Амалат-Калаканской системы рифтогенных впадин Ципикано-Усойской структурно-формационной подзоны.

Вулканогенно-осадочные континентальные образования верхнего отдела участвуют в строении впадин Нерча-Олекминской, Дарасун-Могочинской рифтогенных систем в составе нерчинской нерасчлененной серии и оловской и укурейской свит; Балей-Сретенской системы – в составе ундино-даинской нерасчлененной серии.

На площади листа выделяются следующие зоны верхнемезозойских впадин: Витимо-Калаканская, Кручино-Венегерская, Пришилкинская, Газимуро-Ундинская (рис. 2). Расположение этих зон имеет общее северо-восточное простираие.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Онтагаинская серия нерасчлененная (*J_{1on}*) объединяет морские терригенные образования, представленные конгломератами, песчаниками, хлидолитами, алевролитами, аргиллитами, иногда песчаниками известковистыми, выполняющими грабены в долинах рек Матакан, Чача, Шилка, верховье рек Куренга и Удыча.

Низы серии изучались в верховье р. Удыча, где на гранитоидах ундинского комплекса верхнего палеозоя через горизонт дресвянистых гравелитов залегает толща флишоидного переслаивания песчаников, аргиллитов и алевролитов с органическими остатками плинсбахского яруса – *Amaltheus* sp., *Lima* sp., *Pleuromya* sp. Мощность толщи 350–400 м.

К север-северо-востоку выделены отложения, которые выполняют ряд блоков, контролируемых Монголо-Охотским разломом. По органическим остаткам они характеризуют более верхние горизонты серии, разрез которых по р. Матакан [7] начинается конгломератами разногалечными темно-серыми с прослоями хлидолитов и гравелитов, выше залегает пачка переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников, содержащих остатки *Kolymonectes staeschei* Polub, *Amaltheus* sp. В средней части разреза развиты конгломераты разногалечные с прослоями (до 2–3 м) и линзами песчаников и алевропесчаников, сменяющиеся пачкой переслаивания алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями алевропесчаников известковистых. В верхах пачки остатки *Cladophlebis* sp., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath. Венчается разрез пачкой ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов, алевропесчаников массивных разнослоистых черных

и темно-серых с остатками *Meleagrinnella* sp., *Chlamys* sp. и пачкой ритмичного переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников и алевропесчаников с *Amaltheus* sp., *Harpax* sp. Мощность приведенного разреза составляет 1940 м.

На продолжении Матаканской впадины к востоку от Сретенского массива гранитоидов разрез аналогичных образований отличается отсутствием базального горизонта конгломератов вследствие значительных перемещений по северному краевому разлому и явно выраженными признаками дислокационного метаморфизма пород. Разрез отложений по р. Ургуна с севера на юг представлен двумя толщами. Нижняя — филлиты с прослоями песчаников и линзами гравелитов и конгломератов мощностью до 900 м; верхняя — филлиты черного и темно-серого цвета с тонкой слоистостью и микрослоистостью, мощностью более 1000 м. Фаунистические остатки в низах нижней толщи представлены деформированными аммонитами, двустворчатыми моллюсками и белемнитами [7]. Комплекс фауны свидетельствует о том, что вмещающие ее отложения соответствуют границам плинсбахского и тоарского ярусов.

Отложения по р. Чача и ее притокам ранее рассматривались в составе чачинской свиты палеозоя [105]. Они сложены известковистыми песчаниками, переслаивающимися с филлитами, алевролитами, аргиллитами и содержащими прослой и линзы разногалечных конгломератов. Мощность разреза составляет порядка 1850–1900 м. В основании этого разреза залегают разногалечные конгломераты с линзами и прослоями хлидолитов и гравелитов мощностью до 650 м.

В районе пос. Бори в переслаивающихся песчаниках, алевролитах и аргиллитах обнаружены ядра белемнитов, крупных и мелких двустворчатых моллюсков [7], что свидетельствует об одновозрастности охарактеризованных образований в районах рек Удыча, Матакан, Ургуна.

Таким образом, в сводном разрезе нижней юры Пришилкинской зоны следует выделять две толщи: существенно конгломератовую и флишоидного переслаивания общей мощностью до 2500 м. Об одновозрастности этих образований свидетельствует не только комплекс остатков фауны, характерный для плинсбахского и тоарского ярусов, но и аналогичный характер их складчатой структуры. Они слагают узкий, нарушенный разломами синклиний.

Содержание Pb, Sn, Mo, Cu, Co, Ni, V, Be в алевролитах составляет 2 кларка.

Присутствие в охарактеризованных отложениях остатков стеногалинных форм — аммонитов, белемнитов, криноидей, а также литолого-фациальные признаки свидетельствуют о том, что осадки нижней юры накапливались в морских условиях и отвечают аспидно-флишоидной формации шельфа окраинных или внутриконтинентальных морей.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Могочинская свита (J_2mg) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами и распространена в Мо-

гочинской, Чонгольской, Маргарундинской структурах, северо-восточном продолжении Ундургинской. По латерали состав свиты выдержан, мощности варьируют от 460 до 1100 м.

Наиболее полный разрез свиты наблюдается в северо-восточном продолжении Ундургинской впадины, где обнажаются (снизу): конгломераты валунно-галечные, конгломерато-брекчии с прослоями (0,2–1, редко до 5 м) дресвяников в нижней части и песчаников – в верхней. Выше они сменяются конгломератами средне- и мелкогалечными с песчаниковым заполнителем, содержащими прослой и линзы (0,5–2 м, редко до 10 м) песчаников разнозернистых с редкой галькой (160–200 м). В верхах стратона отмечено переслаивание (0,1–0,5 м) песчаников, гравелитов, конгломератов и алевролитов (250 м). Мощность разреза 460–600 м.

Разрез свиты в Могочинской впадине сходен с вышеописанным. В отличие от него, верхняя часть стратона более мелкообломочная. Мощность свиты здесь достигает 1100 м. В Чонгольской впадине преобладают конгломераты в переслаивании с песчаниками, залегающие на гранитоидах фундамента.

Наиболее распространены средне- и мелкогалечные конгломераты с песчаниковым заполнителем и песчаники. В составе галек конгломератов – граниты, эффузивы, порфириты, порфиры, метаморфические породы. Песчаники имеют полимиктовый состав, кремнисто-серицитовый, железисто-кремнистый и гидросерицит-хлоритовый цемент, по типу – пленочно-поровый, соприкосновения, реже базальный [346, 5, 270].

Содержания элементов-примесей в породах близки к кларковым, лишь в конгломератах концентрации Pb, Sn, La, Ce составляют 2–4 кларка.

Отложения свиты принадлежат к континентальной песчаниково-конгломератовой молассе. Свита прорвана интрузиями позднеюрского амуджиканского комплекса и перекрыта осадочной толщей верхней юры.

Песчаники и алевролиты могочинской свиты содержат ископаемую флору – *Equisetites ferganensis* Sew., *E. aff. beanii* (Bunb.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Br., *C. bartonecii* Racib., *Gonatostrobos sphenopteroides* Brick., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Czekanowskia setacea* Heer. По заключениям В. А. Вахромеева и И. Н. Сребродольской, данный флористический комплекс датирован ранней–средней юрой, но наиболее характерен для среднеюрской эпохи [5]. Возраст свиты принимается среднеюрским.

Верхнегазиму́рская свита (J_2vg) согласно залегает на отложениях онтагаинской серии на участке р. Чача, к востоку от пос. Бори. Она сложена разногалечными, реже мелковалунными конгломератами, неравномерно насыщенными обломочным материалом, степень окатанности которого самая различная [7]. Заполнителем служит мелко- и среднезернистый песчаник. Имеются редкие маломощные прослой и линзы песчаников. Видимая мощность свиты примерно 1000 м. К северо-востоку выделяются аналогичные образования в районе пос. Усть-Кара [52]. Здесь толща конгломератов с линзами песчаников залегает на образованиях агинско-борщовочного комплекса. В Пригазиму́рском районе морские алевроито-песчаниковые отложения (до 1000 м) обнажаются по пади Пакая, правому притоку р. Газимур, в верхней части разреза которых отмечаются прослой(?)

кварцевых порфиритов [144]. Во вмещающих такие прослои породах устанавливается тонкое переслаивание песчаников, алевролитов с пепловыми туфами, что наиболее характерно для образований, которые широко распространены южнее [311] и характеризуют более высокий стратиграфический уровень относительно отложений онтагаинской серии. Определение возраста описанной толщи базируется на находках в низах толщи морских двусторчатых моллюсков — *Aguilerella zabaicalica* (Okun.), *Cyprina*(?) sp., *Ostrea* sp. По заключению Т. М. Окуневой, комплекс фауны характеризует отложения, которые в районе пос. Газимурский Завод залегают на заведомо тоарских алевролитах [115]. Таким образом, наиболее вероятен ааленский возраст отложений. По литолого-фациальным свойствам отложения свиты отвечают молассе межгорных впадин.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Удинская серия нерасчлененная (J_{2-3ud}) сложена риолитами, их туфами и туфобрекчиями, конгломератами, песчаниками, алевролитами. Обнажается в двух разрозненных выходах в бассейне р. Бол. Амалат: в районе рек Арбажанкит и Аунакит и в устье р. Сали в Ципикано-Усойской подзоне Баргузино-Витимской зоны. В первом выходе стратон сложен лавами риолитов, их туфами и туфобрекчиями, в Амалатской впадине — только терригенно-осадочными породами.

В устье р. Сали разрез серии представлен валунными, крупно- и среднегалечными конгломератами с редкими прослоями и линзами грубозернистых песчаников, разномелкозернистыми песчаниками с линзами и прослоями мелко-, среднегалечных конгломератов, иногда алевролитов, содержащих остатки моллюсков *Arguniella* sp. и листовой флоры *Coniopteris* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Ginkgo* sp. Мощность разреза 500 м. Разрез коррелируется с нижней частью удинской серии стратотипической местности, расположенной к западу от территории листа N-50.

Отложения района рек Арбажанкит и Аунакит существенно отличаются от вышеописанных и коррелируются с более верхними частями удинской серии стратотипической местности. В основании разреза наблюдаются туфобрекчии и туфы риолитов, которые выше сменяются риолитами. Мощность 400 м.

Стратиграфическое положение определяется тем, что отложения серии с размывом залегают на гранитоидах деминского, бамбукойского комплексов, породах точерской свиты девона и перекрываются нижнемеловой зазинской свитой.

В палинологических спектрах присутствуют только юрские формы — *Cingulizonatus bicycla* (Mal.) Odin., *Stereisporites compactus* (Bolch.) Iljina. Находки флоры в Амалатской впадине *Raphaelia diamensis* Sew. позволяют датировать вмещающие отложения средней–поздней юрой.

Возраст серии принимается средне-позднеюрским [354, 145].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения включают нерчинскую серию в составе оловской и укурейской свит, отвечающих двум трансгрессивным мезоритмам, и нерасчлененную нерчинскую серию в Пришилкинской, Витимо-Урюмской и Западно-Становой СФЗ, ундино-даинскую серию – в Монголо-Забайкальской складчатой системе, бадинскую свиту – в Хилок-Витимской СФЗ.

Оловская свита (*J₃ol*) сложена конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками, реже алевролитами. Преобладают грубообломочные породы с грубой ритмичной слоистостью, плохой сортировкой обломочного материала, фациальной неустойчивостью по латерали и вертикали.

В стратотипической местности (Оловская впадина) в низах свиты преобладают разнообломочные конгломерато-брекчии с обломками гранитоидов, эффузивов среднего и основного состава. Выше по разрезу повышается степень окатанности и сортировки. Заполнитель конгломерато-брекчий – дресвянистый и алевропсаммитовый, базальный. Завершают разрез существенно псаммитовые осадки с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, алевролитов, в верхней части появляются частые прослои углистых несортированных песчаников и аргиллитов [354].

В Зюльзинской и Ундургинской впадинах в составе свиты преобладают валунные конгломераты и конгломерато-брекчии с прослоями разно- и грубозернистых аркозовых песчаников, а в Куйтунской структуре стратон сложен более тонкообломочным материалом: песчаниками, гравелитами, алевролитами, в низах разреза отмечается горизонт конгломератов [346, 270]. Мощность отложений свиты достигает 750 м, с удалением от северо-западных бортов впадин уменьшается до полного выклинивания.

Свита представляет собой молассу коллизионного этапа, низы которой представлены породами коллювиально-пролювиального генезиса и хаотичного сложения со сложными слойчатými текстурами образований, указывающими на интенсивную динамику структур. Верхи свиты соответствуют фациям пролювия с широко развитой косой и косоволнистой слоистостью [353].

В отложениях свиты в количествах, превышающих кларковые, присутствуют Pb, Zn, Sn, Mo, Cu, Ag, Co, Be, Zr, Ce, La, Ba [270].

Свита залегает на докембрийских и раннепалеозойских гранитоидах и с размывом перекрывается отложениями укурейской свиты. По результатам палинологических определений установлено, что в спорово-пыльцевом комплексе на фоне древних голосеменных *Walchiites* sp., *Quadraeculina anellaeformis* Mal. и спор *Dicksonia densa* Bolch., *Leiotriletes pallescens* Bolch., *Obtusisporis junctus* (K.-M.) Ros., *Trachytriletes nigratus* K.-M., *Tripartina variabilis* Mal. резко преобладает *Classopollis* sp., что характерно для средне-позднеюрского, келловей-кимериджского времени. Органические остатки представлены насекомыми *Proameletus caudatus* Sinitsh., флорой *Cladophlebis distans* (Heer) Yabe, *C. orientalis* Pryn., *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, характерными для позднеюрского ундино-даинского регионально-го горизонта.

Укурейская свита (J_3uk) сложена песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями, туфотерригенными породами, туфами и кластолавами трахиандезитов, андезитов, трахиандезибазальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, трахириолитов, риолитов, трахириодацитов, риодацитов, трахидацитов. Туфогенно-осадочные и осадочные породы находятся в ритмичном переслаивании. Разрез свиты фациально неустойчив по латерали и вертикали.

В ряде структур (Оловской, Ундургинской, Зиловской и др.) свита характеризуется трехчленным делением. В нижней части разреза преобладают конгломераты, конгломерато-брекчии, песчаники, алевролиты, гравелиты, туфо-конгломераты, туфопесчаники, туфы и кластолавы трахиандезитов, андезитов, трахиандезибазальтов, андезибазальтов, трахибазальтов. В прибортовых частях впадин преимущественно пользуются конгломерато-брекчии и дресвяники, которые по латерали сменяются несортированными пестроцветными конгломератами с линзами гравелитов и крупнозернистых песчаников. К центру впадины они замещаются сероцветными среднегалечными конгломератами в переслаивании с песчаниками, алевролитами и с потоками трахиандезибазальтов, андезибазальтов, трахиандезитов, их кластолав и туфов. Для осадочных пород характерен сидеритовый поровый цемент и широкое развитие оползневых текстур. Отложения представляют собой фазию проточных озер, при участии аллювия и, редко, пролювия (60–340 м).

В средней части разреза отмечается маркирующая пачка (50–60 м) тонкоплитчатых горизонтальнослойчатых кремнистых алевролитов и аргиллитов с остатками насекомых и филлопод, выше преобладают туфы и кластолавы риолитов, трахириолитов, риодацитов, трахириодацитов, сменяющиеся по латерали песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками с примесью туфового материала. В центральных частях впадин преобладают мелко-, среднезернистые песчаники и алевропесчаники с маломощными прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Комплекс пород имеет озерный генезис, в низах застойно-озерных, в верхах – проточно-озерных фаций. Вулканытты слагают покровы и потоки слоистых и куполовидных вулканов. Терригенная часть разреза выдержана по простиранию, и лишь в прибортовых частях отмечается погрубение осадков (40–370 м).

Верхи свиты сложены конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и туфами риолитов. Это трансгрессивно-ритмичные отложения растущих водоемов с доминантой пролювиально-гравитационных образований, при подчиненном значении пойменных и проточно-озерных фаций (60–400 м). Общая мощность свиты колеблется от 160 до 1110 м.

Отложения укурейской свиты представляют вулканогенно-терригенную формацию, характерную для внутриконтинентального рассеянного рифтогенеза.

Из элементов-примесей повышенные содержания характерны для Ag, Pb, Nb, Zn, Y, Ti, W, Mo, Cu, As, Co, Ni, V, Be, Sc, Zr, Yb, Ce [270].

Стратон залегает на породах фундамента и на разных частях разреза оловской свиты и перекрывается меловыми отложениями.

Органические остатки ундино-даинского биостратиграфического горизонта установлены по всему разрезу укурейской свиты. Находки насекомых *Proameletus caudatus* Sinitsh., *Furvoneta lata* Sinitsh., *F. undina* Sinitsh., *Karatoma raptor* Ponom., *Folindusia undae* Vial. et Suk., *Pleciomima athos* V.Kov.; филлопод *Prolepidurus daja* Tshern., *P. oblongus* Oleyн., *Palaeolynceus novojilovi* (Kap.), *P. tshernyshevi* Oleyн., *Paleoleptestheria legiminiforma* Kras., *Sphaerestheria kobdoensis* Novoj.; моллюсков *Musculiopsis angarensis* Kol.; растений *Equisetum undense* Srebr., *Cladophlebis distans* (Heer) Yabe, *C. orientalis* Pryn. свидетельствуют о позднеюрском возрасте вмещающих отложений. Спорово-пыльцевой комплекс включает селлагинеллиевые *Aequitriradites* spp., *Couperisporites complexus* (Coup.) Ros., *Leptolepidites verrucatus* Coup., *Densoisporites velatus* Weyl. et Krig., редко гладкие споры схизейных *Lygodium subsimplex* var. *tenuis* Bolch., *Concavissimisporites punctatus* (Delc. et Sprum.) Bren., *Lygodiumsporites adriensis* Pot. et Gell., *Klukisporites* aff. *pseudoreticulatus* Coup., *Gnetaceapollenites* sp., *Araucariacites* sp. и отвечает титонскому ярусу.

Радиологический возраст базальтоидов, определенный К-Аг методом, составляет 157–153 млн лет, риолитов – 147–165 млн лет [270]. Возраст свиты датируется поздней юрой.

К нерасчлененной нерчинской серии (J_3nr) отнесены риолиты, трахириодациты, риодациты, трахиандезиты, андезиты, андезибазальты, трахибазальты, дациты, их туфы и туфогенно-осадочные породы, выполняющие прибортовые части линейных грабен (Усуглинский, Кыкоро-Акиминский и др.) и взброшенные тектонические блоки вулканических структур. Вулканы слагают реликты построек центрального типа, покровы и потоки. В покровах Белоурюмской впадины доминируют туфы трахириолитов, различные туфогенно-осадочные породы – от туфоконгломератов до алевролитов [270]. В Шукумаканской структуре – брекчии, лавобрекчии и дацитовые порфиры приурочены к низам разреза, риолиты слагают верхние части покровов [119]. В вулканогенно-осадочных отложениях Джиллиндинской впадины преобладают: в низах – умереннокислые и средние разности вулкаников, в средней части – кислые, а верхи сложены туфогенно-осадочными породами [127].

К нерасчлененной серии отнесены также отложения некоторых впадин, в которых разделение на свиты невозможно из-за недостатка данных. Мощность нерасчлененных образований серии до 1600 м.

Серия с размывом залегает на породах фундамента, прорвана гранитоидами амуджиканского и дотулурского комплексов и с угловым несогласием перекрыта нижнемеловыми отложениями инегирской серии.

Ундино-даинская серия нерасчлененная (J_3ud) объединяет чалунихинскую, глушковскую и патринскую свиты, но в связи с недостаточностью данных и в силу некартографируемых размеров на карте показана нерасчлененной. Выделяется в Шилкинской, Усть-Карской, Будюмканской и других впадинах и представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами, аргиллитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, конгломерато-брекчиями с прослоями туффитов и туфов, а также андезитами, андезибазальтами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами, трахибазальтами, риолитами, дацитами.

Отложения серии подразделяются на нижнюю вулканогенно-осадочную и верхнюю туфогенно-осадочную пачки. В основании нижней пачки преобладают разногалечные конгломераты, конгломерато-брекчии, дресвяники с прослоями гравелитов и песчаников, которые по вертикали сменяются гравелитами и песчаниками в ритмичном переслаивании. Еще выше в разрезе появляются туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы, трахиандезибазальты, андезибазальты, трахибазальты и дациты. Мощность пачки по простиранию уменьшается от прибортовых частей к центру впадин, в этом же направлении происходит фаціальное замещение конгломерато-брекчий и дресвяников конгломератами. Завершает разрез пачка ритмичного переслаивания пелитовых и псаммитовых отложений с прослоями туфов кислого и среднего состава [385].

Несколько отличается разрез серии в Кумской впадине, где преобладают риолиты, дациты, их туфы, лавы и брекчии андезибазальтов, конгломераты, песчаники и алевролиты [270].

В Усть-Карской грабен-синклинали разрез серии выглядит следующим образом: в низах наблюдается переслаивание алевролитов, песчаников мелко-, среднезернистых с линзами аргиллитов, гравелитов, конгломератов (38 м); в средней части обнажаются трахибазальты миндалекаменные и брекчиевые (145 м); в верхах – ритмичное переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, туфов дацитов, конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов (310 м) [270].

Мощность серии в разных выходах варьирует от 500 до 800 м.

В образованиях серии содержания Mo, As, Ag, Sb, Pb, Sn, Co, Ni, V в 2 раза превышают кларковые.

Описываемые отложения отвечают вулканогенно-терригенной формации коллизионного этапа. Терригенные породы представляют типичные фации аллювиально-пролювиальных накоплений, конусов выноса горных рек, перемежающихся с озерными осадками.

Стратиграфическое положение серии определяется ее несогласным залеганием на домезозойских образованиях и нижнеюрских отложениях. Перекрывается осадками нижнемеловых тургинской и кутинской свит. Палеонтологические остатки представлены насекомыми *Proameletus caudatus* Sinitsh., *Folindusia quieta* Suk., *Terrindusia* cf. *splendida* Suk., *Mesosperchus tarsalis* Ponom., брахиоподами *Palaeolynceus brevulus* Oleyн., *P. oblongatus* Oleyн., *Paleoleptestheria baikalica* Kras., *P. legiminiforma* Kras., *P. aff. rotunela* Kras., *Defretinia argunica* Nov., *D. limnetica* Oleyн., *D. orbicularis* Oleyн., *D. pissovi* Kras. и листовой флорой *Equisetum undense* Srebr., *Pityophyllum* sp. Приведенный комплекс характерен для верхней части позднеюрского ундино-даинского биостратиграфического горизонта. В палинологическом комплексе доминируют характерные юрские формы – *Podocarpidites* sp., *Piceapollenites* sp., *Obtosusporis junctus* (K.-M.) Pocs., *Cinqulizonatus bicycla* (Mal.) Odints. На основании изложенного возраст серии определяется позднеюрским.

Бадинская свита (?) ($J_3bd?$) выполняет вулкано-тектоническую структуру в северном борту Кручининской впадины. Свита сложена риолитами, риодацитами, дацитами и их туфами, в основании наблюдается горизонт конгломерато-брекчий. На основании сопоставимости состава

разреза с образованиями бадинской свиты, которые широко развиты к западу от территории листа N-50, а также перекрывания их конгломератами нижнего мела, отложения условно отнесены к бадинской свите позднеюрского возраста.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнемеловые континентальные вулканогенно-терригенные и угленосно-терригенные отложения распространены почти во всех структурно-формационных зонах территории листа, выполняют рифтогенные впадины и внутренние части линейных прогибов. По площади наблюдается северо-восточное простираание главных раннемеловых морфоструктур.

В Баргузино-Витимской (Ципикано-Усойская подзона) и Западно-Становой (Нюкжа-Олекминская подзона) СФЗ выделяются хысехинская, зазинская и ушмунская свиты; в Каларской подзоне Западно-Алданской СФЗ – быйикинская свита; инегирская серия нерасчлененная и тигнинская свита выделяются в Витимо-Урюмской, Пришилкинской и Западно-Становой СФЗ; тургинская и кутинская свиты распространены в Агинской и Аргунской СФЗ. Отнесение осадков части впадин в Нюкжа-Олекминской СФЗ к хысехинской и зазинской свите обусловлено однотипностью разрезов с разрезами этих свит в Ципикано-Усойской подзоне и принадлежностью впадин к единой рифтогенной системе.

Хысехинская и зазинская свиты принадлежат к кижингинскому и арагангинскому биостратиграфическим горизонтам, а ушмунская свита – к верхам арагангинского–байзурхенскому горизонту Западного Забайкалья. Быйикинская свита относится к уровню Южно-Якутского холодниканского горизонта. Инегирская серия и тургинская свита входят в состав тургинского биостратиграфического горизонта. Отложения кутинского горизонта выделены в тигнинскую и кутинскую свиты.

Хысехинская свита (K_1hs) представлена базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, андезибазальтами, их туфами, а также конгломератами, гравелитами, дресвяниками, песчаниками и алевролитами. Отложения свиты развиты в Жемкуинской, Олгондинской, Калаканской и других впадинах. В составе свиты доминируют основные вулканы – трахибазальты, трахиандезибазальты, иногда содержащие в нижней части разреза крупнообломочные породы или прослойки песчаников и алевролитов. Роль осадочных отложений возрастает с удалением от бортов впадин [49, 183, 165]. Осадочные породы свиты имеют пролювиальный генезис.

Разрез стратона в Ушмунской впадине, с размытым залегающий на джилдинской свите и соответствующий, вероятно, нижней части хысехинской свиты, представлен только терригенными породами: переслаиванием валунных и крупногалечных конгломератов, гравелитов, которые в верхах содержат прослойки (0,5–1 м) грубозернистых песчаников [93]. Мощность разреза составляет 98 м.

Стратон залегает также на породах амананского, позднестанового и древнестанового комплексов. Несогласно перекрывается осадочными отложениями зазинской свиты. Радиологический возраст трахибазальтов определен калий-аргоновым методом в 127–135 млн лет [145]. Возраст свиты принимается раннемеловым.

Зазинская свита (K_1z) выделена в Амалатской, Красноярской, Актригдинской и других впадинах. Характерной особенностью стратона является перемежемость мергелей, аргиллитов, бумажных битуминозных сланцев, алевролитов и тонко-, мелкозернистых песчаников, хорошо коррелирующихся с тургинскими битуминозными сланцами Агинской и Аргунской СФЗ. Кроме того, в разрезе присутствуют конгломерато-брекчии, конгломераты, гравелиты, известняки.

Нижние части разреза свиты сложены крупнообломочными породами, песчаниками и прослоями алевролитов. Выше существенно конгломератовой пачки залегает песчано-алевролитовая толща, в которой встречаются также аргиллиты, битуминозные сланцы, мергели и известняки. В сланцах отмечаются конкреции марказита и сидерита. Для описываемых отложений характерны фациальные замещения и резкие колебания мощностей [123, 183, 75, 53].

Отложения свиты относятся к озерному и озерно-пролювиальному типу осадков [145].

Стратон залегает на размывтой поверхности протерозойских и палеозойских гранитоидов и осадках хысехинской свиты, а в Амалатской впадине — на песчаниках удинской серии.

В сланцах и алевролитах обнаружены остатки рыб — *Lycoptera middendorffii* (Mull.), моллюсков — *Limnocyrena cf. burjatika* Mart., *L. wangshihensis* Grab., *L. kweichovens* (Grab.), филлопод — *Esterites mitsaishi* (Kob. et Kus.) и листовой флоры плохой сохранности. Присутствие отпечатков рыб *Lycoptera* и моллюсков *Limnocyrena*, характерных для кижингинского и арагангинского горизонтов Западного Забайкалья и нижней части тургинского горизонта Восточной части региона, а также выделенный палинокомплекс, в составе *Lygodium subsimplex* Bolch., *Cicatricosisporites* sp., *Cyathidites* sp., *Obtusisporis junctus* (K.-M.) Poc., *Gleicheniidites* sp., *Lygodium subsimplex* Bolch., *Cicatricosisporites* sp., *Neoraistrickia* sp. (*Selaginella* sp.), *Pinuspollenites* sp., *Piceaspollenites* sp., *Podocarpidites* sp., *Ginkgocycadophytus*, дают основание датировать свиту ранним мелом.

Инегирская серия нерасчлененная (K_{in}) расположена в рифтогенных впадинах. Она объединяет такшинскую и доронинскую свиты, но в силу некартографируемых размеров и невозможности расчленения ее в некоторых разрезах на карте показана нерасчлененной. В ее составе вулканогенно-осадочные и осадочные образования: песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, конгломерато-брекчии, хлидолиты, гравелиты, трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахириолиты, трахириодациты, их туфы, в верхней части отмечены прослой и линзы углистых сланцев, каменных углей, углистых алевролитов и аргиллитов.

Серия объединяет два трансгрессивных мезоритма. В основании нижнего распространены сероцветные разногалечные конгломераты с горизонтами хлидолитов, фациально замещающиеся пестроцветными разностями

и серовато-зелеными валунными конгломерато-брекчиями. Вверх по разрезу они сменяются вулканомиктовыми плохосортированными разнотельными гравелитами и песчаниками. В верхах мезоритма преобладают переслаивающиеся аркозовые или олигомиктовые песчаники и алевролиты с прослоями мелкогалечных конгломератов бурой окраски. В разрезе присутствуют покровы трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахибазальтов, трахириолитов, трахириодацитов и их туфов. Структура их порфировая при микролитовой, пилотакситовой основной массе, текстура массивная, атакситовая, флюидальная, миндалекаменная, псаммитовая.

Верхний мезоритм слагают туфогенно-осадочные породы с подчиненным количеством эффузивов. В нижних частях разреза и у бортов преобладают грубообломочные отложения, с которыми ассоциируют покровы трахиандезитов, трахибазальтов и их кластолав. Выше залегают более тонкообломочные породы, представленные неравномерным переслаиванием песчаников и алевролитов, реже аргиллитов, иногда с примесью пирокластического материала, с прослоями и линзами углистых сланцев, углей и разногалечных конгломератов. Пласты (0,6–7 м) каменных углей приурочены к верхним частям мезоритма и, в ряде случаев, образуют промышленные залежи (Нерчуганская, Букачачинская впадины и др.). В этой же части разреза распространены углистые алевролиты и аргиллиты, отмечается повышенное содержание углефицированного растительного детрита [270, 346, 362]. Мощность до 1400 м.

В отложениях стратона отмечается повышенное содержание Ва, Аs, Мо, V, Pb, Zn, Cu, Ni, Zn, Li.

Среди туфогенно-осадочных пород преобладают отложения озерно-пролювиально-аллювиального генезиса, реже фации пойменных и заболачивающихся озер, а широкое развитие в составе свиты вулканических образований позволяет отнести ее к формации вулканогенной молассы.

Инегирская серия несогласно залегает на домезозойских породах и верхнеюрских отложениях, перекрывается отложениями тигнинской свиты нижнего мела.

Обнаруженные в разрезе серии органические остатки характерны для тургинского биостратиграфического горизонта, датированного ранним мелом [135]. Комплекс представлен насекомыми *Ephemeropsis trisetalis* Eichw., *Vitimotaulius magnus* Suk., *Terrindusia minuta* Suk., *Undatoma undurgensis* A. Rasn., брахиоподами *Defretinia pissovi* (Kras.), *Estherites dahuricus* (Tshern.), *Keratestheria rugosa* Tshern.; моллюсками *Sphaericoncha amgensis* (Mart.), остракодами *Cypridea* sp., *Limnocypridea* sp., *Mongolianella subexcortis* Scob., *Ussuriocypris ussurica* Mandelst.; рыбами *Lycoptera middendorffii* Mull., листовой флорой — *Birisia* sp., *Vitimia doludenkoae* Vachr., *Pseudotorellia transbaikalica* Bugd., *Czekanowskia ninae* Kiritchk. et Samul., *Swedenborgia* sp., *Pseudolarix erensis* Kras. и др. Спорово-пыльцевой комплекс содержит *Podocarpidites* sp., *Ginkgocycadophytus* sp. *Leptolepidites verrucosus* Coup., *Densoisporites velatus* Weyl. et Krig., *Cicatricosisporites minutaestriatus* (Bolch.) Chlon., *Osmundacidites jurassicus* (K.-M.) Kuzit., *Lygodium subsimplex* Bolch., что свидетельствует о берриас-готеривском времени накопления отложений.

Радиологический (K-Ar) возраст риолитов нижней части серии составляет 125–127 млн лет; возраст базальтоидов — 126–140 млн лет [270].

Тургинская свита (K_1tr) распространена в Аргунской зоне, выполняет структуры рифтогенных впадин забайкальского типа (Усть-Карская, Будюмканская и другие впадины). Нижняя часть свиты сложена в основном грубообломочными разностями — конгломератами, конгломератобрекчиями, фангломератами, гравелитами, единичными прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и их туфогенных разностей. Средняя часть стратона представлена дацитами, риолитами, риодацитами, андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами, песчаниками и алевролитами. Завершают разрез конгломераты, алевролиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с покровами трахиандезибазальтов, трахибазальтов, андезитов, андезибазальтов, базальтов, реже риолитов. Характерна фациальная неустойчивость по латерали.

В Шилкинской впадине свита имеет отличающийся от типичного, существенно осадочный состав. Грубообломочные породы тяготеют к основанию разреза и краевым частям впадины, алевроито-псаммитовые — к ее центральным частям. Средняя часть разреза представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, конгломератами с прослоями и линзами бурых углей. В верхах обнажаются конгломераты, песчаники, алевролиты. В песчаниках иногда присутствуют конкреции сидерита. Мощность свиты 1250 м [270].

В породах свиты отмечается повышенное содержание Ag, Sb, As, Zn, Sn, Bi Cu.

Осадочные породы отвечают аллювиальным и озерным фациям в сочетании с пролювиальными в краевых частях впадин, наличие вулканических образований позволяет рассматривать ее в составе вулканогенной молассы рифтогенных впадин.

Тургинская свита с несогласием залегает на породах ундино-даинской и онтагоинской серий и перекрывается отложениями кутинской свиты.

Возраст свиты принимается раннемеловым (берриас—низы апта) на основании находок фауны: *Bairdestheria elongata* (Kob. et Kus.), *B. sinensis* (Chi), *Defretinia orbicularis* Oleyн., *Sphaericoncha amgensis* (Mart.), *Limnocyrena sibirica* (Ram m.), *L. tani* (Grab.), *L. pusilla* (Reis), *Mongolianella subexcortis* Sob., *Limnocypridea sparsa* Sin., *Lycocypris eggeri* Mandelst., флоры *Pseudolarix erensis* Kras., *Kutiella transbaicalica* Srebr., *Baisia hirsuta* Kras.

Определения абсолютного возраста базальтоидов Верхне-Кучегайской впадины, полученные калий-аргоновым методом, составляют 126—115 млн лет [291].

Кутинская свита (K_1kt) выполняет ряд мульд в Шилкинской и Усть-Карской впадинах Агинской и Аргунской СФЗ. В составе ее нижней части конгломераты, конгломератобрекчии с маломощными прослоями и линзами песчаников полимиктовых грубозернистых, гравелитов, углистых алевролитов и хлидолитов; в верхах — ритмичное переслаивание мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников с гальками. К восточному борту впадин происходит погрубение осадков и уменьшение степени сортировки обломочного материала, а также увеличение мощности в восточном направлении от 150 до 400 м [270].

Породы свиты характеризуются повышенными содержаниями As, Zn, Li, Pb, Mo, Be, Zr, La, Ce по сравнению с кларковыми.

Свита принадлежит к генетическому типу, характерному для континентальной молассы, отвечает русловым и аллювиально-пролювиальным фациям.

Стратон с размывом залегает на ундино-даинской серии, тургинской свите или породах среднепалеозойского агинско-борщовочного комплекса. Раннемеловой возраст определяется более высоким стратиграфическим положением кутинской свиты относительно тургинской. Кроме того, в отложениях встречены раннемеловые моллюски *Limnocyrena carinata* Ch. Kol., *L. kweichovens* (Grab.), *L. tignensis* Mart., *L. schumilini* (Ram m.), *Bithynia* sp.

Ушмунская свита (К_{1u}₃), представленная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, сланцами, бурыми углями, конгломератами и гравелитами, выделяется в Эльдонгинской, Актригдинской, Туколамской впадинах Ципикано-Усойской СФПЗ и Китемяхтинской впадине Нюкжа-Олекминской подзоны.

В Эльдонгинской впадине разрез свиты сложен переслаивающимися тонкоплитчатыми алевролитами и углисто-глинистыми сланцами (25 м) с пластами бурого угля (0,15–20,3 м), которые перекрываются серыми разнотернистыми песчаниками с линзами гравелитов (50–80 м). Завершает разрез переслаивание алевролитов, аргиллитов, углисто-глинистых сланцев (97 м). Общая мощность разреза 200 м.

Разрез свиты в Актригдинской впадине отличается от вышеописанного присутствием конгломератов крупно- и мелкогалечных плохоокатанных и несортированных, переслаивающихся с кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, в том числе «мусорными», и аргиллитами, содержащими редкие маломощные пропластки бурого угля (0,4–3 м). Песчаники имеют параллельно- и косослоистую текстуру, а алевролиты тонкополосчатую. Общая мощность разреза 200 м.

В Китемяхтинской впадине отмечается более грубообломочный состав, представленный переслаиванием конгломератов, гравелитов и песчаников с маломощными (до 5 см) пропластками углей. Мощность 140–165 м.

Отличительной особенностью ушмунской свиты является наличие угольных пластов, широкое распространение углистых аргиллитов и алевролитов, отсутствие битуминозных сланцев и «тургинских» пачек, доминирование косой и косоволнистой слоистости.

Стратон сложен осадками терригенно-угленосной формации.

Стратон залегает на отложениях зазинской свиты и на породах раннепалеозойского комплекса. В алевролитах, углисто-глинистых сланцах обнаружены раннемеловые остатки рыб *Lycoptera* sp., остракод *Cypridea* sp., *Zejaia* ex gr. *exsortis* (Mandelst.), моллюсков *Limnocyrena wangshihensis* Grab., *L. rammelmeyeri* Mart., *Probaicalia vitimensis* Mart. и отпечатки флоры [116]. Палинологический спектр включает меловые формы *Selaginella peraspira* Bolch., *Alsophila formosa* Holp., *Gleichenia lacta* Bolch., *Ginkgo mutabila* Bolch., *Podocarpus cretacea* Bolch., *P. paris* Chlon. [34]. В связи с приведенными данными, возраст ушмунской свиты датируется ранним мелом.

Тигнинская свита (K_1tg) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, хлидолитами, бурыми углями, лигнитами, гравелитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями и выполняет мульдообразные структуры внутренних частей рифтогенных грабен.

В нижних частях разреза свиты преобладают разногалечные конгломераты плохой сортировки и слабой окатанности, песчаники с волнистой, диагональной и косой слоистостью, хлидолиты, гравелиты, конгломерато-брекчии с прослоями алевролитов и линзами лигнитов. Состав пород, характер слоистости и ритмичности свидетельствуют о принадлежности их к озерным, пойменно-русловым и пролювиальным фациям осадков.

Для верхней части характерно переслаивание зеленовато-серых, темно-серых до черных, часто битуминозных и углистых алевролитов, аргиллитов и мелко-среднезернистых песчаников с прослоями и линзами бурых углей, лигнитов, реже конгломератов, гравелитов, мусорных песчаников. В породах наблюдается обильное содержание углефицированного растительного детрита и остатков флоры. Пласты и линзы бурых углей, лигнитов в ряде случаев образуют промышленные залежи (Оловское месторождение). В верхах свиты преобладают фации мелких озер (типа стариц) и застойных болот, по простиранию сменяющиеся фациями проточных водоемов. Мощность свиты 130–580 м.

В песчаниках и конгломератах отдельных горизонтов отмечается увеличенное содержание сфена, ильменита, граната, магнетита.

Отложения свиты представляют терригенно-угленосную формацию.

Стратон с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на нерчинской и инегиурской сериях и породах кристаллического основания.

Свита содержат ископаемые остатки насекомых *Terrindusia minuta* Vial. et Suk., *T. miscella* Vial. et Suk., *Folindusia excordis* Suk., остракод *Cypridea* sp., *Limnocypridea* sp., двустворок *Limnocyrena* ex. gr. *angulata* Ch.Kol., растений – *Onichiopsis elongata* (Geyl.) Yok., *Sequoia* sp. Палинологический комплекс представлен схизейными *Lygodium subsimplex* Bolch., *L. gibberulum* K.-M., *Lygodiumsporites adriensis* Pot. et Gell. и *Pilosisorites verus* Delc. et Sprum. и стриатными схизейными *Cicatricosisporites* sp. Органические остатки, установленные в разрезе свиты, указывают на раннемеловой возраст и характерны для кутинского биостратиграфического горизонта [135].

Быийкинская свита (K_1bk) развита в Среднекаларской впадине и сложена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, аргиллитами с пластами каменных углей.

Разрез характеризуется двучленным строением. В нижней части свиты преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями гравелитов и маломощными (1–30 см) пластами каменных углей. В основании наблюдается базальный горизонт конгломерато-брекчий, в составе обломков которого плохоокатанная галька докембрийских мелко-среднезернистых лейкократовых и биотитовых гранитоидов, мелкозернистых диоритов, гранитогнейсов и милонитов; заполнитель базального типа представлен зеленовато-серыми несортированными песчаниками. Для нижней толщи характерно двух-трехкомпонентное ритмичное строение, увеличение вверх по разрезу алевролитов, аргиллитов и появление углей.

В верхней части свиты присутствуют преимущественно грубообломочные образования — фангломераты, валунно-галечные конгломераты и конгломерато-брекчии с маломощными линзами гравелитов. Основание этой части сложено фангломератами, состоящими из глыб подстилающих пород. Заполнитель базального типа представлен средне-, крупнозернистыми несортированными песчаниками. Выше залегают валунные конгломераты и конгломерато-брекчии, имеющие в заполнителе грубозернистые несортированные слабосцементированные песчаники с дресвой и гравием. Мощность разреза 950–2050 м [205, 233].

Для пород свиты отмечается повышенное содержание в 1,5–3,5 раза — Pb, Zn, Mo, Cu, Co, V, Nb, P и очень высокое — Ba, Zr, Hf, La.

Стратон имеет пролювиально-аллювиальный генезис, реже сложен фациями пойменных и заболачивающихся озер.

Отложения свиты залегают на докембрийских породах и гранитоидах ингамакитского комплекса позднего палеозоя.

В быйкинской свите Среднекаларской впадины встречены листовые остатки растений — *Onychiopsis* cf. *psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Taxocladus* sp. Палинологический комплекс содержит *Lygodium subsimplex* Bolch., *L. gibberulum* K.-M., *Pilosisporites trichopapillosum* (Their.) Delc. et Sprum., *Cicatricosisporites minutaestriatus* (Bolch.) Chlon., *Schizosporis reticulatus* Cooks. et Det. Органические остатки свидетельствуют о раннемеловом возрасте отложений. Изученный разрез хорошо коррелируется с угленосной нижнемеловой быйкинской свитой Апсатской впадины.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Позднемеловые образования развиты крайне ограниченно. Выполняют мультислойные прогибы, наложенные на ранее сформированные мезозойские впадины, и представлены слаболитифицированными и рыхлыми псефито-псаммитовыми и пелитовыми породами. К ним отнесены мохейская и байгульская свиты, распространенные, соответственно, в Нюкжа-Олекминской подзоне Западно-Становой СФЗ и Пришилкинской СФЗ.

Мохейская свита (K_2mh) развита в Жемкуинской впадине, где представлена преимущественно полимиктовыми слаболитифицированными конгломератами с глинисто-песчано-гравийным заполнителем, к востоку постепенно замещающимися слаболитифицированными песчаниками. Стратон несогласно залегают на хысехинской свите.

Отложения описываемой свиты принадлежат к аллювиально-пролювиальному генетическому типу. Мощность свиты достигает 160–250 м.

Палинологический комплекс включает, по определению А. В. Нагайцевой, меловые формы: *Lygodiumsporites* sp., *Lygodium subsimplex* Bolch., *Cicatricosisporites* sp. (*Mohria striata* (Naum.) Bolch.) [49]. Согласно принятой стратиграфической схеме, возраст мохейской свиты принимается позднемеловым [145].

Байгульская свита (K_2bg), включающая глины, суглинки, пески, песчано-гравийно-галечный материал, прослойки лигнитов и бурых углей,

выполняет мультислойные структуры в Оловской и Ундургинской впадинах. В центральной части структур разрез представлен белыми, пестроцветными, серыми и черными глинами с прослоями песков, маломощными линзами лигнитов, бурого угля и включениями окаменевшей смолы. К краевым частям они замещаются песчано-гравийно-галечным материалом с прослоями аналогичных вышеописанных глин и суглинков, линзами угля и лигнита. Строение разреза трансгрессивно-циклическое. Свита представлена фациально изменчивыми и неустойчивыми по простиранию отложениями аккумулятивной озерно-аллювиальной равнины.

В основании разреза присутствуют перемытые коры выветривания, представленные глинами гидрослюдисто-монтмориллонит-каолинитовыми белыми и пестроокрашенными с линзами, прослоями слаболитифицированных песчаников, бурого угля и лигнита (31 м). Средняя часть разреза сложена глинами серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми каолинит-гидрослюдистыми, часто монтмориллонитизированными с примесью (25–40 %) алевритового материала и прослоями песков, замещающихся к периферии песчано-гравийно-галечным материалом с прослоями аналогичных глин и суглинков, линзами угля и лигнита (4–55 м). Выше по разрезу наблюдаются глины черные илоподобные каолинит-гидрослюдистые с углефицированной древесиной и с ископаемыми смолами. Глины фациально замещаются песчано-гравийно-галечным материалом с прослоями глин и суглинков (4–80 м). Завершают разрез пески средне- крупнозернистые аркозовые серые, серо-белые с примесью гравия и с многочисленными маломощными прослоями и линзами серых и зеленовато-серых суглинков и глин (4–50 м). Мощность свиты достигает 220 м.

Глины относятся к полукислым, низкодисперсным и умереннопластичным разностям. Белые и светло-серые глины являются огнеупорными и тугоплавкими [310].

Байгульская свита залегает на верхнеюрских и нижнемеловых отложениях и перекрыта плиоцен-нижнеэоценовыми отложениями. Позднемеловой возраст свиты обосновывается представительным палинокомплексом *Balmisporites glenelgensis* Cooks. et Det., *B. longirimosus* Kond., *Anzaites cristatus* (Stanl.) Bratz., *Ophioglossum* с присутствием специфической пыльцы покрытосеменных *Asteropollis asteroides* Hedl. et Norr., который характерен для сеноман-кампанского времени.

КАЙНОЗОЙ

В составе кайнозоя на геологической карте выделяются палеоген-неогеновые, неогеновые, неоплейстоценовые, голоценовые, а также нерасчлененные неогеновые–четвертичные образования. Кроме того, в тексте приводится характеристика погребенных палеогеновых(?), плиоценовых(?), плиоцен-эоценовых (цасучейская свита), нерасчлененных неогеновых и нерасчлененных четвертичных отложений.

ПАЛЕОГЕН(?)

К палеогену(?) отнесены коры выветривания, фрагментарно сохранившиеся на уплощенных водоразделах и установленные при бурении под более молодыми образованиями кайнозоя в межгорных впадинах. Их состав и внешний облик находятся в прямой зависимости от пород, по которым они развиты. В Бамбуйской впадине, в 3 км северо-западнее пос. Бамбуйка, при бурении на глубине 80 м вскрыт следующий разрез (сверху)*:

1. Глины ржаво-бурые, плотные, вязкие со щебнем и дресвой кварца в нижней части	1,5
2. Щебень с дресвой рассланцованного габбро, сцементированного зеленой вязкой глиной	5,5
3. Трещиноватые рассланцованные габбро	3,5

Общая мощность 10,5 м. Эти образования перекрыты более молодыми отложениями кайнозоя мощностью до 80 м. В устье ключа Аमतкан кора выветривания, развитая по доломитам, представлена красно-бурыми глинами со щебнем и дресвой мощностью 7 м [261]. В среднем течении р. Талакан серией шурфов [250] вскрыта кора выветривания, представленная глинисто-щебнистым, супесчано-щебнистым материалом, иногда с включением дресвы и гальки. Глина и супесь темно-серого, желтовато-коричневого, ярко-желтого и зеленого цвета. Вскрытая мощность составляет 1,7 м.

В Тундакской депрессии в основании 20–25-метровой террасы р. Тундак кора выветривания по нижнемеловым конгломератам сложена рыхлыми песчано-галечно-гравийными отложениями оранжевой и белесой окраски мощностью 5–6 м [183]. В Среднекаларской впадине кора выветривания, вскрытая серией скважин [233], представлена рыхлыми хлоритизированными, лимонитизированными гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами зеленовато-серого цвета, перекрытыми четвертичным аллювием мощностью от 4,8 до 37 м. Мощность кор выветривания составляет 1–3, редко 10–12 м. Возраст кор принимается условно по аналогии с сопредельными территориями (Нижнее Приамурье, Западное Забайкалье).

ПАЛЕОГЕН–НЕОГЕН. ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН–НИЖНИЙ МИОЦЕН

Отложения ирокиндинской толщи (αP_3-N_{1ir}) выделены в пределах палеодолины р. Ирокинда. В современном рельефе образования сохранились в виде речной террасы. Они представлены аллювиальными сероцветными валунно-галечно-песчаными отложениями, с размывом залегающими на коренных породах. Мощность составляет 10–40 м. По результатам спорово-пыльцевого анализа, выполненного Т. Ф. Трегуб, из средних слоев толщи получены репрезентативные спектры миоценового возраста. В пробах наряду с хвойными и мелколиственными породами присутствуют такие элементы: *Myrica* sp., *Pterocarya* sp., *Ostrya* sp., *Tsuga* aff.

* Здесь и далее мощность приводится в метрах.

diversifolia (Maxim.) Mast., спорадически: *Quercus*, *Carpinus*, *Acer*, *Juglans*, *Carya*, *Castanea* и др. В нижней части толщи присутствуют: *Pseudotsuga*, *Tsuga* aff. *diversifolia* (Maxim.) Mast., *T. cf. macroserrata* (Wolff) Anan., *Dacrydium*, *Picea* sect. *Omorica*, *Podocarpus* sp., а также достаточное количество разнообразной пыльцы вечнозеленых растений, что позволяет сопоставить выделенные спектры с олигоцен-миоценовыми.

НЕОГЕН

Представлен миоценовыми шивиинской свитой и сивакитской толщей, средне-верхнеплиоценовой чичонской толщей, нерасчлененными плиоценовыми и неогеновыми отложениями.

Шивиинская свита (N_1^{1sv}) выделена по левобережью р. Шилка, в бассейне р. Куэнга. Ее образования озерного, аллювиального, пролювиального и делювиального генезиса установлены на водораздельных пространствах Шилкинского хребта и юго-восточном борту Шилкинской впадины, в интервале абсолютных высот 600–700 м. Это главным образом глины, суглинки и супеси, содержащие щебень и дресву подстилающих пород. В меньшей степени развиты пески, гравий, галечники. Породы характеризуются значительной глинистостью, пестрой окраской, непостоянством фациального состава, колебаниями мощности. Отложения свиты залегают на коренных породах, иногда выходят на поверхность, но чаще перекрыты песками пасучейской свиты верхнего плиоцена–эоплейстоцена. Мощность отложений достигает 80,5 м [206, 68].

По заключению палинолога В. И. Потемкиной, в спорово-пыльцевом комплексе из осадков свиты 70–76 % составляют древесные, представленные *Taxodiaceae*, *Tsuga* sp. 1, *Tsuga* sp. 2 и др.; 5–7 % – травы из небольших количеств зерен *Potamogetonaceae*, *Sparganiceae* и др.; споры – 17–23 % в подавляющем объеме из *Polypodiaceae*. Растительность такого типа могла существовать в раннем миоцене [45].

Тугоплавкие глины шивиинской свиты представляют собой переотложенный материал палеогеновой коры выветривания. Они могут успешно использоваться в качестве строительных материалов. Из белых и серых разновидностей глин возможно получение санитарно-строительного фаянса, полуфарфора и половых плиток [68].

Сивакитская толща (N_{1sv}) закартирована по мерзлотным буграм пучения в береговых уступах р. Ципа, выше устья левого притока р. Сивакит. Под пойменными супесями мощностью до 7 м, на глубину 4 м вскрыты серовато-зеленые, серовато-голубые каолинит-гидрослюдистые с вивинитом глины и суглинки с прожилками до 10 % льда. Возраст толщи по результатам палинологического анализа определен как миоценовый. Насыщенный спорово-пыльцевой спектр характеризуется преобладанием древесной растительности с пыльцой цемброидных и стробойдных сосен: *Pinus* sect. *Cembra*.

Чичонская толща ($N_2^{2-3\check{c}\check{c}}$), описанная ранее как плиоцен-нижнечетвертичная [310], выделена в бассейне нижнего течения рек Нерча и Куэнга. Ее выходы закартированы в виде узких полос по бортам современных

эрозионных врезов, а наиболее крупное поле отложений выявлено южнее села Кангил. Толща представлена озерно-аллювиальными, озерными, аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, пролювиально-делювиальными алевритами, песками, дресвяными и гравийными отложениями с суглинистым заполнителем. Мощность образований колеблется от 10 до 95 м. Толща является стратиграфическим аналогом кокуйской свиты и торейской подсвиты, развитых в сопредельных районах [68]. В междуречье падей Кангил и Чичон [310] по скв. 9 описан следующий разрез (сверху)*:

1. Пески средне-крупнозернистые, горизонтальнослоистые желтого цвета	5,5
2. Гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем зеленовато-серого цвета	3,1
3. Глины и суглинки от темно-серых до зеленовато-бурых с линзами до 3 см крупнозернистых песков	5,6
4. Глины черные, плотные с примесью аркозового песка	24,0
5. Глины зеленовато-серые с редким щебнем кварца	4,3
6. Дресвяно-гравийные отложения с суглинистым заполнителем светло-серого цвета и прослоями до 1 м бурых глин	7,7
7. Алевриты светло-серые с линзами гравия и песка	23,3

Общая мощность 73,5 м. Осадки с размывом перекрывают докайнозойские породы и, чаще всего, с размывом перекрыты образованиями среднего неоплейстоцена [310, 45, 68]. В составе палинокомплекса из отложений толщи доминирует пыльца древесных (63–78 %) с преобладанием голосеменных, характеризующая тсугово-еловые леса с большим участием березы, сосны и значительным — широколиственных пород. Такой тип растительности, по заключению палинолога К. Ф. Ворошиловой, соответствует гумидной фазе умеренно теплого климата плиоцена [361].

Озерные глины чичонской толщи представляют практический интерес в качестве сырья для приготовления буровых растворов и производства керамзита. Белые и серые разновидности тугоплавких глин пригодны для получения облицовочной и половой плитки, тугоплавких кирпичей [68].

Плиоцен(?). Условно к плиоценовым отложениям отнесены аллювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, которые сохранились под покровами базальтов неоген-раннечетвертичного возраста, на террасе высотой 160–240 м, по правому борту р. Калар. В разрезах аллювия выделяется верхняя часть, представленная пойменной фацией, и нижняя — русловой. Первая состоит из мелко-среднезернистых до тонкозернистых песков мощностью от 0,3 до 1,1 м, переслаивающихся с суглинками и глинами мощностью от 0,2 до 3,0 м. Вторая — из валунно-галечного материала с песчано-гравийным заполнителем либо из песчано-гравийного с примесью гальки. В целом для аллювия характерно: погрубение осадков по разрезу сверху вниз; хорошая окатанность обломочного материала; наличие горизонтальной слоистости в пойменной фации; хорошая сортировка материала; разнообразный петрографический состав; преимущественно серый цвет. Аллювиально-пролювиальные образования, вскрытые канавами, представлены щебнисто-валунно-галечным материалом с суглинистым заполнителем и примесью гравия [233]. Мощность рыхлых отложений, бронированных базальтами, изменяется от нескольких до 40–60 м.

Их возраст определяется условно как плиоценовый на основании стратиграфического положения, данных палинологического и минералогического анализов. Палинологическим анализом установлено изменение климата от теплого, умеренно влажного к холодному, влажному, минералогическим — увеличение неустойчивых минералов вверх по разрезу, что указывает на изменение климата в сторону похолодания [177, 233].

Нерасчлененные отложения неогена установлены в Бамбуйской впадине, где они перекрывают коры выветривания и представлены глинами белесого, серо-зеленого, серого цвета и галечниками мощностью 50–80 м [261].

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

На площади листа N-50 незначительные по площади выходы кайнозойских базальтов (IN–Q) расположены вблизи северной и западной рамок листа. Они представляют собой периферические части двух крупных позднекайнозойских лавовых полей Забайкалья — Удоканского и Витимского.

Реликты южной окраины лавового плато хр. Удокан закартированы преимущественно по правобережью р. Калар между устьями рек Чукчуду и Пескачан [199, 233]. Общая их площадь составляет около 130 км². Выходы молодых базальтов в долине р. Витим являются составными частями крупного реликта Витимского лавового поля, протягивающегося по левобережью реки в междуречье Ендондина–Пурхена. На территории листа они обнажены на западной окраине с. Юмурчен и по обоим берегам Витима несколько выше устья р. Пурхен с общей площадью выходов около 10 км² [123].

В крупных естественных обнажениях по р. Калар хорошо выражено горизонтальное и субгоризонтальное залегание слоев лав, количество которых для разных выходов меняется от 1–2 до 10–12. Подобные многослойные разрезы проявлены и по р. Витим, но непосредственно на территории листа N-50 они однослойные. Местами в основании базальтовой толщи р. Калар наблюдаются слои гиалокластитов, валунно-галечных отложений. Мощность лавовой толщи здесь достигает 150–160 м, в то время как на Витиме не превышает 15–20 м [123].

Кайнозойские базальты — породы, как правило, массивные и порфировые, с широкими вариациями окраски (от черной до светло-серой), микроструктур (от гиалиновой до долеритовой), количества и состава вкрапленников. В их минеральном составе преобладает плагиоклаз (андезин, лабрадор), которому подчинены клинопироксен (титан-авгит, авгит, диопсид), оливин, титаномагнетит и акцессорные апатит, калишпат, анальцим. За исключением акцессорных, эти же минералы отмечаются и во вкрапленниках (от единичных до 15–20 %).

Петрохимически базальты Удоканского и Витимского плато изучены достаточно хорошо [70, 131, 161], но непосредственно для листа N-50 имеются лишь единичные анализы и только для северного участка их распространения. Такие анализы свидетельствуют о принадлежности базальтов из этого района к субщелочным образованиям, к разновидностям ряда базальта–гавайита–трахибазальта.

Молодые базальты перекрывают все развитые в районах их проявления докайнозойские кристаллические образования, литифицированные терригенно-осадочные отложения раннемеловых впадин, а также позднекайнозойские кластические осадки, палинологически датированные в долине р. Калар как плиоцен-раннечетвертичные. Для этого же района имеются три определения абсолютного возраста базальтов из разрезов: в урочище «Вторая Чаша», где лавы второго снизу слоя из толщи датированы в $5,6 \pm 0,25$ млн лет (К-Аг, вал, метод изотопного разбавления, лаборатория ИГЕМ РАН, устное сообщение В. В. Ярмолюка); в междуречье низовий Станнака–Дулея и Биримьяна–Пескачана с датировкой, соответственно, в $7,41 \pm 0,13$ и $3,92 \pm 0,17$ млн лет (^{39}Ar - ^{40}Ar метод) [133].

Витимские базальты территории листа N-50 относились к средне-позднечетвертичным [123], при этом их юмурченский выход принимался за окончание лавового потока вулкана Обручева, расположенного в 9 км западнее. Абсолютный возраст лав этого вулкана определен в $0,695 \pm 0,07$ млн лет (устное сообщение В. В. Ярмолюка), что указывает на раннеплейстоценовый возраст пород юмурченского выхода. Пурхенские базальты значительно отличаются от юмурченских и принадлежат, предположительно, к эффузивным образованиям джилдиндинской толщи, широко распространенным на левобережье р. Витим. Время их излияний, по данным ГГС-50 [253], определено в интервале 21,2–13,2 млн лет, а в разрезе по левому берегу Витима в 2 км ниже устья р. Конда – в 13,5 млн лет (устное сообщение В. В. Ярмолюка).

Приведенные сведения по возрасту кайнозойских базальтов листа N-50 позволяют относить их в целом к неоген-четвертичным образованиям.

ПЛИОЦЕН–ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

К плиоцен-эоплейстоценовой *цасучейской свите* относятся светло-серые аллювиальные и пролювиальные пески с линзами гравийно-галечного и дресвяного материала, супеси, глины мощностью от 2 до 60 м, в бассейне нижнего течения рек Нерча, Куэнга – остатки интенсивно размывтой аккумулятивной равнины. Нижняя часть свиты вскрыта на водоразделе падей Лев. Рассошина и Кокертай [206]. Здесь под средне-неоплейстоценовыми осадками мощностью 5,8 м залегают (сверху):

1. Пески «белесые» среднезернистые до тонкозернистых горизонтально-слоистые	1,8
2. Пески «белесые» гравелистые косослоистые	2,0
3. Пески «белесые» тонко-мелкозернистые	1,6
4. Пески «белесые» среднезернистые с примесью (до 15 %) гравия	2,5
5. Пески «белесые» с прослоями рыжих гравелистые	4,9
6. Пески «белесые» мелко-среднезернистые с примесью гравия (до 15 %)	3,5
7. Пески «белесые» гравелистые, в нижней части суглинистые с мелкой хорошоокатанной галькой и дресвой	7,0

Общая мощность 23,1 м. Отложения с размывом залегают на коренных породах, перекрывают либо врезаются в миоценовые образования и с размывом перекрыты озерно-аллювиальными осадками среднего неоплейстоцена [206, 310, 68]. Кроме того, возраст свиты убедительно обоснован бога-

тыми спорово-пыльцевыми спектрами [361, 362]. Важной особенностью этих отложений является присутствие в них знаковых и, иногда, небольших весовых количеств россыпного золота [206]. Отложения эоплейстоцена (средней и верхней частей свиты) вскрыты многими скважинами во впадинах Монголо-Охотской области, в пределах же Центрального Забайкалья установлены лишь в Оловской впадине. Они слагают высокую озерно-аллювиальную равнину в междуречье Олов—Ареда и погребены под осадками среднего неоплейстоцена. Отложения представлены темно-серыми суглинками и черными, очень плотными глинами, которые по простиранию замешаются песками и гравием. Мощность отложений от 10 до 130 м. Из песчанистых суглинков, залегающих под песками самаровского (устькиранского) горизонта, в скв. 127 [244] получен спорово-пыльцевой спектр, отвечающий, по мнению палинолога К. Ф. Ворошиловой, эоплейстоценовому времени накопления осадков [244].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

В основу стратиграфии неоплейстоцена положены новые сведения о происхождении и возрасте отложений, полученные и убедительно обоснованные при палеогеографическом анализе для временных срезов, соответствующих четырем оледенениям среднего и верхнего неоплейстоцена [238, 239, 240, 241].

Отложения нижнего неоплейстоцена уничтожены горно-долинными оледенениями среднего неоплейстоцена и известны южнее площади листа, в районе города Шилка [45].

Средний неоплейстоцен представлен ледниковыми (gQ_{II}), озерными (IQ_{II}) образованиями самаровского и тазовского (устькиранского и боржигантайского) горизонтов, озерно-аллювиальными самаровского (IaQ_{II}) (холбонская свита), водно-ледниковыми (fQ_{II}) и аллювиальными тазовского (aQ_{II}) (боржигантайский аллювий) горизонтов.

Район наибольшей концентрации ледниковых образований самаровского времени расположен по правобережью р. Витим, между устьями рек Калакан и Делигдэ, где они формируют аккумулятивные поля и покровы на скульптурных террасах различной высоты. Представлены они валунно-галечными супесями, песками, суглинками с эрратическими валунами до 3–4 м в поперечнике. Мощность морен достигает 100 м [316]. В верховьях рек Кавыктан и Деловун — левых притоков р. Средняя Мокла, они представлены щебнисто-дресвяными угловатыми и слабоокатанными образованиями различного состава пород [45, 172]. В верховьях р. Тунгирикан ледниковые отложения, выделенные ранее как плиоцен-нижнечетвертичные [152], характеризуются валунно-галечным составом с песчаным заполнителем. Мощность исчисляется первыми метрами. Южнее, в районе устья р. Каренга, осадки сохранились в виде небольших фрагментов на уровнях 960–980 и 850–880 м под маломощными озерными осадками [30]. Ледниковые образования тазовского горизонта выявлены в долинах рек Калакан, Тундак, в районе устьев рек Усмун, Гуличи [228, 177, 327]. В есте-

ственном обнажении донной морены, высотой 8,0 м, на левом борту р. Бол. Маричи отложения представлены несортированными валунами (до 50–75 %) с супесчано-гравийным заполнителем и примесью гальки [45]. Возраст морен устанавливается по их геоморфологическому положению — вне поля развития зырянских морен.

Водно-ледниковые отложения тазовского горизонта имеют ограниченное распространение. В целом они представлены песчано-дресвянистым материалом с незначительной примесью плохоокатанной гальки — продуктов талых вод вдоль фронта оледенения. Мощность их не превышает 2,0 м. В низовьях р. Калакан Витимский флювиогляциальные образования представлены валунно-гравийно-галечными отложениями с многочисленными песчаными прослоями до 20 м [45].

Озерные отложения самаровского времени получили развитие по долинам рек северных округов стока и в верховьях левых притоков р. Шилка. Описанные разными авторами как озерные средне-верхнечетвертичные в бассейне р. Черный Урюм и в Верхне-Тунгирской впадине [136, 152], как озерно-аллювиальные нижнечетвертичные в Кучегеро-Усуглинской, Кыкоро-Акиминской и Талачинской депрессиях [142, 158], они представлены песчаными, супесчаными и суглинистыми образованиями. Мощность осадков невелика и редко достигает 20 м. В бассейне р. Олекма, в местах, пересекающих периферию самаровского ледникового покрова, выявлены песчаные толщи, достигающие 150 м [45]. Озерные отложения тазовского времени слагают остатки разрушенных озерных террас по долинам притоков высоких порядков рек Витим и Олекма. Террасы расположены на уровнях тазовских приледниковых подпрудных озер, которые составляют 900 м в бассейне р. Витим и 740 м — р. Олекма. Отложения представлены песчано-галечным материалом со значительной примесью дресвы и щебня. На отдельных участках преобладают песчано-дресвяные, дресвяно-суглинистые и дресвяно-супесчаные толщи [45].

Озерно-аллювиальные отложения слагают верхние горизонты высокой озерно-аллювиальной равнины в междуречье Олов—Ареда. В скв. 127 [244] вскрываются (сверху):

1. Пески мелкозернистые, пылеватые, кварц-полевошпатовые, буровато-серые, гумусированные	0,6
2. Пески мелкозернистые плотные, кварц-полевошпатовые, буровато-серые	5,4
3. Глины тугопластичные, плотные от бурого до темно-серого цвета	13,0

Общая мощность 19,0 м. Ниже вскрыты отложения эоплейстоцена. Абсолютный возраст образца, отобранного из аналогичных отложений в средней части Шилкинского карьера, равен 324 ± 60 тыс. лет [45]. Кроме того, в районе пос. Холбон из песков, соответствующих верхним горизонтам «белесой» толщи, извлечены черепа носорогов вида, близкого к *Rhinoceras antiquitatis*. Это позволило Э. А. Вангенгейм определить возраст отложений как верхи среднего плейстоцена [244].

Аллювиальные образования развиты в долинах Амурского округа стока, где в тазовское время отсутствовали условия для возникновения подпрудных бассейнов. Отложения слагают аккумулятивные части террас,

высоты которых с 25–30 м возрастают к востоку территории до 100 м и более. Наиболее типичный разрез надпойменной террасы р. Шилка высотой 50 м изучен в районе железнодорожной станции Болотово [206]. Здесь на коренных породах залегают (сверху):

1. Песчано-гравийно-галечный материал желтовато-серого цвета	0,5
2. Гравий желтовато-оранжевый	0,5
3. Пески мелкозернистые, хорошо отмытые желтовато-серые с примесью редких галек и гравия	0,6
4. Гравий с прослойками мелких галечников	3,8
5. Валунно-галечный материал мелкий	0,6
6. Гравийно-песчаный материал с прослойками илстых серых песков . .	1,6
7. Пески разнозернистые желтовато-серые	0,7
8. Пески тонкослоистые илстые оранжевые с примесью (до 10 %) гравия и гальки; в нижней части со щебнем подстилающих сланцев	3,0

Общая мощность составляет 11,5 м. Характерной особенностью отложений является почти повсеместное наличие в средней части разреза следов морозной трансформации грунта. Рассматриваемые отложения, выделенные ранее как средне-верхнеплейстоценовые по долинам рек Нерча и Ульдурга [123], развиты на поверхности террас высотой 50–55 и 60–70 м. В общих чертах в составе отложений этих террас в верхах разреза преобладают мелкозернистые иловатые или лессовидные пески, а в низах – крупные галечники и валунно-щебнистые отложения, залегающие на коренных породах. Мощность их изменяется от 2,5 до 9,0 м. Из отложений террасы 60–70-метрового уровня выделен спорово-пыльцевой комплекс, отражающий условия лесотундры. В составе древесных преобладает кустарниковая березка. Травянистая группа включает пыльцу злаковых, осок, полыней, лютиковых. Разнообразна группа споровых растений. Время существования подобной растительности, по заключению палинолога В. И. Потемкиной, относится к одному из ледниковий плейстоцена [123].

С низами разрезов боржигантайского аллювия связаны россыпи золота, большинство которых к настоящему времени отработаны, а сохранившиеся не представляют особой ценности [71, 68].

Верхний неоплейстоцен представлен ледниковыми (gQ_{III}), водно-ледниковыми (fQ_{III}), озерными (lQ_{III}) отложениями сартанского и муруктинского (томпинского и ошурковского) горизонтов и аллювиальными (laQ_{III}) – казанцевско-зырянского и каргинско-сартанского горизонтов. Ледниковые и водно-ледниковые отложения (g, fQ_{III}) частично отображены как объединенные.

Ледниковые отложения выделены в долинах рек, на уровнях снеговой границы зырянского и сартанского оледенений, составляющих соответственно 1500 ± 50 и 1700 ± 50 м. Морены зырянского оледенения часто приурочены к расширенным участкам в средних частях долин или у основания гольцов, а сартанского – к участкам чашеобразных расширений в верховьях долин. Они представлены несортированными валунными супесями, валунными суглинками, полуокатанными глыбами, песками. Предполагаемая мощность составляет 40–120 м [180, 45]. В верховьях р. Луча сартанские ледниковые отложения, описанные ранее как средне-верхнеплейстоценовые [180], представляют (сверху):

1. Пески мелкозернистые серые с включением гальки и щебня	1,1
2. Супесь с редкими включениями гальки и щебня	1,6
3. Валунно-галечно-песчаные отложения	42,2

Общая мощность составляет 44,9 м.

Водно-ледниковые отложения сартанского времени, выделенные ранее как средненеоплейстоценовые, на водоразделе рек Калар и Джемку [309] представлены галечниками с редкими мелкими валунами. В долине руч. Широкий водно-ледниковые отложения зырянского времени, описанные как средне-верхнечетвертичные [180], в обобщенном виде представляют (сверху):

1. Пески разнозернистые желтого и светло-серого цвета с включением мелких валунов и гальки	5,4
2. Супеси, чередующиеся с мелкозернистым песком	1,45
3. Пески разнозернистые с включением гальки и мелких валунов и прослоями мощностью до 0,5 м супесей темно-серого цвета с песком	3,6

Общая мощность разреза 10,45 м. Полная мощность отложений не менее 30 м. Палинологические спектры, выделенные из ледниковых и водно-ледниковых образований, отражают суровые климатические условия во время формирования отложений [309, 180, 45].

Озерные отложения входят в комплекс образований высоких террас, которые расположены в виде разобщенных пятен по долинам притоков высоких порядков р. Витим, на уровнях подпрудных бассейнов зырянского и сартанского ледниковий, составляющих соответственно 880 и 860 м. В бассейне р. Олекма озерные осадки зырянского времени сохранились на уровнях 640–680 м [45]. В бассейне р. Витим отложения представлены песчано-галечным материалом с прослоями суглинков и глин, иногда со значительной примесью дресвы и щебня. На поверхности 100–150-метровой террасы р. Витим залегают однообразные по облику и составу пески мощностью от 2 до 10 м [34]. В бассейне р. Олекма это глины, суглинки, илы, супеси, иловатые пески. На отдельных участках преобладают песчано-дресвяные, дресвяно-суглинистые и дресвяно-супесчаные толщи. Мощность осадков не превышает 10 м [45, 68]. Залегают они на коренном цоколе либо на валунно-галечных отложениях среднего неоплейстоцена. Многочисленные палинологические пробы указывают на формирование осадков в суровых климатических условиях верхнего неоплейстоцена. Наиболее полные и представительные спектры получены из суглинков в интервале 1,5–5 м при бурении по правому борту р. Тусаниха [240]. Кустарники и стланики – 19–33 %: *Pinus pumila* – 1 %, *Betula* (куст.) – 60–84,7 %, *Alnaster* – 14–32 %, *Salix* – 8–10 %; травы и кустарнички – 47–56 %: *Superaceae* – 45–57 %, *Gramineae* – 32–50 %; разнотравье – 0,5 %. Споры – 21–34 %: *Bryales* – 30–45 %, *Meesia* – 11–36 %, *Sphagnum* – 7–14 %, *Selaginella sibirica* – 1–2 %, *Polypodiaceae* – 12–50 %, *Riccia* – 2–24 %.

Верхнеоплейстоценовые аллювиальные отложения представлены аккумулятивными частями первых и вторых надпойменных террас. Террасы почти повсеместно протягиваются вдоль современных водотоков и хорошо изучены. Первая надпойменная терраса сложена песками, песчано-гравийными, гравийно-галечными и валунно-галечными породами, супесями, и суглинками мощностью до 25 м. Отложения вторых надпойменных

террас представлены гравийно-галечными образованиями с валунами и песчаным заполнителем, с редкими прослоями глин и суглинков. В бассейне р. Олекма, когда поверхности вторых надпойменных террас выходят на уровень зырянской озерной аккумуляции, в строении их верхней части принимают участие озерные осадки. В долинных расширениях в отложениях террас преобладают псаммитовые фракции, а в местах сужений возрастает роль валунов и гальки. В области Амурского округа стока аллювий низких террас представлен валунно-галечным материалом с песчаным заполнителем [45].

Возраст неолитических стоянок, на низких террасах р. Витим не превышает 12 тыс. лет [45]. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные в основном из приповерхностных слоев отложений террас, отражают суровые климатические условия оледенений верхнего неоплейстоцена (сарганского и зырянского), когда господствовала травяно-моховая, кустарниково-травяная тундра и лесотундра [180, 172, 152, 269, 282]. Редкие спектры из низов разрезов отражают растительность светлехвойной тайги верхне-неоплейстоценовых межледниковий (каргинского и казанцевского) [269, 45]. Смена растительности от межледниковой к ледниковой получена по результатам спорово-пыльцевого опробования первой надпойменной террасы р. Калакан [263, 183].

Золотоносные россыпи низких террас имеют фрагментарное распространение и изучены слабо.

ГОЛОЦЕН

Современные отложения (aQ_n) представлены аллювием пойм, русел, аллювиально-пролювиальными образованиями временных водотоков и конусов выноса. На карте показаны частично и только первые. Аллювий, распространенный практически по всем водотокам, отличается разнообразием состава от песков во впадинах до глыб в горных районах. Мощность его изменчива и зависит от геоморфологических условий, редко превышая 20–25 м [45]. Возраст обоснован многочисленными находками мелких и крупных млекопитающих, артефактов бронзового и железного веков и результатами палинологических анализов, характеризующих современные растительные сообщества.

С голоценовым аллювием русел и пойм связано подавляющее большинство россыпных месторождений золота.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные четвертичные образования включают осадки водораздельных пространств и склонового комплекса. Они имеют широкое распространение. На плоских водоразделах и вершинах сопкок развиты элювиальные отложения мощностью 0,5–3 м, представленные продуктами физического выветривания, состав которых определяется физико-механическими свойствами подстилающих пород. Среди образований склонового ряда выделяются коллювиальные, развитые на крутых склонах и пред-

ставленные глыбами, щебнем, дресвой с мелкоземом (2–8 м); делювиальные — в пределах средних и нижних частей склонов — суглинками и супесями с дресвой и щебнем (2–17 м); коллювиально-делювиальные — верхних и средних частей — глыбами, щебнем, дресвой с супесчано-суглинистым наполнителем (0,5–3 м); коллювиально-солифлюкционные — верхних и средних частей пологих склонов — суглинками с глыбами, щебнем и дресвой (0,5–1,5 м); делювиально-солифлюкционные — шлейфов и днищ падей, состоящих из суглинков с дресвой, щебнем и глыбами (2–7 м); солифлюкционные — долин марей, каменных морей и рек, шлейфов — щебнистыми суглинками, глинами и глинистыми песками, щебнисто-глыбовыми породами (до 10 м).

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Для территории листа характерно широкое развитие плутонических, метаморфогенно-плутонических, палингенно-метасоматических (ультраметаморфических) и метаморфических образований, возрастная принадлежность которых охватывает почти всю геохронологическую шкалу от раннего архея до раннего мела.

На представляемой геологической карте метаморфические образования, относившиеся к свитам архейского, нижнепротерозойского, рифейского и, частично, палеозойского разрезов, переведены в разряд нестратиграфических ультраметаморфических и метаморфических комплексов.

РАННЕАРХЕЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В этом возрастном диапазоне выделяются метаморфические, ультраметаморфические и магматические образования, современный облик которых обусловлен эндогенными процессами в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Наиболее древними в Западно-Становой и Пришилкинской СФЗ считаются метаморфические образования могочинского комплекса, они в возрастном порядке сменяются средне-основными магматическими образованиями олошкинского комплекса; завершается раннеархейский эндогенный процесс формированием гранитоидов верхнемоклинского комплекса. В Западно-Алданской СФЗ к раннему архею отнесены метаморфический каларский и ультраметаморфический диорит-эндербитовый бургайский комплексы. Структурная позиция и конфигурация выходов всех перечисленных комплексов имеет наложенный характер, первичные структуры как внутренние, так и внешние уничтожены практически полностью.

Могочинский комплекс ($mAR_1?mg$) образует серию выходов, площадь распространения которых ограничена с юга Могоча-Итакинским, а с севера – Моклакан-Олекминским разломами. Относительно хорошо сохранившиеся крупные блоки именуется Могочинским* (60–10 км) и Моклаканским (60–15 км) выступами. Более мелкие выходы образуют скиалиты среди позднеархейских гранодиоритов в прибортовых частях долины р. Олекма

* За петротип могочинского комплекса приняты раннеархейские образования, распространенные на территории листов N-50-XXIV и N-51-XIX.

между устьями Верх. Моклы и Бармакита и в других местах. В составе комплекса на крупномасштабных картах выделяются подкомплексы: кристаллосланцевый, кварцит-глиноземистый, гнейсовый.

Главным объединяющим петрографическим признаком пород комплекса являются первичные метаморфические парагенезисы, свидетельствующие о формировании в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Сланцы основного состава и амфиболиты, резко преобладающие в разрезе кристаллосланцевого подкомплекса, характеризуются первичными минеральными парагенезисами: плагиоклаз (андезин, лабрадор)—гиперстен—клинопироксен—роговая обманка бурая, акцессорные — ильменит апатит, гиацинт, сфен, монацит, пирит, арсенипирит, галенит и др.

Высокоглиноземистые сланцы, резко преобладающие в кварцит-глиноземистом подкомплексе, более разнообразны по составу. Первичными минералами являются гранат, кордиерит, красно-бурый биотит, гиперстен, силлиманит, нерешетчатый калишпат (ортоклаз?), плагиоклаз (андезин). Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит. Кальцифиры содержат оливин, флогопит, диопсид, клиногумит, светло-зеленую роговую обманку, иногда ортопироксен, гранат, шпинель. Кварциты содержат в своем составе (до 10 %) биотит, графит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гранат, силлиманит и в акцессорных количествах циркон, рутил и рудный. При увеличении содержания этих минералов они переходят в кварцито-гнейсы и кварцито-сланцы, а при увеличении количества магнетита — в магнетитовые кварциты. Плагиогнейсы и гнейсы — гиперстенные, двупироксеновые, биотит-гиперстенные, калишпат имеет обычно наложенный характер.

Перечисленные выше породы подвергнуты диафторезу, причем наблюдается различный регрессивный режим: или замещение первичных минералов хлоритом, эпидотом, сине-зеленой роговой обманкой, зеленым биотитом, олигоклазом и альбитом—олигоклазом (условия эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации), или зелено-бурой роговой обманкой, бурым биотитом, олигоклазом (амфиболитовая фация). В гранитизированных разностях появляются микроклин, кварц, гранат. Поздний характер этих парагенезисов устанавливается по наличию псевдоморфных симплектитовых, гломеробластовых, порфиروبластовых и других вторичных структур.

Перечисленные породы в разрезе описываемых подкомплексов чередуются в форме «пластов», линз, горизонтов мощностью от первых метров и менее до десятков и первых сотен метров. По простиранию они обычно быстро выклиниваются и замещаются породами иного типа. В разрезе кварцит-глиноземистого подкомплекса в Моклаканском выступе выделяется крупная линза (10 × 2,5 км) кварцитов (гора Манук), полностью выклинивающаяся по простиранию. Эта латеральная невыдержанность пластов дополняется постоянными поперечными замерами зеркал складчатости и зеркал контактов метаморфитов с гранитоидами, свидетельствующими о вероятных иных первоначальных структурах и о наложенном характере их современных направлений. Все это указывает на значительные нарушения первоначальной последовательности пластов, что не позволяет с достаточной уверенностью реставрировать первичный разрез толщи.

По химическому составу перечисленные выше породы весьма непостоянны, и лишь амфиболиты и кварциты обладают более-менее устойчи-

выми петрохимическими характеристиками. Амфиболиты ложатся в поле габбро нормального ряда калиево-натриевого типа, кварциты характеризуются высоким содержанием SiO_2 (более 95 %).

Породы могочинского метаморфического комплекса тесно ассоциируют с эндербитами, чарнокитами и аляскиотовыми гранитами верхнемюглинского комплекса. Между этими комплексами устанавливается тесная пространственная и структурно-временная связь: становление вторых происходит одновременно с метаморфизмом первых, и все они характеризуются едиными минеральными парагенезисами гранулитовой фации.

Породы комплекса являются самыми ранними образованиями изученной территории. Их изотопные системы испытали неоднократные нарушения, что послужило причиной значительного разброса цифр абсолютного возраста — от 3800 до 700 млн лет [58, 176, 19]. Все имеющиеся цифры объединяются в четыре группы: 3400—3800 млн лет, соответствующие становлению раннеархейских комплексов; 2500—3000 млн лет, указывающие на проявления позднеархейских эндогенных процессов; 1700—2000 млн лет и 700—800 млн лет, соответствующие раннепротерозойским и рифейским динамо- и ультраметаморфическим процессам.

Каларский комплекс (mAR₁?kl) метаморфический включает кристаллические сланцы и гнейсы двупироксеновые, гиперстеновые и диопсидовые, роговообманково-биотитовые и биотитовые, амфиболиты, кальцифиры и мраморы и их диафторитовые разности, а также кварциты, в том числе железистые, гнейсы гранат-биотитовые, биотит-силлиманитовые [177], формирующие в нижнем течении р. Калар обширные поля площадью до первых сотен квадратных километров. При ГСР-200/1 и тематических исследованиях они рассматривались в составе архейского разреза [177, 191, 189, 274].

В бассейне р. Октокит Каларский развиты роговообманковые и биотитовые разности кристаллических сланцев и гнейсов в равном количественном соотношении, содержащие единичные прослои амфиболитов мощностью до 15 м. На участке широтного течения р. Витим в районе устья р. Бугарихта перемежаются роговообманково-биотитовые и биотитовые кристаллосланцы и гнейсы с преобладанием последних, в гнейсах содержатся тела мраморов и кальцифиров. Подавляющее большинство пород комплекса являются диафторитами [151]. В породах комплекса повсеместно проявлена мигматизация.

Амфиболиты, кальцифиры, кварциты и мраморы образуют среди гнейсов линзующиеся горизонты мощностью первые сантиметры—первые десятки сантиметров, редко до 5—30 м [177]. Тела кальцифиров и мраморов установлены также среди ультраметаморфических гранитоидов и диоритоидов раннеархейского бургайского и позднеархейского древнестанового комплексов [249, 233].

Южнее Среднекаларской впадины в ультраметаморфических образованиях раннеархейского бургайского комплекса основные кристаллические сланцы содержатся в виде реликтов (скиалитов) пластообразной, линзовидной формы мощностью от первых сантиметров до 0,2—0,7 км. Протяженность их также непостоянна и изменяется от первых метров до первых километров. Контакты кристаллических сланцев с вмещающими породами как резкие, так и постепенные, через зоны мигматитов; внутреннее строение тел простое [278].

Кальцифиры и железо-магнезиальные метасоматиты изучены по р. Витим ниже устья р. Калар и по р. Тостур, правому притоку р. Калар [279]. Кальцифиры образуют согласные и секущие пластинообразные, иногда ветвящиеся тела среди эндербитов и кварцевых диорито-гнейсов раннеархейского бургайского комплекса. Мощность тел кальцифиров 0,5–18 м, протяженность 300–350 м. К крупным телам тяготеют маломощные (до 0,3–0,4 м) протяженные секущие жилы карбонатного состава. Тела обладают симметрично-зональным строением: от периферии к центру сменяются зоны скаполита с примесью плагиоклаза, кальцита, диопсида, кварца; диопсида с кальцитом, скаполитом; кальцита или доломита (ядро). Во всех зонах отмечается вкрапленность магнетита, пирита, а также доломит и форстерит. Границы зон, кроме центральной, резкие, в экзоконтактах тел во вмещающих породах в зонах мощностью до 8 м развиваются порфиробласты диопсида и кальцита.

Железо-магнезиальные метасоматиты развиты по правому борту долины р. Тостур в нижнем течении на контактах кристаллических сланцев каларского и диорито-гнейсов бургайского комплексов, образуя линзы и пластообразные тела мощностью от первых сантиметров до 10–15 м и протяженностью многие сотни метров, согласные с ориентированными текстурами вмещающих образований. Состав метасоматитов: роговая обманка, клинопироксен, гиперстен, оливин, магнетит в различных количественных соотношениях.

Южнее долины р. Калар, в верховьях рек Калур, Никанг, Катыркачи выделены следующие изохимические ряды пород: щелочно-глиноземистый, карбонатный известково-щелочноземельный и алюмосиликатный, в алюмосиликатном ряду, кроме того, описаны три петрологические группы пород [177]. Таким образом, все многообразие ассоциаций относится к следующим главным видам: гнейсам, кристаллическим сланцам, амфиболитам, кварцитам, кальцифирам и мраморам.

Разновидности основных кристаллических сланцев по внешнему облику близки друг к другу. Они обладают мелко- и среднезернистой массивной или нечетко ориентированной текстурой, полосчатость свойственна лишь измененным мигматизированным разностям. Микроструктуры пород: нематогранобластовая, лепидонематогранобластовая, псевдоморфная. Минеральный состав двупироксеновых сланцев (%): плагиоклаз (№ 32–60) – 35–70, гиперстен – 1–30, клинопироксен – 2–45, роговая обманка – 15–45, биотит – 7–15 [278]. Диафторитовые кристаллосланцы представлены роговообманковыми и биотит-роговообманковыми разностями. Минералогическим анализом в двупироксеновых кристаллических сланцах установлено весовое содержание пирита, в диафторитовых сланцах в весовых количествах зафиксированы магнетит, пирит, апатит и циркон.

Все минеральные ассоциации кристаллических сланцев содержат следы замещения одних минеральных парагенезисов другими. Пироксены замещаются последовательно роговыми обманками (гастингситом и обыкновенной) и биотитом, плагиоклазы раскисляются от лабрадора до олигоклаза. Таким образом, наблюдается регрессивная направленность метаморфизма от ортопироксенсодержащих парагенезисов гранулитовой фации через постепенно сменяющие их ассоциации амфиболитовой фации к парагенезисам эпидот-амфиболитовой фации.

По химическому составу [177] гнейсы соответствуют гранитам, плагиогранитам, в большинстве случаев с повышенным содержанием K_2O ; значительная часть кристаллических сланцев с высокоглиноземистыми минералами относится к породам, недосыщенным K_2O . Основные кристаллические сланцы соответствуют габбро или толеитовым базальтам. Они богаты CaO , причем содержание Ca уменьшается от неизменных двупироксеновых разностей к диафоритовым сланцам. Одновременно увеличивается количество Na и K и возрастает степень окисленности Fe . Средние содержания микроэлементов в кристаллических сланцах близки к кларкам для основных пород. Повышены содержания относительно кларка Mo , Be , Zr , Y , La , Se , понижены — Co , Ni , Cr , Mn . Клинопироксен-амфиболовые и диафоритовые разности сланцев, по сравнению с двупироксеновыми, содержат меньше Cu , Co , Ni , V , Cr , Ti и больше Pb , Zn , Mo , Ga , Rb . В сильно гранитизированных кристаллосланцах эта тенденция в поведении микроэлементов, за исключением Cr и Ge , проявляется более контрастно [279].

Карбонатные, высокоглиноземистые и кремнистые породы считаются элементами архейского стратиграфического разреза. Однако имеются и другие точки зрения. Так, В. А. Кривенко [279] по результатам крупномасштабных геологосъемочных работ в Кодаро-Удоканском районе полагает, что ведущая роль в их становлении принадлежит тектоническим и метасоматическим процессам [279]. Кальцифиры, возможно, являются не изученной ветвью карбонатитовой формации, хотя не исключаются и другие способы их формирования. А. Л. Кулаковский и Н. Н. Перцев [84], исследовавшие карбонатные и карбонатно-силикатные породы докембрия Центрального Алдана на примере Леглиерского железорудного поля, пришли к выводу об эндогенном (дислокационно-метаморфическом) их происхождении.

В отношении происхождения основных кристаллосланцев также существуют несколько взаимоисключающих гипотез. Традиционно древнейшие образования принимаются за слоистые (стратифицированные), глубоко метаморфизованные интрузивные или эффузивные породы основного состава, однако, на какой фундамент изливались или внедрялись эти гипотетические образования, нигде не установлено. В результате исследований архейских гранулитовых комплексов в западной части Алданского блока В. А. Кривенко [279] пришел к выводу об их псевдостратифицированном характере. Другие исследователи считают основные гранулиты продуктом протометаморфической (метамагматической) дифференциации вещества Земли в условиях зарождающейся континентальной земной коры.

Олошкинский комплекс (vAR_1o) образует множество мелких выходов в междуречье Калакан—Тунгир—Нерча. Наиболее концентрированные их скопления локализованы в бассейне р. Бармакит на площади порядка 1000 км^2 ; здесь среди ранне- и позднеархейских гранитоидов закартирован [113, 383, 208] Олошкинский массив площадью около 250 км^2 и окружающие его значительно более мелкие тела. Представлен комплекс габбро, габбродиоритами и диоритами. Очень редко фиксируются габбро-анортозиты, анортозиты, горнблендиты и пироксениты. По набору слагающих массивы пород их лучше всего определить как габбро-анортозитовую

формацию — составную часть древнего докембрийского разреза земной коры, ассоциирующую с архейскими гранитоидами. Распределение пород по вертикали не изучено, хотя некоторая приуроченность границ к изогипсам рельефа позволяет предположить их горизонтальную расчлененность. Переходы между ними, большей частью, постепенные.

Габбро и диориты тесно ассоциируют с основными кристаллосланцами раннего архея, развиваясь по ним, и с раннеархейскими гранитоидами, видимо, формируясь в РТ-условиях гранулитовой фации метаморфизма. К. Ф. Хацкевич [383] указывает, что диориты наряду с кристаллическими сланцами раннего архея являются субстратом для раннеархейских полосчатых мигматитов.

Первоначальные контуры массивов и первоначальная внутренняя структура их значительно переработаны: они хорошо согласуются с субмеридиональной и северо-западной структурой позднеархейских гранитоидов, активно воздействующих на данные породы и замещающих их.

Петрографо-метаморфические свойства описываемых пород указывают на неоднoактное их преобразование. Первичные структурно-минералогические признаки наблюдаются в основном в реликтах. По ним устанавливается присутствие в породах гиперстена, моноклинного пироксена, бурой роговой обманки, плагиоклаза (андезина—лабрадора, иногда битовнита), рудного минерала, апатита, сфена, оливина. Названные минералы псевдоморфно замещаются зеленой (до ярко-зеленой) роговой обманкой, зеленовато-бурым биотитом, бесцветной роговой обманкой, олигоклазом, кварцем, рудным, иногда развиваются эпидот, хлорит, серпентин. Эти минеральные, а также структурные характеристики свидетельствуют о региональном преобразовании основных пород в условиях амфиболитовой, частично эпидот-амфиболитовой фации. Этот этап преобразований согласуется с меридиональными структурами пород и сопровождается формированием линейных зон, в которых породы превращаются в кристаллические сланцы. Процессы зеленосланцевого преобразования локальные.

Во всем описанном процессе диориты и кварцсодержащие диориты занимают не совсем четкое положение — или это полностью вторичные преобразованные породы (а таковые, несомненно, имеются в краевых частях выходов в сочетании с гранодиоритами), или частично они являются первичными, преобразованными только изохимически.

По химизму рассматриваемые породы относятся к группе основных и средних и умереннощелочному, близкому к нормальному ряду калиево-натриевого типа щелочности.

В геофизических полях (гравитационном и аэромагнитном) габбро и диориты комплекса составляют с другими архейскими комплексами единое целое — гравитационный максимум и ровное положительное магнитное поле, выделяясь на этом фоне несколько более пониженными и сильнее дифференцированными значениями магнитности и более высокими значениями гравитации.

Габброиды комплекса тесно пространственно ассоциируют с чарнокит-эндербитами верхнемоклинского комплекса раннего архея и замещаются ими. Соотношения с раннеархейскими метаморфическими комплексами не совсем определенные. Среди диоритов массива присутствуют в облом-

ках кварциты раннеархейского могочинского комплекса, их залегание в виде ксенолитов только предполагается. В габброидах Аначарского массива присутствуют ксенолиты кристаллосланцев, относимых к могочинскому комплексу. В Моклаканском выходе раннего архея среди метаморфитов присутствуют согласные тела габбро и амфиболитов, по составу идентичных габбро и диоритам Олошкинского массива. Верхняя граница комплекса вполне определенная: он поражается эндербитами верхнемоклинского комплекса и является материнским субстратом для амазарского кварцево-диоритового комплекса, нередко присутствуя в нем в качестве мелких скиалитов. Прорывается также древнестановыми и более молодыми гранитоидами. Абсолютные датировки пород комплекса отсутствуют. Все перечисленные факты указывают на раннеархейский возраст рассматриваемого комплекса и его пространственно-временную сопряженность с эндербитовым верхнемоклинским комплексом. На этом основании и учитывая принадлежность габбродиоритов, габбро и диоритов к возможному формационному типу расслоенных средне-основных пород, он параллелизуется с каларским габбро-анортозитовым расслоенным комплексом раннего архея.

Бургайский комплекс (eAR_1^{2b}) диорит-эндербитовый объединяет ультраметаморфические эндербиты, чарнокиты, диорито-гнейсы и кварцевые диорито-гнейсы с гиперстеном. Эндербиты, в меньшей степени кварцевые диорито-гнейсы и диорито-гнейсы совместно с заключенными в них скиалитами кристаллических сланцев формируют в приустьевой части рек Калар и Ципа овальные брахиформные структуры разного порядка, ориентированные преимущественно в северо-восточном направлении [278]. Площадь выходов эндербитов на этом участке более 350 км².

Массивы диорито-гнейсов и кварцевых диорито-гнейсов с гиперстеном выделены в бассейне рек Калар, Талакит и Тостур (Талакитский блок [177]). Наиболее крупные выходы имеют площадь до 100 км². Центральная часть Талакитского блока, представляющего собой антиформную брахиформную структуру, ориентированную в северо-восточном направлении, сложена диоритоидами гранулитовой ассоциации. По мере удаления от гранулитового ядра на пологих крыльях этой структуры нарастает степень диафторитических преобразований: здесь распространены диоритоиды амфиболитовой ассоциации, мигматизированные гранитоидами позднеархейского древнестанового комплекса [233].

В гравитационном поле Талакитский блок находится в области высокого его уровня. Магнитное поле над данными породами имеет в целом повышенный средний фон относительно образований более поздних возрастов. Особенностью поля является хаотичный резкодифференциальный характер. В аэрогаммаспектрометрических полях диоритоиды бургайского комплекса отличаются пониженной радиоактивностью.

Гулинский массив чарнокитов на водоразделе рек Гулинга, Долуга и Ниж. Джиллинда выделен О. В. Сосницким [151]. Массив ориентирован в субмеридиональном направлении, общая площадь около 50 км². Контуры массива определяются развитием более поздних гранитов древнестанового комплекса, формирующих на участках контактов широкие поля теневых мигматитов. По периферии массива в его современных контурах распола-

гаются полосовидные тела кварцевых диорито-гнейсов с постепенными контактами с чарнокитами. Породы массива повсеместно в различной степени мигматизированы гранитами и пегматитами древнестанового комплекса. Степень мигматизации от средней до сильной и высшей. Размер полос чарнокитовой неосомы от первых миллиметров до 1–10 см. Контакты отчетливые прямолинейные, согласные с гнейсовидностью.

Чарнокиты обладают коричневато-желтой окраской различных оттенков. Микроструктуры кристаллобластовые; текстуры гнейсовидная, полосчатая. Состав (%): ортопироксен – 0,5, роговая обманка – 4,6, биотит – 1,5, плагиоклаз (№ 26) – 27,9, калишпат – 36,5, кварц – 27,5, рудный – 1, сфен – 0,5. Эндербиты и диорито-гнейсы представляют собой мелко-среднезернистые, среднезернистые породы гнейсовидной или линзовидно-полосчатой текстуры. Минеральный состав (%) эндербитов: плагиоклаз (№ 29–39) – 50–70, кварц – 15–45, калишпат – 0–5, гиперстен – 0–3, клинопироксен – 0–10, роговая обманка – 0–5, биотит – 1–10; диорито-гнейсов: плагиоклаз (№ 30–50) – 65–70; кварц – 0–5, в кварцевых диоритах – до 15; калишпат – 0–5, гиперстен – 0–20, клинопироксен – 0–20, роговая обманка – 0–25, биотит – 1–10 [278]. В эндербитах на устье р. Ципа минералогическим анализом установлены весовые содержания магнетита, ильменита, пирита, апатита, монацита и циркона. Метаморфизм пород бургайского комплекса соответствует гранулитовой фации.

По химическому составу эндербиты и чарнокиты соответствуют плагиогранитам и гранитам, кварцевые диорито-гнейсы и диорито-гнейсы – породам, переходным от гранитоидов к габброидам. Средние содержания микроэлементов в диорито-гнейсах отличаются от кларков для средних пород, но близки к содержаниям в кристаллических сланцах чарского комплекса. Эндербиты, по сравнению с кислыми породами, содержат больше Pb, Zn, Mo, Cu, Co, Ni, V, Cr, Ti, Zr, Sc, La и меньше Sn, Li, Be, Nb, Rb.

Радиологический возраст гранитоидов бургайского комплекса на листе О-50, определенный U-Pb методом по ортиту, достигает 3,0–3,1 млрд лет [23]. Возраст комплекса принят раннеархейским.

Верхнемоклинский комплекс (eAR,[?]v) распространен в верховьях рек Верх. Мокла и Венегер, в верховьях р. Амазар и в междуречье Бармакит–Олошка, где слагает различных размеров тела среди раннеархейских метаморфитов и средне-основных магматических пород. В составе описываемого комплекса выделяются [262, 383, 272, 152, 296] гранитоиды двух формационных типов: эндербит-чарнокитового и аляскит-гранитного.

Эндербиты, чарнокиты, кварцевые диориты, диориты, андезиниты в Западно-Становой области сохранились в виде относительно крупного (первые сотни км²) выхода в поле позднеархейских гранитоидов по правобережью р. Олекма в междуречье Бармакит–Олошка. В виде мелких реликтов они устанавливаются и в других местах. Эти гранитоиды тесно ассоциируют с диоритами и габбродиоритами олошкинского и основными кристаллическими сланцами могочинского комплексов и постоянно содержат их мелкие линзовидные и полосовидные включения. Контакты между ними как постепенные, так и резкие структурно согласные. Состав пород обычно непостоянен, что, вероятнее всего, связано с наложенными процессами (%): плагиоклаз (№ 25–40) – 35–55, пироксен – 0–8, амфибол – 0–30,

кварц-роговообманковые симплектиты — 1–20, биотит коричневый или красный — 1–5, калишпат-пертит — 0–30, кварц — 0–25, кварц-биотитовые симплектиты, акцессорные минералы — рудный, апатит, монацит, сфен, циркон.

Гранито-гнейсы, пегматоидные граниты, аляскиты распространены практически во всех выходах раннеархейского могочинского комплекса, где они тесно ассоциируют с высокоглиноземистыми и глиноземистыми сланцами и гнейсами, с кварцитами, значительно реже с гиперстеновыми гнейсами и сланцами. Образуют обычно тела пластообразной формы, удлиненные согласно полосчатости и сланцеватости вмещающих сланцев и гнейсов, и участвуют в строении мигматитов в качестве лейкосомы. Как и вмещающие породы, они обычно не выдержаны по простирацию, резко замещаясь в этом направлении другими породами. Контакты с вмещающими гнейсами и сланцами как резкие, так и постепенные, обычно гранитоиды содержат скиалиты или микроскопические реликты вмещающих пород. В мигматитах полосы субстрата имеют мощность от первых миллиметров до первых десятков сантиметров, такую же мощность имеют полосы неосомы. Состав субстрата определяет состав гранитоидов, который невыдержан (%): плагиоклаз (№ 20–35) — 25–55 (иногда до 70), калишпат (микроклин-пертит) — 15–30 (редко 10, иногда 45–70), кварц 20–40 (редко 5–10, иногда до 60), биотит — 1–10, спорадически присутствуют роговая обманка (до 5–10), мусковит (до 10), гранат (2–10), кордиерит (5–10), диопсид (1–2). Часто присутствуют кварц-амфиболовые, кварц-биотитовые, биотит-амфиболовые симплектиты, сформировавшиеся по пироксенам, амфиболовые гомоосевые псевдоморфозы по пироксену. Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом, монацитом. Только среди кварцитов и высокоглиноземистых сланцев и гнейсов развиваются аляскиты. Характерной чертой этих гранитоидов является голубой кварц, придающий своеобразный голубоватый оттенок всей породе в целом.

По химизму группа эндербитов-чарнокитов относится к средним умереннощелочным породам натриевого типа — кварцевым монцонитам. Группа гранито-гнейсов относится к гранитам нормального и умереннощелочного ряда калиево-натриевого типа, значительно реже развиты плагиограниты натриевого типа.

Тесная структурно-пространственная связь описываемых гранитоидов с метаморфитами раннего архея и единые метаморфические парагенезисы свидетельствуют, скорее всего, о едином процессе формирования тех и других. Развитие по ним позднеархейских гранитоидов древнестанового комплекса определяет дополнительно их раннеархейский возраст. Абсолютный возраст аляскитовых гранито-гнейсов 3400–3500 млн лет [80].

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ, УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Образования этого возрастного уровня распространены значительно: они формируют самостоятельную крупную по площади структуру — Ньюк-

жа-Олекминскую зону Западно-Становой складчатой области, выступающую как фундамент при дальнейших геологических процессах. Наиболее хорошо от последующих процессов преобразования сохранился крупный блок, занимающий междуречье Олекма—Тунгир и ограниченный с юго-запада Джелинда-Могочинской тектонической зоной. Он распространяется далее на восток за рамку листа. Блок представлен тунгирским метаморфическим и древнестановым ультраметаморфическим и магматическим комплексами, а также амазарским магматическим комплексом, который сохранился и в более южных омоложенных структурах. Последующие эндогенные процессы повлияли на некоторое изменение конфигурации и ориентировки выходов и внутренней структуры названных комплексов, но, тем не менее, четко сохранились первоначальный структурный план и породные парагенезисы, являющиеся главными региональными признаками данного этапа развития. К ним относятся субмеридиональные и северо-западные структуры, характеризующие этот этап развития в стабилизированных позднеархейских областях (Чара-Олекминская позднеархейская область), парагенезисы амфиболитовой ступени метаморфизма, плотностные свойства пород, создающих региональные гравитационные максимумы, разнопеременное магнитное поле. Указанный структурный план отражен фактическими данными не только на многочисленных геологических картах, он также прекрасно фиксируется и в гравитационном, и магнитном поле. Эти признаки в совокупности с прямыми соотношениями послужили главными и дополнительными критериями определения возрастной принадлежности рассматриваемых комплексов.

В Западно-Алданской зоне позднеархейские комплексы: тепроканский, древнестановой и джолуонский, наряду с раннеархейскими комплексами, формируют Каларский выступ архея. Юго-западнее, в Ципикано-Усойской СФПЗ Байкало-Витимской складчатой системы позднеархейские амалатский метаморфический и древнестановой ультраметаморфический комплексы слагают Амалатскую глыбу.

Тунгирский комплекс метаморфический распространен весьма ограниченно, образуя несколько выходов (каждый площадью около 100–150 км²) по левобережью р. Олекма и правобережью р. Тундук. Выделен и изучен в качестве тунгирской серии в составе двух свит [113, 183, 208]. Породы комплекса тесно ассоциируют с ультраметаморфическими гранитоидами позднего архея. Наряду с указанными выходами — скиалитами — в этих гранитоидах постоянно присутствуют их мелкие (от первых квадратных миллиметров и больше) скиалиты. Комплекс представлен подкомплексами: кристаллосланцевым и карбонатным.

Кристаллосланцевый подкомплекс ($sAR_2?t$) сложен кристаллическими сланцами основного состава и амфиболитами с горизонтами мраморов и маломощными линзами слюдитов. Сланцы и амфиболиты интенсивно гранитизированы, зачастую перемежаются с гранито-гнейсами и ортогнейсами, создавая видимость переслаивания, иногда «ритмичного». Среди них присутствует протяженный (прослеженный на 3 км) 100-метровый горизонт магнезиально-карбонатных пород, мощность которого в замках складок увеличивается до 300 м. Соотношения подкомплекса с метаморфитами других комплексов и подкомплексов не известны, породы его

контактируют только с более поздними (или одновременно развивающимися) гранитоидами.

Разрез подкомплекса довольно монотонный, видимая мощность его составляет 700 м. Кристаллические сланцы и амфиболиты состоят (%) из плагиоклаза (№ 22–35) – 45–75, роговой обманки (15–35), клинопироксена (3–7, иногда более), биотита (10–15). Присутствуют кварц (не более 10), калишпат (до 5), актинолит и эпидот. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, сфеном, апатитом, цирконом.

Слюдиты сложены преимущественно биотитом бурого цвета и порфиробластами силлиманита, который замещается корундово-кордиеритовым симплектитом или чистым кордиеритом.

Карбонатный подкомплекс ($CaR_2?$), выходы пород которого ранее относились к тундакской или асынканской свите, представлен в основном мраморами. Он образует два крупных выхода и ряд мелких тел – ксенолитов и тектонических блоков среди более поздних эндогенных образований. В крупных выходах обнаруживаются купольные структуры, главная роль в разрезе которых принадлежит мономинеральным, графитовым, флогопитовым и форстеритовым мраморам и кальцифирам, чередующимся согласно полосчатости между собой в форме линз и пластин мощностью первые метры–десятки метров. Присутствуют также пластины мощностью от первых сантиметров до десятка метров тремолититов, диопсидовых пород и биотит-салит-полевошпатовых кристаллических сланцев и гнейсов. Суммарная мощность разреза данного подкомплекса оценивается в 2000 м.

Количество кальцита в мраморах и кальцифирах колеблется от 15 до 100 %, преобладают разности с 90 % кальцита. Кроме минералов, определяющих название пород, в меньших количествах присутствуют тальк, кварц, плагиоклаз, рудный минерал, гранат, апатит. Характерны реакционные соотношения минералов с образованием диопсида по тремолиту, кварцу и кальциту, форстерита по тремолиту и тальку, флогопита по тальку, форстерита по клиногумиту.

Кристаллические сланцы аналогичны таковым кристаллосланцевого подкомплекса. Тремолититы на 97 % состоят из тремолита, наряду с которыми присутствуют кварц, мусковит, графит, плагиоклаз и тальк.

По химическому составу кристаллосланцы комплекса соответствуют средним и основным породам умереннощелочного и нормального ряда. Карбонатные породы относятся к известнякам с резко изменчивым повышенным содержанием SiO_2 , указывающим на наличие в породах свободного кварца.

Характер минеральных ассоциаций пород комплекса указывает на две стадии метаморфизма и прогрессивный его характер: первая, наиболее ранняя – эпидот-амфиболитовая и более поздняя, широко проявленная – амфиболитовая. Первоначальные дометаморфические признаки описанных образований не установлены. Полосчатость карбонатных пород, очень напоминающая слоистость и подчеркивающая купольную макроструктуру выходов, вполне может оказаться наложенной, связанной с куполообразованием подстилающих силикатных пород. Учитывая эту неопределенность, данный комплекс рассматривается как метаморфический, не имеющий

первичных признаков и сформированный совместно с парагенетически связанным с ним ультраметаморфическим комплексом в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Соотношение образований комплекса с раннеархейскими метаморфическими образованиями устанавливается по региональному наложению метаморфических парагенезисов этого этапа метаморфизма на гранулитовые ассоциации метаморфитов раннего архея. То есть возрастное ранжирование этих двух комплексов основано на выделении метаморфического репера амфиболитовой ступени, являющегося регрессивным для одного комплекса и прогрессивным для другого. Его одноактность в конкретном случае вполне очевидна. По региональным признакам, указанным в начале раздела, описываемый комплекс сопоставляется всеми исследователями с олекминским комплексом Чаро-Олекминской области, имеющим довольно твердые датировки в диапазоне 2800–3150 млн лет. На этом основании возраст тунгирского комплекса мы оцениваем как позднеархейский.

Амалатский комплекс метаморфический ($mAR_2?am$) представлен в Ципикано-Усойской СФПЗ плагиогнейсами и кристаллическими сланцами биотитовыми, амфиболовыми, двупироксеновыми с линзами мраморов и кальцифиров. При ГС-200 первого поколения [75] эти образования относились к архейскому разрезу (илеирская и тулуинская толщи), на ГК-1000 включались в нижнеархейский разрез (илеирская и амалатская свиты), позднее объединены в позднеархейский амалатский метаморфический комплекс. Метаморфические породы комплекса развиты в бассейне р. Ципа в приустьевых частях ее левых и правых притоков: рек Амалат, Кэвэктэ, Актрагда, Има, где слагают ксенолиты площадью от первых десятков километров до 100 км² в гранитоидах позднепалеозойского витимканского комплекса.

В бассейне р. Кэвэктэ-Актрагдинская в разрезе комплекса преобладают среднезернистые лейкократовые двупироксеновые плагиогнейсы, содержащие редкие скиалиты двупироксеновых кристаллических сланцев. Все породы мигматизированы. Текстура двупироксеновых плагиогнейсов гнейсовидная, структура гранобластовая с элементами пойкилобластовой. Состав (%): олигоклаз-андезин (№ 28–32) – 40–60, кварц – 30–35, гиперстен и диопсид – 3–5, в мигматизированных разностях – калишпат – до 25; аксессуарные минералы – циркон, монацит, магнетит, титаномагнетит, ортит. Двупироксеновые кристаллические сланцы обладают полосчатой гнейсовидной текстурой, гранобластовой структурой и состоят из клинопироксена (30–40 %), олигоклаза № 28–30 (60–70 %) и единичных зерен гиперстена. Аксессуарные минералы представлены апатитом и рудным [75]. Минеральные ассоциации пород этого выхода соответствуют гранулитовой фации метаморфизма.

В разрезе комплекса в долине р. Амалат в равных количествах содержатся плагиогнейсы биотитовые, амфиболовые, редко пироксеновые и кристаллические сланцы биотитовые, амфиболовые, иногда пироксеносодержащие, диафторитовые и диафторированные в различной степени. Мраморы и кальцифиры относительно редки и слагают быстро выклинивающиеся линзы мощностью в раздувах до 200 м. Состав линз неоднородный: наиболее крупные из них сложены мраморами с включениями шпи-

нели и мономинеральными диопсидовыми и диопсид-флогопитовыми породами. В составе комплекса, кроме того, описаны магнетит-пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и породы тектонического происхождения типа «пуддинговых конгломератов», состоящие их псевдогалеков диопсидовых пород, кальцифиров и амфиболитов, погруженных в полосчатый карбонатный цемент [75].

В долине р. Амалат, выше устья р. Укшум комплекс представлен тонкополосчатыми, иногда очковыми биотитовыми плагиогнейсами, содержащими будины пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев.

Особенностью пород амалатского комплекса является замещение ассоциаций гранулитовой фации метаморфизма парагенезисами амфиболитовой и эпидот-амфи-болитовой фаций. Возраст амалатского комплекса принят условно позднеархейским.

В тепроканский комплекс ($vAR_2?i$) включены метагаббро и габбро-амфиболиты, встречающиеся в ксенолитах в гранитоидах позднеархейского древнестанового комплекса и более молодых плутонических образованиях в Западно-Алданской зоне. На мелкомасштабных картах эти породы относились к архею [37], раннему архею [35] или раннему протерозою. Площади наиболее крупных выходов до 4–7 км². По правобережью Калара ниже Среднекаларской впадины габбро-амфиболиты слагают в гнейсах раннеархейского каларского комплекса протяженные (до 7–9 км) согласные пластинчатые тела переменной мощности — от первых метров до 500 м [151]. Внутреннее строение тел характеризуется беспорядочным чередованием прослоев и линз гнейсовидных и массивных разностей габбро-амфиболитов. На устье р. Кадакачан, правом притоке р. Тостур, Е. М. Фалькиным [177] выделены архейские троктолиты. Некоторые тела габбро-амфиболитов по правобережью р. Калар проявляются в аэромагнитных полях аномалиями положительного знака.

Структура габбро-амфиболитов кристаллобластовая с реликтами призматическизернистой, метагаббро обладают габбро-офитовой с элементами пойкилитовой структурой. Габбро-амфиболиты состоят (%) из андезина № 35–40 (15–35), диопсида (5–7), замещающегося роговой обманкой (50–55), биотита (до 5). Акцессорные минералы представлены сфеном и рудным. Метагаббро сложены плагиоклазом № 40–50 (20–35), диопсидом (25–30), роговой обманкой (до 30), биотитом (до 10), иногда в наименее измененных разностях присутствует оливин (до 10); акцессорные минералы — сфен, апатит, ортит, рудный. Для пород характерна неравномерно проявленная амфиболизация, биотитизация и пиритизация, плагиоклаз подвергается серицитизации и карбонатизации, биотит — хлоритизации [151]. По химическому составу метагаббро и габбро-амфиболиты относятся к основным породам нормального ряда.

Габброиды мигматизированы гранито-гнейсами позднеархейского древнестанового комплекса. Возраст комплекса принят позднеархейским.

Амазарский комплекс ($q\delta AR_2?a$) образует несколько крупных разобщенных выходов, протягивающихся от южной ветви Станового разлома (от р. Калакан) до Монголо-Охотского разлома (до р. Шилка). Площадь каждого выхода составляет около 150–300 км², обычно они разобщены телами более молодых гранитоидов. Наиболее крупное и более сохранившееся от

наложенных процессов тело их располагается в бассейне р. Амазар на стыке листов N-50 и N-51, причем большая его часть приходится на лист N-51. Амазарский массив наиболее изучен [262] и принят в качестве петротипического для комплекса.

Представлен комплекс кварцевыми и кварцсодержащими диоритами, в резко подчиненном количестве присутствуют габбродиориты. Вопрос о формационной принадлежности комплекса является спорным. Исходя из петрологических критериев, этот комплекс можно отнести к диоритоидам мигматит-плагиогранитовой формации. Внутреннее строение массивов определяется субмеридиональным — северо-северо-западным структурным планом, линзовидно-полосовидным распределением фациальных разновидностей и насыщенностью скиалитами и ксенолитами биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и диорито-гнейсов согласно с этим планом. Кроме того, среди диоритоидов присутствуют в качестве реликтовых небольшие поля диоритизированных габбро и габбродиоритов (олошкинский комплекс?). Соотношения с вмещающими раннеархейскими образованиями преимущественно согласные и субсогласные, гораздо реже они секущие. Переходы как резкие, так и постепенные, эндо- и экзоконтактные изменения не отмечаются. Фациальная изменчивость заключается в наличии разных по структуре и составу разновидностей: от мелко- до среднезернистых, от лейкократовых до меланократовых, от диоритов до габбродиоритов. Кроме крупных самостоятельных тел диоритоиды образуют небольшие прожилковидные, гнездовые, линзовидные обособления среди вмещающих кристаллических сланцев.

Диоритоиды обладают довольно постоянным набором минералов, колеблется лишь их количество (%): плагиоклаз (№ 30–38) — 40–70, роговая обманка светло-зеленая — 5–35, биотит буро-зеленый — 5–25, кварц — 5–17, эпидот — 1–5, аксессуарные (сфен, апатит, рудный). Весьма характерны многочисленные мелкие лейсты апатита в плагиоклазе.

Все перечисленные выше признаки свидетельствуют о метаморфогенной природе рассматриваемых диоритоидов, об их формировании за счет раннеархейских габброидов и за счет биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев.

По химическому составу описываемые диоритоиды относятся к средним породам нормального ряда (диоритам—кварцевым диоритам) калиево-натриевого типа, отличаясь от диоритов олошкинского комплекса лишь повышенным содержанием SiO_2 . Некоторые незначительные отклонения ряда окислов от стандартных содержаний могут указывать на значения, соответствующие реликтовым (Al_2O_3) или наложенным (K_2O) ассоциациям.

Возрастные рамки описанных диоритоидов довольно узкие: они развиваются по раннеархейским породам средне-основного ряда и замещаются гранитоидами позднего архея. Учитывая их субмеридиональный (позднеархейский) структурный план, мы включаем их в этот этап эндогенного развития региона.

Древнестановой комплекс развит, как и диоритоиды амазарского комплекса, в северной половине листа. Наиболее полно от последующих тектоно-магматических процессов сохранился данный комплекс в междуречье Тунгир—Олекма—Сред. Мокла [113, 172, 296, 208], где он образует крупный

(более 7000 км²) Тунги́ро-Олекминский массив, уходящий на восток-северо-восток за пределы листа, а в других направлениях значительно замещившийся гранитоидами более поздних комплексов. Продолжение этого массива в форме разной величины блоков просматривается в северном направлении в зоне Станового разлома и далее. Массиву в целом соответствует ровное слабо дифференцированное положительное гравитационное поле и слабопеременное положительное магнитное поле, низкий радиоактивный фон, нарушаемый аномалиями наложенного характера.

Становление комплекса многостадийное, в рассматриваемом масштабе его можно сгруппировать в два подкомплекса, объединив в гранодиорито-гнейсовый подкомплекс более ранние образования умереннокислого состава и тесно связанные с ними другие петрохимические разновидности, а в гранито-гнейсовый — более поздние умереннощелочные породы. Гранитоиды этих подкомплексов образуют самостоятельные выходы внутри указанного массива, при этом первые тяготеют к восточной части массива, вторые — к западной.

Гранодиорито-гнейсовый подкомплекс представлен гранодиорито-гнейсами, гнейсовидными гранодиоритами, сиенито-диоритами, сиенитами, диоритами ($\gamma\delta gAR_1^2?ds_1$), в подчиненном количестве — плагиогранито-гнейсами, диорито-гнейсами и их кварцевыми разновидностями, тоналито-гнейсами ($r\gamma gAR_2^2?ds_1$). Общая площадь выходов этих пород составляет около 2000 км² при размере отдельных тел от сотен квадратных метров до 750 км². Первоначальная форма и структурное положение гранодиоритовых тел в большинстве случаев не могут быть установлены, так как их выходы находятся в окружении более молодых образований или подвергнуты более поздним тектоническим процессам. Лишь в бассейне р. Сред. Мокла в контакте с кристаллическими сланцами тунгирского комплекса устанавливается согласный характер массивов по отношению к структурам вмещающих пород. Общее направление этих структур субмеридиональное. Широкие зоны контактов представлены мигматитами, в которых лейкосомма имеет плагиогранитный состав, структурный план мигматитов подчиняется тому же субмеридиональному направлению. Субмеридиональным направлением обладают также согласные полосы шириной 3–5 км гранодиоритов, заключенные в гранито-гнейсах гранито-гнейсового подкомплекса. Главной фациальной разновидностью являются порфиробластовые гранодиорито-гнейсы и гнейсовидные гранодиориты, минеральный состав которых определяется присутствием плагиоклаза № 20–28, калишпата, кварца, роговой обманки, биотита, акцессорных минералов — сфена, магнетита, ильменита, апатита, циркона. В зависимости от соотношения главных минералов выделяются различные фациальные разновидности, имеющие между собой постепенные переходы. Постоянны включения вмещающих архейских кристаллосланцев, габбро и диоритов. Форма включений пластообразная и линзовидная, реже угловатая. В случае согласных «пластовых» форм включений контакты расплывчатые, постепенные или через послойные мигматиты, при угловатой форме — контакты резкие четкие, секущие, характер мигматизации агматитовый. Это различие соотношений и различие структур свидетельствует о различном характере становления близких по составу гранитоидов: о метасоматической и магматической природе различных частей массива. При этом появление пор-

фириблостов калишпата связано с более поздними стадиями гранитизации, проявившимися не совсем равномерно.

По химическому составу породы очень близки: это кислые породы нормального, иногда умереннощелочного ряда, преимущественно натриевого типа при некотором преобладании натрия. От них обособляется как по кремнезему, так и по другим окислам, группа кварцевых диоритов, возможно, принадлежащих изначально к амазарскому комплексу.

В гранито-гнейсовый подкомплекс включены гранито-гнейсы, граниты, плагиограниты, граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты ($\gamma\text{gAR}^1_2\text{ds}_2$). Распространены они более широко, чем гранодиориты гранодиорито-гнейсового подкомплекса, образуя подобные по размерам вытянутые в субмеридиональном направлении выходы. Это направление фиксируется в протяженных контактах рассматриваемых конкордантных и конформных тел с эндебритами верхнемоклинского, диоритами амазарского и гранодиоритами древнестанового (гранито-гнейсового подкомплекса) комплексов. Многочисленные согласные скиалиты (линзы, полосы) этих пород, а также кристаллических сланцев тунгирского(?) комплекса, насыщают практически все выходы. Главная разновидность подкомплекса – гранито-гнейсы – участвуют в строении большинства тел и в строении мигматитов.

В Каларской СФПЗ Западно-Алданской зоны гранито-гнейсы и граниты формируют пластинообразные тела, обрамляющие выходы образований раннеархейского бургайского комплекса. Талакан-Гулинский выход площадью около 240 км² на водоразделе Витим–Таксима сложен преимущественно гнейсовидными гранитами, содержащими скиалиты чарнокитов раннеархейского бургайского комплекса. Гранито-гнейсы установлены лишь в узких зонах, облекая скиалиты чарнокитов. Вертикальная мощность выхода по геофизическим расчетам, выполненным А. С. Головатым [250], составляет 1–1,5 км. Гранитоиды окаймляют в виде полосы шириной 5–10 км Гулинский массив чарнокитов бургайского комплекса и мигматизируют чарнокиты. Степень мигматизации от средней до сильной и высшей. Размер полос гранито-гнейсовой лейкосомы от первых миллиметров до 1–10 см. Контакты отчетливые прямолинейные, согласные с гнейсовидностью. В поле силы тяжести Талакан-Гулинский выход располагается в контуре двух сопряженных гравитационных минимумов. Магнитное поле характеризуется спокойным низким уровнем.

Состав пород соответствует гранитному, плагиоклаз представлен олигоклазом № 22–28, темноцветные минералы – биотитом (до 10 %), очень редко амфиболом (первые проценты), калишпат образует порфиробласты, акцессорные минералы – рудный, сфен, ортит. Иногда соотношения минералов изменяются, и гранито-гнейсы постепенно переходят в другие петрографические разновидности. Незаконномерное чередование их с гранито-гнейсами наблюдается как при картировании значительных площадей, так и в отдельных обнажениях и глыбах. Массивные граниты распространены очень ограниченно, будучи приуроченными к центральным частям гранито-гнейсовых куполов. Они постепенно сменяют гранито-гнейсы и по составу близки к ним. Минеральные ассоциации гранитоидов отвечают амфиболитовой фации метаморфизма.

По химизму породы соответствуют гранитам и лейкогранитам нормального и умереннощелочного ряда ряда калиево-натриевого типа. Содержания большинства элементов-примесей близки к породам кислого состава литосферы. Повышены концентрации Mo, Be, Sr.

Нижняя возрастная граница древнестановых гранитоидов определяется тем, что они воздействуют на раннеархейские ультраметаморфические гранитоиды бургайского комплекса, формируя лейкосомую мигматитов. Верхний возрастной рубеж отмечен в Каларской зоне интрузивными контактами со стороны гранитов раннепротерозойского кодарского и образований всех фаз позднепалеозойского ингамакитского комплексов, в Олекмо-Становой и Селенгино-Яблоновой системах на образования комплекса накладываются тектонические и ультраметаморфические процессы, условно датируемые по ряду признаков ранним протерозоем.

Определение абсолютного возраста Rb-Sr методом, выполненное для гранито-гнейсов Сакукан-Катугинского массива (севернее листа N-50), показало 2630 ± 10 млн лет [279]. Этими фактами определяется позднеархейский возраст комплекса.

Джолуонский комплекс ($\mu AR_2?d$) чарнокитовый представлен в верховье р. Таксима массивом с одноименным названием, известным со времен составления первого поколения ГК-200 [151], и другими более мелкими выходами. Площадь Таксиминского массива около 100 км². Контакты с окружающими бластомилонитами и метасоматитами усвукаунского комплекса тектонические. Массив сложен преимущественно среднезернистыми гнейсовидными гиперстеновыми монцодиоритами и их диафторированными разностями с переходами по левому борту долины р. Таксима до граносиенитов (сиеночарнокитов). В западной части массива распространены мелкозернистые, иногда порфириовидные разности.

В гравитационном поле Таксиминскому массиву соответствует одноименный гравитационный максимум, повторяющий в плане по линиям максимальных градиентов поля конфигурацию выходов этих пород на поверхности. Выходы сиеночарнокитов отмечаются магнитными аномалиями положительного знака до 1–15 мЭ. В аэрогаммаспектрометрических полях выходы пород комплекса характеризуются пониженными значениями во всем спектре излучения. По геофизическим данным предполагается пластинообразная форма Таксиминского массива вертикальной мощностью около 2 км. Пластина разделена разрывными нарушениями на ряд разноподнятых блоков и занимает полого наклоненное на северо-запад положение.

Гнейсовидные кварцевые монцодиориты желтовато-коричневой окраски обладают мелко- и среднезернистой порфириовидной, гетерогранобласттовой, катакластической структурой. Гнейсовидность вызвана ориентированным расположением по удлинению линзовидных скоплений темновесных минералов, в мелкозернистых монцодиоритах гнейсовидность проявляется в одном сечении (линейно-параллельная, пунктирно-параллельная текстура). Монцодиориты состоят (%) из гиперстена – 5, роговой обманки – 5, олигоклаза–андезина (№ 27–33) – 60, калишпата – 23, кварца – 6, встречаются клинопироксен и биотит. Минералогическим анализом в весовых количествах в них установлены магнетит, ильменит, циркон,

апатит, сфен и пирит, в знаках — лимонит, арсенопирит, в единичных знаках — антимонит, галенит, лейкоксен, в одной пробе — золото.

Мелкозернистые граносиениты (сиеночарнокиты) сложены (%) гиперстеном — до 2, биотитом — до 1, магнетитом — 1—3, олигоклазом—андезитом (№ 27—34) — 20—47, калишпатом — 30—47, кварцем — 20.

По химическому составу породы Таксиминского массива отвечают монцодиоритам и граносиенитам. Содержания кремнезема в породах изменяются от 55 до 72 %, среднее содержание щелочей в монцодиоритах — 7 %, в граносиенитах — 8,15%. Геохимическая специализация комплекса проявляется в том, что редкие элементы, за исключением Nb и Ce, обладают избыточными и аномальными содержаниями, а элементы группы Fe относятся к недостаточным.

Чарнокитоиды Таксиминского массива параллелизуются с аналогичными породами петротипического Джолуонского массива на листах О-50 и О-51, в бассейне р. Калакан Каларский, где чарнокиты инъецируют позднеархейские анортозиты олекмо-каларского (2,9—3,04 млрд лет, Sm-Nd метод, Д. З. Журавлев, 1989) и эндербиты бургайского комплекса [372, 12].

Радиологический Rb-Sr возраст монцодиоритов Таксиминского массива оценивается Ю. П. Шергиной древнее 2 млрд лет [250]. Учитывая эти данные, принимается позднеархейский возраст джолуонского комплекса.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннепротерозойская группа включает интрузивные янгудский, белоурюмский, чонгульский и муруринский комплексы основного состава соответственно в Байкало-Витимской, Селенгино-Яблоновой и Монголо-Охотской системах и Алданском блоке; амнундикский и кодарский гранитоидные комплексы в Байкало-Витимской складчатой системе и Алданском блоке.

Глубинные метаморфические образования данного возраста представлены в разных складчатых системах усувкаунским, верхнеолекминским и урульгинским комплексами, ультраметаморфические образования — позднестанновым комплексом в качестве вновь сформированных ультраметаморфитов в Западно-Становой зоне и в виде реликтов среди фанерозойских магматитов в Селенгино-Яблоновой складчатой системе.

Несмотря на значительные преобразования, раннепротерозойские комплексы сохранили свои первоначальные признаки, свидетельствующие о своеобразии данного этапа развития. К ним относятся: амфиболитовая ступень метаморфизма и синхронно развивающаяся гранитизация; локализация в относительно узких зонах субширотного простирания; резко секущий структурный план по отношению к субмеридиональным структурам позднего архея.

Янгудский комплекс ($vPR_1^{1?}ja$) метагаббровый, выделенный Г. Л. Митрофановым [303] по левому борту долины р. Тулдунь в бассейне руч. Валецкий, представлен согласными линзо- и пластинообразными телами метабазитов среди метаморфических образований киндиканской толщи. При ширине от 0,6 до 2 км длина тел достигает 3—5 км, площадь составляет до нескольких квадратных километров. Центральные части сложены метагаббро, габбродиори-

тами, редко — горнблендитами, периферические — ортоамфиболитами с постепенными переходами между отдельными разновидностями. Среди метагаббро отмечены линзы (20 × 50 м) массивных эклогитов.

Текстура метагабброидов сланцеватая, массивная; структура гранобластовая, немагнотрансформационная с реликтами габбровой, габбродиоритам свойственна гипидиморфнозернистая структура. Состав метагаббро: роговая обманка и плагиоклаз в равных количественных соотношениях, редко реликтовые зерна пироксена, акцессорные минералы — сфен, апатит, титаномагнетит, гранат, рутил. Плагиоклаз нацело замещен тонкозернистым агрегатом альбита, серицита, эпидота, по роговой обманке развиваются актинолит, хлорит, эпидот, биотит. Эклогиты сложены (%): омфацитом — 50, гранатом — до 20, плагиоклазом — 10–15, амфиболом — до 10, биотитом — 5–10, кварцем и рутилом. В амфиболе и рутиле высокое содержание TiO_2 — до 5,5 %.

Габброиды прорываются гранитами раннепротерозойского амундикского комплекса [72]. Принят раннепротерозойский возраст комплекса.

К **чонгульскому комплексу** ($v\delta PR_1? \text{э}$) отнесены габбродиориты, диориты и габбро, слагающие конкордантные массивы с тектоническими ограничениями среди раннепротерозойских и среднепалеозойских тектонитов урульгинского и агинско-борщовочного комплексов в зоне Пришилкинского звена Монголо-Охотского шва вблизи его границы с Монголо-Забайкальской складчатой системой. Наиболее крупные блоки диоритоидов находятся на правом берегу р. Шилка между Ералгой и Джеронью, немасштабные тела габбро и габбродиоритов обычны в нижнем течении р. Чача, на устье р. Курлыч, в верховье р. Удыча и других местах. Длина одного из тел диоритоидов в бассейне р. Уктыча 12 км, максимальная ширина 7 км, форма в плане — линзовидная. Общая площадь выходов более 80 км². Породы сильно метаморфизованы и на значительной площади полностью или частично перекристаллизованы [105].

Текстура пород гнейсовидная, полосчатая; структура — порфирокластовая, бластогипидиоморфнозернистая, гранобластовая, бластогаббровая, бластомилонитовая. Порфирокласты плагиоклаза, по удлинению достигающие 0,5–1 см, облекаются основной тканью породы, состоящей из мелкозернистого хлоритизированного биотита, кварца и плагиоклаза [105]. Габбро петротипического Чонгульского массива, расположенного южнее, на листе М-50-IV, сложено (%) роговой обманкой — 50–60, сосюритизированным плагиоклазом — 35–47, биотитом — 1–5, хлоритом, эпидотом, кварцем — до 3. Диориты состоят (%) из роговой обманки — 10–45, плагиоклаза — 47–63, биотита — 3–25, кварца и эпидота — до 12. По химическому составу породы соответствуют габбро и диоритам. В габброидах отмечаются пониженные и близкие к кларкам в основных породах содержания большинства элементов-примесей, количества Pb, Be, V, La и Ba превышают кларки [333].

Нижняя возрастная граница комплекса не устанавливается, верхняя граница обусловлена развитием по габброидам динамометаморфических амфиболитов урульгинского комплекса, для которых Ю. П. Шергиной Rb-Sr методом определен изотопный возраст, равный 1,5 млрд лет [315]. Диоритоиды прорываются гранитами средне-позднеюрского шахтаминского комплекса. Принят раннепротерозойский возраст чонгульского комплекса.

Белоурюмский комплекс ($mPR_1^{1?b}$), представленный амфиболитами, локализуется в Урюм-Нерчинской глубинной зоне смятия. Мелкие тела амфиболитов прослеживаются с перерывами от среднего течения р. Белый Урюм в запад-юго-западном направлении до р. Жарча, притока р. Ульдурги [270, 290]. Крупные крутопадающие тела фиксируются аэромагнитными аномалиями до 7,5–10 мЭ. В названной структуре амфиболиты тесно ассоциируют с динамометаморфитами верхнеолекминского и ультраметаморфитами позднестанового комплексов. Обычно они залегают в форме согласных пластинообразных тел среди динамометаморфических кристаллических сланцев основного состава верхнеолекминского комплекса. Мощность пластин от первых метров до 250 м, протяженность – от первых сотен метров до 10 км. Подобной морфологии и размеров тела этих амфиболитов присутствуют, но уже в качестве скиалитов и ксенолитов, среди гранитоидов позднестанового комплекса. Залегание линз и пластин строго согласуется с общей структурой вмещающей зоны смятия – восток-северо-восточное – субширотное с локальными изменениями простирания и пологое (15–25°, в более редких участках – 50–60°) падение. Этот наклон тел фиксируется и асимметрией аэромагнитных аномалий, весьма редких.

Контакты с вмещающими метаморфитами верхнеолекминской серии согласные, резкие, прямолинейные, эндо- и экзоконтактные изменения не зафиксированы. Сохраняясь в качестве скиалитов среди гранито-гнейсов позднестанового комплекса, амфиболиты иногда подвергаются калишпатизации и приобретают явно наложенный субщелочной уклон или изменяются до диорито-гнейсов.

Главной петрографической разновидностью в составе комплекса являются амфиболиты, состоящие из плагиоклаза № 38–52 (20–60 %) и синезеленой роговой обманки, иногда с реликтами пироксена. Акцессорные минералы – апатит, ортит, рутил, рудный, сфен. Очень редко в реликтах амфиболитов устанавливаются признаки структур магматических габбро и габбродиоритов.

Амфиболиты комплекса относятся к нормальному петрохимическому ряду, по кремнекислотному параметру диапазон их широкий – от ультрамафитов до диоритов, по типу щелочности – калиево-натриевые и реже натриевые. Содержание окислов характеризуется значительным разбросом, причем часто нарушается классификационная зависимость главных компонентов, что, возможно, свидетельствует о наложенных метасоматических процессах.

Тесная ассоциация амфиболитов с динамометаморфитами и ультраметаморфитами раннего протерозоя, их структурное единство свидетельствуют, по-видимому, об их одновозрастности.

Усувкаунский комплекс метаморфический ($mPR_1^{1?us}$) распространен в пределах Каларской СФЗ [279] в междуречье Калар–Калакан и Витим–Таксима и сложен биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с гранитом, фибролитом, кордиеритом и графитом, кварцито-гнейсами, кристаллическими сланцами высокоглиноземистыми, в которых встречаются горизонты мраморов, кварцитов и магнетитовых кварцитов. Породы комплекса составляют зоны пологих, иногда крутопадающих разрывных нарушений северо-восточного, реже субмеридионального простираний, развиваясь по

разнообразному первичному субстрату, что отражается на составе пород комплекса. Контакты с вмещающими породами тектонические, при этом плоскостные структуры образований комплекса находятся в соответствии с его ограничениями. Породами комплекса сложены три разобщенных выхода: Янканский (осевая часть и склоны хребта Янкан); Талаканский (водораздел верхних течений рек Ниж. Джилинда, Таксима и Витим); Делуун-Конноринский (междуречье Ципа–Витим).

Внутреннее строение Янканского и Делуун-Конноринского выходов одинаково. Они представляют собой зоны, сложенные тонкоплитчатыми мелко- и среднезернистыми тонколинзовидно-полосчатыми до линзовидно-очковых биотитовыми и двуслюдяными гнейсами с прослоями биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В центральной части Янканского выхода (долины рек Мудобкит и Луча) наблюдаются линзовидные прослои магнетитовых кварцитов мощностью от 10–15 см до 7 м и протяженностью до 200–300 м.

Переход от вмещающих плагиогранито-гнейсов позднего архея к гнейсам усуйкаунского комплекса (Янканский выход) представляет собой 50–200-метровую зону постепенной линейризации, сопровождающейся окварцеванием и слабой гранитизацией (до 10 % микроклина). При этом увеличивается количество тонкочешуйчатого биотита; плагиоклаз совместно с гранулированным кварцем сегрегируется в линейные полосы; появляются линейные и полосовидные обособления кварца в количестве 70–80 % с образованием кварцитов и кварцито-гнейсов. Иногда среди гнейсов наблюдаются реликты плагиогранито-гнейсов архея.

Талаканский выход отличается от вышеописанных как внутренним строением, так и составом слагающих его пород. Перемежающиеся между собой тонкополосчатые биотитовые гнейсы, биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы с полосовидными, линзовидными, редко изометричной и неправильной формы телами кварцито-гнейсов, кварцитов, мраморов, кварц-силикатных пород содержат тектонические линзы чарнокитов, габброидов позднего архея (последние не выражены в масштабе карты).

По химическому составу гнейсы отвечают нормальным, реже умереннощелочным породам, состав их колеблется от кварцевых диоритов, гранодиоритов до гранитов с устойчивым преобладанием Na над K. В гнейсах наблюдается повышенное относительно кларка содержание La, Zr, Li, Nb, они благоприятны для локализации редкоземельного оруденения.

В поле силы тяжести образования комплекса тяготеют к крупным градиентным зонам. Аэромагнитное поле отрицательное, дифференцированное с локальными положительными аномалиями, приуроченными к выходам железистых пород.

Сланцы и гнейсы усуйкаунского комплекса формируются по позднеархейским и раннепротерозойским комплексам и являются субстратом для позднепротерозойских щелочных гранитов катугинского комплекса (долина р. Катугин), имеющим возраст в пределах 1,6–1,9 млрд лет, что позволяет отнести данные образования к раннему протерозою [279, 293].

Верхнеолекминский комплекс метаморфический (mPR₁^{1?}vo) представлен гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и, в значительно меньшей степени, амфиболитами, кварцито-гнейсами и мраморами. Сре-

ди архейских ультраметаморфитов в бассейнах р. Олекма и р. Калакан они образуют секущие по отношению к архейским структурам субширотные и северо-восточные полосовидные серии небольших (100–150 км²) тектонических линз и пластин. Более разрозненные выходы — ксенолиты и тектонические блоки среди более молодых магматитов — отмечаются в бассейнах рек Нерча и Белый Урюм. Внутреннее строение выходов характеризуется перемежаемостью кристаллических сланцев и гнейсов и заключенных в них согласных линз и пластин амфиболитов, диорито-гнейсов, кварцитов, кварцито-гнейсов и редко мраморов и диопсид-гранат-плагиоклазовых пород. Мощность чередующихся линз и пластин варьирует в широких пределах: первые метры—первые сантиметры для всех пород и десятки—сотни метров — только для гнейсов и сланцев. По простиранию разрез выходов неустойчив, характерна латеральная смена петрографических разновидностей. В наиболее крупных выходах мощность моноклиального разреза достигает 3000 м. В пределах этих тел и в их контактовых зонах нередко в качестве реликтов присутствуют материнские плагиогранито-гнейсы, диорито-гнейсы, гранито-гнейсы, габбро-амфиболиты, кристаллические сланцы, карбонатные и другие породы, по которым развиваются и за счет которых формируются динамометаморфиты рассматриваемого комплекса. Залегание их обычно моноклиальное, падение в северных румбах под средними и пологими углами.

В породах устанавливаются парагенезисы амфиболитовой фации и бластические четко ориентированные структуры и текстуры. Плагиогнейсы и гнейсы состоят из плагиоклаза № 25–20 (реликтовый № 35–42), решетчатого микроклина, роговой обманки, граната, акцессорных минералов: сфена, ильменита, апатита, циркона, рутила, ортита. Кристаллические сланцы и амфиболиты состоят из плагиоклаза № 25–35, роговой обманки, биотита, кварца, акцессорных минералов: магнезита, сфена, ортита, циркона, апатита. Мраморы и кальцифиры представлены кальцитовыми разновидностями и содержат до 8–10 % диопсида и 2–4 % графита. Кварцито-гнейсы и кварциты состоят из кварца, андезина, мусковита, микроклина и граната. Довольно редко отмечаются бластопорфировые, бластогаббровые структуры. Породы гранитизированы, фельдшпатизированы. За исключением указанных реликтовых микроструктур никаких других признаков первичных дометаморфических пород не установлено. В то же время фиксируются секущие тела кристаллических сланцев среди архейских габбродиоритов и диоритов, биотитовых гнейсов и кварцито-гнейсов — среди архейских гранитоидов и кислых метаморфитов.

В целом структурно-метаморфические признаки указывают на динамометаморфическую природу комплекса и формирование его в локальных глубинных зонах смятия в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Синхронно с этим комплексом во вмещающих архейских породах развиваются параллельные им зоны расланцевания и изоклиального складчатости, в пределах которых при сохранении первичного вещества (в основном позднеархейские гранитоиды древнестанового и кварцевые диориты амазарского комплексов, в меньшей степени сланцы тунгирского и могочинского комплексов) изменяется внутренний структурный план выходов и их контактовые ограничения.

Возраст комплекса определяется его соотношениями с окружающими породами, развитием по позднеархейским комплексам и рвушими соотношениями со стороны раннепротерозойских и раннепалеозойских гранитоидов.

Урульгинский комплекс метаморфический (mPR₁¹?ur) развит в зоне Монголо-Охотского шва и оперяющих его нарушениях в Агинской СФЗ [333, 270]. Комплекс представлен гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами амфиболитовой фации метаморфизма, формирующими полосовидные и линзовидные пакеты с тектоническими ограничениями среди тектонобластитов среднепалеозойского агинско-борщовочного комплекса по правобережью р. Шилка против устья р. Куэнга на северном склоне Борщовочного хребта и далее вниз по Шилке по обоим бортам долины до устья Верх. Луббии и далее за пределы площади листа. Общая протяженность полосы выходов более 250 км, длина отдельных пакетов изменяется от первых километров до 30 км при ширине 1–3 км, площадь до 50 км² на северном склоне Борщовочного хребта и в бассейне р. Куренга. Вертикальная мощность гнейсов в Борщовочном хребте оценивается по геофизическим данным в 2 км [333].

Внутреннее строение выходов комплекса линзовидно-полосчатое. Собственно гнейсы образуют различные по мощности линзо- и пластинообразные тела, перемежающиеся с пластинами амфиболитов и тектоническими пакетами габбродиоритов раннепротерозойского чонгульского комплекса, а также с линзовидными скоплениями биотитовых кристаллических сланцев, не выдержанными по мощности и простиранию, ветвящимися, мелкоплойчатыми. В разных выходах в сланцах отмечаются вариации количественно-минерального состава.

Протяженность выходов амфиболитов – первые километры – первые десятки километров, мощность – первые сотни метров – первые километры. Контакты амфиболитов и габброидов раннепротерозойского чонгульского комплекса изучены в бассейне р. Чонгуль, правого притока р. Куренга, непосредственно южнее листа N-50 [333]. Контакты представляют собой интервалы до 100 м, в которых перемежаются габбро и амфиболиты. Первичные темноцветные минералы габбро при этом замещаются вторичной роговой обманкой, плагиоклаз гранулируется с одновременным раскислением, текстура становится линзовидно-полосчатой, и порода превращается в амфиболит.

Текстура гнейсов линзовидно-полосчатая, линейно-параллельная, структура мелко-, средне- и неравномернозернистая лепидогранобластовая, бластомилонитовая, катакластическая. По минеральному составу (%) гнейсы отвечают гранитам: плагиоклаз (№ 25) – 30–51, калишпат – 25–38, кварц – 20–30, биотит – 2–5, либо плагиогранитам: плагиоклаз (№ 25–26) – 35–60, кварц – 30–50, биотит – до 15, эпидот, сфен, мусковит – до 7, акцессорные минералы представлены цирконом, малаконом, апатитом, ортитом, гранатом. В гнейсах также отмечаются графит (до 10 %) и фибролит (до 2 %).

Амфиболиты обладают линзовидно-полосчатой, иногда массивной текстурой, гранонематобластовой структурой и сложены (%) роговой обманкой – 60, плагиоклазом – 36, хлоритом и эпидотом – 3, кварцем – 1; акцессорные минералы в них представлены апатитом, цирконом, сфеном и рудным [333].

Минеральные ассоциации гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов относятся к амфиболитовой фации метаморфизма.

По химическому составу гнейсы отвечают гранитам, амфиболиты — габбро и диоритам с переменной щелочностью, преобладанием Na над K и повышенной глиноземистостью. Содержания Zr, Hf, Y, Pb и Cu в породах повышены относительно кларков [270].

Нижняя возрастная граница урульгинского комплекса определена южнее площади листа N-50, в петротипической местности в бассейне р. Урульга, правого притока р. Шилка, где установлено развитие амфиболитов по габброидам раннепротерозойского чонгульского комплекса [333], верхняя возрастная граница определяется прорыванием амфиболитов гранитами раннепалеозойского олекминского комплекса. Возраст аналогичных амфиболитов Сокутуйского выступа на листе M-50-IX, определенный Ю.П. Шергиной Rb-Sr методом, древнее 1500 млн лет [315]. Принят раннепротерозойский возраст урульгинского комплекса.

Позднестановой комплекс распространен севернее Монголо-Охотского шва в пределах Западно-Становой, Витимо-Урюмской и Пришилкинской зон и подразделяется на два подкомплекса, сгруппированных по возрастному принципу.

Гранито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы и другие породы более раннего гранито-гнейсового подкомплекса ($\gamma\text{gPR}_1^1\text{ps}_1$) образуют преимущественно вытянутые тела площадью до 1000 км² среди архейских гранитоидов и пород другого петрографического состава. Эти тела сконцентрированы в бассейне верхнего течения р. Тунгир и в бассейне р. Олекма в пределах Тунгиро-Олекминского массива позднеархейского древнестанового комплекса [272, 383, 193]. Кроме того, они в качестве крупных фрагментов первичной структуры закартированы в бассейне рек Белый Урюм, Куэнга, Жарча [290, 270] среди более молодых гранитоидов в Витим-Белоурюмской подзоне. Обычно они пространственно сопряжены с метаморфитами верхнеолекминского комплекса или с сильно линейаризованными позднеархейскими образованиями. В гравитационном и аэромагнитных полях выражены слаболинейными аномалиями и градиентными зонами. Отчетливо устанавливается их секущее положение по отношению к субмеридиональным структурам позднеархейских комплексов и их развитие на месте последних. В то же время, локализуясь в структуры — полосы широтного и северо-восточного направления, эти тела являются конформными и конкордантными к этим структурам и формирующим их тектоническим комплексам. Скиалиты последних постоянно присутствуют в гранито-гнейсах. Постоянно во вмещающих породах развита и интенсивная гранитизация — послонная мигматизация, агматиты и порфиروبластовая калишпатизация.

Породы фациально изменчивы. Иногда поля их имеют линзовидно-слоистое строение, аналогичное строению замещаемых полей динамометаморфитов. Наиболее распространены среднезернистые гранитоиды, в целом же структура их меняется от мелко- до крупнозернистой, от равномерной до грубопорфиробластической. Состав (%): плагиоклаз — 10–60, калишпат — 10–70, кварц — 10–35, биотит — 0–15, амфибол — 0–2, магнетит, ильменит, сфен, ортит, циркон. Такой широкий диапазон состава

ва обусловил наличие постепенно переходящих друг в друга гранито-гнейсов, плагиогранито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов, диорито-гнейсов, кварцевых монзонитов, граносиенитов. Под микроскопом устанавливаются постоянно реликты исходных пород — мелкозернистый гранобластовый агрегат (бластокатаклазиты) биотит-кварц-полевошпатового и кварц-амфибол-плагиоклазового состава. В них происходит рост и формирование идиоморфных кристаллов плагиоклаза, метасоматически развиваются кварц и порфиробластический калишпат. Эти процессы являются главными при образовании описываемых гранитоидов.

Химический состав этих гранитоидов однотипен и характеризуется относительно узкими рамками содержания главных компонентов. По этим параметрам их поле располагается на границе нормального и умереннощелочного ряда, в семействе гранитов калиево-натриевого и реже натриевого типа.

Возраст структур, вмещающих подкомплекс и переходящих на данную территорию из Кодаро-Удоканской зоны, обосновывается в последней — в них вовлекаются породы удоканской серии, и они замещаются гранитоидами кодарского комплекса. Подкомплекс относится к нижней части раннего протерозоя.

Плагиограниты, гранодиориты, граниты плагиогранитового подкомплекса ($\gamma PR_1 ps_2$) распространены менее широко. Вмещающими породами для них являются гранитоиды гранито-гнейсового подкомплекса и сопряженные с ними в тех же зонах позднеархейские гранитоиды, в которых они образуют вытянутые в субширотном направлении плитообразные оваловидные тела площадью от первых до 1000 км², полого или под средними углами погружающиеся в северном направлении [290, 193]. Обычно они насыщены многочисленными мелкими ксенолитами вмещающих гранито-, гранодиорито- и диорито-гнейсов и мелкими рвущими телами более поздних мезозойских гранитоидов. Сложены довольно однородными плагиогранитами, в краевых частях (в контактовых зонах шириной 0,5–3,5 км) постепенно переходящими в гранодиориты или граниты, нередко гнейсовидные или (и) порфиробластовые. Иногда, видимо, в силу избирательного эрозионного среза эти «краевые» части слагают самостоятельные плитообразные массивы (Эльпинский).

В гравитационном поле массивам соответствует хорошо выраженный минимум, магнитное поле над ними слабопеременное отрицательное, лишь в краевых эндоконтактных частях это поле сменяется положительным, нередко сильномагнитным. Калиевая и урановая составляющие радиохимического поля над массивами характеризуются низким фоном, и только на ториевом канале отдельные части массивов обладают высокоактивными аномалиями.

Главной, основной разновидностью этого подкомплекса являются плагиограниты. Их состав (%): плагиоклаз (№ 25–35) — 60, кварц — 20–35, калишпат — 2–12, биотит — 5–12, рудный, циркон, ортит, сфен, апатит.

Характерны постепенные и рвущие соотношения с вмещающими гранитоидами гранито-гнейсового подкомплекса.

По химическому составу породы нормального ряда, натриевого типа, по содержанию щелочей располагаются на границе видов плагиогранит–гранит.

Тесная связь описанных плагиогранитов с ультраметаморфическими гранитоидами гранито-гнейсового подкомплекса и те же рамки по относи-

тельными соотношениям позволяют включать их в одну группу единого возрастного интервала.

Гранито-гнейсы в верховье р. Тунгир имеют возраст 2200 млн лет (циркон, Pb-Pb метод [248]). В междуречье Могоча—Амазар этап преобразования гранитоидов архея 1690 млн лет (циркон, Pb-Pb метод [176]) и 1960 млн лет (циркон, U-Pb метод [219]).

Кодарский комплекс гранитовый представлен в Западно-Алданской зоне в нижнем течении рек Бугумна и Калар Нижнекаларским батолитом площадью около 1600 км², сложенным гранитами и гранодиоритами двух фаз, и другими более мелкими массивами.

К первой фазе ($\gamma PR_1^2 k_1$) в Нижнекаларском батолите отнесены гнейсовидные граниты и гранодиориты, развитые преимущественно по периферии и содержащие ксенолиты вмещающих плагиогранито-гнейсов, и массивные граниты и гранодиориты, слагающие центральную и юго-западную части массива. Между собой гранитоиды обладают постепенными переходами, иногда обнаруживают интрузивные контакты.

Во вторую фазу ($\gamma PR_1^2 k_2$) включены лейкократовые граниты, формирующие штокообразные тела в центральной части массива. Контакты лейкократовых гранитов с гранитоидами ранней фазы интрузивные. Нижнекаларский батолит характеризуется пониженным гравитационным полем, с его центральной частью совпадает гравитационный минимум (Бугумнинский).

Граниты и гранодиориты — средне-крупнозернистые, крупнозернистые гнейсовидные и массивные породы. Состав гранитов (%): кварц — 25—35, плагиоклаз (№ 20—25) — 20—25, нерешетчатый калиевый полевой шпат и микроклин — 40—45, биотит — обычно 5, в биотитовых разностях до 10; состав гранодиоритов: кварц — 8—12, плагиоклаз (№ 23, реже кислый андезин) — 30—40, нерешетчатый калишпат и калишпат-пертит — 32—45, диопсид — 5, роговая обманка — 10—12, биотит — 3—5; акцессорные минералы — сфен (иногда до 2 %), акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит, рудный минерал. По химическому составу граниты относятся к породам нормального ряда, пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами.

Граниты прорывают образования ранне- и позднеархейских комплексов, в свою очередь они инъецированы сиенитами позднепалеозойского ингамакитского комплекса Нектэканского массива и других выходов. Возраст гранитов Кеменского массива кодарского комплекса, расположенного на листе О-50, определенный U-Pb методом по циркону, равен $1873,1 \pm 2,5$ млн лет [87]. Возраст кодарского комплекса оценивается как раннепротерозойский.

К **амнундикскому комплексу** ($\gamma PR_1^{2?} am$) гранитоидному в Муйской и Уакитской СФПЗ отнесен Черемуховый массив (24 км²) в междуречье Тулдуни и Ирокинды, согласно залегающий в метаморфических образованиях киндиканской толщи, а также выходы меньших размеров в верховье Вековье, Бамбуковой и Бамбуйки. В составе Черемухового массива преобладают лейкократовые гнейсо-граниты, менее распространены гнейсовидные и массивные граниты, мигматиты [72]. Текстура пород гнейсовидная, свилеватая, очковая, линзовидно-полосчатая; структура порфириобластовая с реликтами гранитовой, гранобластовая, катакластическая. Гнейсо-граниты состоят (%) из кали-

шпата — 50—60, кварца — 25—30, плагиоклаза — 5—10, биотита — 3—5, роговой обманки, акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, рудным, вторичные — мусковитом и хлоритом. По химическому составу породы пересыщены кремнеземом, богаты щелочами с преобладанием К над Na, Fe и Mg содержатся в равных количествах. Гранитоиды прорывают метаморфические породы архея, метагабброиды янгудского комплекса и интродуцированы гранитами позднерифейского бамбукойского комплекса. Возраст принят условно раннепротерозойским [72].

К **муруринскому комплексу** (vPR_1^2mr) отнесен не вскрытый эрозией Янканский массив ультрамафитов (предположительно, оруденелых пироксенитов) в осевой части хр. Янкан, сопровождающийся одноименной гравимагнитной аномалией. На поверхности в контуре аномалии расположен Гольцовый массив монцонитоидов позднепалеозойского ингамакитского комплекса. Ассоциация пироксенитов муруринского комплекса с породами монцонит-сиенитового ряда ингамакитского комплекса, несмотря на значительный возрастной разрыв между ними, является постоянной на всей площади их распространения [234]. По количественным расчетам гравитационного поля, выполненным А. С. Головатым [233], Янканский массив имеет форму линзы северо-восточного простирания с размерами 20 км по длинной оси и 15 км в поперечнике, площадь — около 300 км². Нижняя граница тела залегает на глубине не менее 5 км, верхняя кромка имеет слабонаклонное погружение на юг-юго-восток и удалена от поверхности (по магнитометрическим данным) на 1,5 км.

На поверхности выходы ультрамафитов отмечены в восточном окончании аномалии в верховье руч. Катель, где выявлен участок с магнитностью более 30 мЭ. Площадь аномального участка по изолинии 30 мЭ составляет около 5 км². Здесь вскрыты эрозией отдельные мелкие выходы ультрамафитов с магнетитом и ильменитом. Содержание рудных минералов варьирует в широких пределах — от 8 до 90 %. Присутствуют сульфиды (до 2 %): пирит, халькопирит, пентландит, борнит, ковеллин, халькозин, сфалерит, пирротин, молибденит и арсениды кобальта.

Вкрапленные руды содержат (%) Fe (общ.) — от 8 до 30, TiO₂ — от 4,9 до 11,15, V₂O₅ — от 0,2 до 0,7. Отмечаются высокие содержания Cu — до 1 %, в отдельных пробах присутствует P₂O₅ в количестве 0,2—0,3 % [312]. Массивные руды обнаружены только в виде отдельных обломков в делювии. Руда характеризуется высоким удельным весом, очень сильной магнитностью, значительным содержанием сульфидов (4—5 %) среди основной массы хорошо раскристаллизованного магнетита и ильменита. Содержания полезных компонентов высоки (%): Fe₂O₃ (общ.) — 82,16; Fe₂O₃ (окис.) — 50,69; FeO — 28,35; TiO₂ — 11,15; V₂O₅ — 0,7.

По данным наземной магнитометрии выделена линейная структура повышенной магнитности. Максимальная ширина составляет 600 м, протяженность отдельных аномальных максимумов 900 м, а в целом структуры — первые километры. Предполагается, что аномалия, оконтуренная по изолинии 30 мЭ, фиксирует участок массива, залегающий на глубине до 500 м и несущий перспективное титаномагнетитовое оруденение. По этому участку подсчитан минерагенический потенциал [312].

Возраст муруринского комплекса оценивается как раннепротерозойский.

СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среднерифейская группа включает в Муйской СФПЗ перидотитовый парамский комплекс.

Парамский комплекс ($10R_2?p$) альпинотипных серпентинизированных ультрабазитов представлен южной оконечностью Шаманской протрузии площадью 35 км², а также более мелкими, часто внеслабными телами, располагающимися по правобережью р. Витим среди динамометаморфических сланцев и полимиктового меланжа усть-тулдунского комплекса в Патомско-Жуинской зоне разломов.

Шаманский массив сложен серпентинизированными гарцбургитами с редкими прослоями серпентинизированных лерцолитов и дунитов с хромитовой минерализацией.

В поле силы тяжести массив выделяется контрастным максимумом. В контурах аномалии поле градиентно увеличивается к центру. Центральная зона экстремумов имеет линейный вид и приходится на осевую часть водораздела с максимумом на горе Шаман. В результате расчетов по гравитационному полю, выполненных А. С. Головатым [250], установлено, что тело ультрабазитов вытянуто по вертикали и по конфигурации приближается к эллиптическому конусу с основанием вверх. Вершина его по одному варианту находится на глубине 4,5 км, по другому – 3,5 км. По аэромагнитным данным над массивом наблюдается аномальное поле со сложной внутренней структурой. Контуров аномалии магнитного поля более полно согласуются с контурами выходов ультрабазитов на поверхности, чем гравитационного. Магнитное поле состоит из чередующихся разнознаковых аномалий.

Вдоль ограничивающих разломов и разрывных нарушений внутри массива развиты тальк-магнезитовые породы и серпентиниты, у южного контакта за тальк-магнезитовой оболочкой следует зона оталькованных гипербазитов. Полосчатость (слоистость) установлена в районе горы Шаман и его северо-восточного склона. Мощность слоев дунитов – 1–20 см, лерцолитов – 0,5–5 см, ширина слоистых серий 100–300 м. Полосы ориентированы в северо-западном направлении, падение субвертикальное. Полосы выдержаны по простиранию, обладают прямолинейными границами. Переходы от гарцбургитов к лерцолитам резкие, фиксируются по увеличению псевдоморфоз по ортопироксену от 10–15 до 30–50 %, переходы от гарцбургитов к дунитам, напротив, постепенные, выражаются в уменьшении количества ортопироксена до 5 %. Дайковая серия комплекса представлена габбро, амфиболитами, оливинитами и породами ультраосновного субщелочного состава.

Перидотиты и дуниты – средне- и крупнозернистые плотные породы массивной, линейно-параллельной текстуры. Средний состав гарцбургитов (%): оливин – 53, псевдоморфозы по ортопироксену – 11,5, серпентин – 31,4, магнезит – 2, тальк – 0,4, магнетит – 1,7. Характерной особенностью гипербазитов являются тотальные деформации минералов без нарушения сплошности зерен, выражающиеся в псевдодвойниковании оливина и расплющивании (разлинзовании) кристаллов всех минералов в исходных контурах. Оливин (форстерит) частично подвергается перекристаллизации [38]. Микрозернистый агрегат оливина с размером отдельных индивидов 0,01–0,05 мм форми-

рует прожилки как в крупных деформированных кристаллах оливина, так и в породе в целом, и является составной частью псевдоморфоз по ортопироксену. Новообразованный оливин слагает, кроме того, идиоморфные порфириобласты в тальк-магнетитовых породах в юго-западной оконечности массива. Пироксены также подверглись деформациям, дроблению на месте, последующему бластезу и полному замещению серпентином с примесью магнетита, магнетитом, тальком, тальком и тремолитом, тонкодисперсным рудным минералом, располагающимся частыми прямолинейными полосами и, как указано выше, микрозернистым оливином.

По химическому составу гипербазиты соответствуют гарцбургитам, лерцолитам и дунитам, характеризуясь высокой магнезиальностью (среднее содержание MgO – 41,7 %), низкой железистостью (7–8 %) и известковистостью (CaO – менее 1 %) и крайне низкой щелочностью (менее 0,2 %). Содержания элементов-примесей находятся в пределах кларков концентраций для ультраосновных пород. В гипербазитах Шаманского массива отмечено [38] высокое среднее содержание (вес. %) NiO (0,23–0,36), CoO (0,015–0,017), Cr₂O₃ (0,37–0,63), соотношение Ni: Co изменяется при этом от 15,3 до 22,5. При факторном анализе выделились две устойчивые группы элементов с высокими корреляционными связями: Cr, Co, Ni и V, Ti, Sc. Коэффициенты парной корреляции для элементов в группах изменяются от 0,7 до 0,9 [250].

На основании изложенного материала делается вывод о неоднократности и неоднородности тектонических и связанных с ними метасоматических преобразованиях гипербазитов. Наиболее ранние деформации – пластические (псевдодвойникование и разлинзование без нарушения сплошности зерен), возможно, происходившие при перемещении пластичных масс гипербазитов в верхней мантии, следующие по времени – автометаморфические преобразования, включающие серпентинизацию, оталькование, карбонатизацию и амфиболизацию, отвечающие условиям фации зеленых сланцев и осуществлявшиеся, вероятно, в процессе протрузий гипербазитов в их современное положение. Наиболее поздние деформации проявляются в виде линейных зон милонитизации и последующего бластеза, в том числе и перекристаллизации оливина. Таким образом, время формирования гипербазитов может быть значительно древнее окружающих тектонитов.

Южная оконечность массива перспективна на обнаружение новых коренных проявлений хромита [250, 312] и нефрита [345]. Возраст парамского комплекса принят условно среднерифейским.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднерифейская группа объединяет следующие комплексы: интрузивные маринкинский, кедровский, талаинский, бамбукойский, субвулканический устькелянский, метаморфические ирокиндинский и усть-тулдуньский в Муйской и Уакитской СФПЗ; плутонический бухточинский и метаморфический пришилкинский в Витимо-Урюмской и Пришилкинской зонах.

К **маринкинскому комплексу** (vR_3m) дунит-габбровой формации отнесены петротипический Маринкин массив (11 км²) и несколько более мелких выходов, расположенных по правому борту долины Тилишминской впадины.

Маринкин массив, сложенный преимущественно троктолитами, плагиодунитами, дунитами и оливиновыми габбро, обладает концентрически-зональным строением. В центральной части развиты дуниты и плагиодуниты, резко сменяющиеся к периферии расслоенной серией, представленной троктолитами, переслаивающимися с плагиодунитами, плагиоперидотитами, оливиновыми габбро и анортозитами. В северной части массива отмечаются габбро, габбронориты, оливиновые нориты [130]. Массив окружен каймой (до 100 м и более) соссюрит-цоизит-актинолитовых пород и содержит площадную рассеянную вкрапленную и прожилково-вкрапленную сульфидно-никелевую (пирротин-пентландитовую) минерализацию [38]. Углы падения трахитоидности и полосчатости в породах расслоенной серии крутые в сторону дунитового центра. Для пород характерна частая перемежаемость мелано- и лейкократовых слоев, пологие и крутые изгибы слоев и дисгармоничные складки. Переходы между отдельными разновидностями пород постепенные. Жильные образования комплекса представлены разнообразной по составу группой пород, в которую входят плагиоперидотиты, габбронориты, пироксениты, диабазы.

Средний состав троктолитов и оливиновых габбро (%): плагиоклаз (№ 83) – 68,2, оливин – 23,2, клинопироксен – 6,3, ортопироксен – 0,8, амфибол – 0,9, шпинель – 0,7; состав дунитов и меланотроктолитов (%): плагиоклаз (№ 77) – 14,4, оливин – 81,3, клинопироксен – 1,1, ортопироксен – 0,2, амфибол – 0,3, шпинель – 2,7 [130]. Плагиодуниты отличаются от дунитов присутствием плагиоклаза № 88–92 до 10%. По содержанию оливина троктолиты разделяются на меланократовые (оливина – 50–90%), мезократовые (30–50%) и лейкократовые (10–30%) [38].

Породы интрузива характеризуются высокой магнезиальностью и глиноземистостью, низкими содержаниями Ti, P и щелочей. По сравнению с породами других дунит-троктолит-габбровых массивов Байкало-Становой области они характеризуются наиболее низкой железистостью и самым низким отношением Na/K/Al. Содержание и характер распределения R3Э и других элементов типичны для островодужных базитов. На спайдер-диаграмме проявлен минимум по ΔT_a [56]. Кроме сульфидной медно-никелевой минерализации с массивом связана и хромитовая минерализация в дунитах в форме сингенетической вкрапленности хромшпинелидов (до 10%), проявления хризотил-асбеста и огнеупорного сырья [130, 72].

Радиологический возраст трахитоидного лейкократового оливинового габбро Маринкинского массива равен 835 ± 12 млн лет (Sm-Nd метод) [56].

Устькелянский комплекс ($\lambda\zeta R_3u$) риодацит-андезибазальтовый объединяет субвулканические образования вулканитов устькелянской толщи, представленные риодацитами, плагиодацитами, плагиориолитами, андезибазальтами, трахибазальтами [72, 73].

Риодациты, дациты и риолиты плагиоклазового ряда распространены в бассейнах рек Бамбукой и Тулуя в виде штоков площадью до 15 км² и тел трещинного типа протяженностью до 7 км при ширине до 0,5 км, а также в

приустьевой части р. Буром, по правому борту долины р. Бамбуйка (Буромский массив риодацитов площадью 8 км²). Риодациты — скрытокристаллические породы флюидалной, пятнистой или неоднородной текстуры и порфировой, фельзитовой структуры. Породы насыщены кремнеземом с повышенным содержанием Са и Al, с преобладанием Na над K.

Вторая группа пород комплекса представляет собой непрерывную серию от лейкобазальтов до дацитоандезитов с преобладанием метаморфизованных андезибазальтов, слагающих мелкие тела, не выражающиеся в масштабе, на водоразделе р. Бамбукой—руч. Амнундикский. Породы — скрытокристаллические, тонкозернистые массивной, полосчатой, миндалекаменной текстуры, лепидогранобластовой, гиалопилитовой, криптозернистой, псевдоморфной, офитовой структуры. В составе пород: плагиоклаз, стекло, рудный, кварц, серицит, хлорит, анкерит, эпидот, карбонат в различных количественных соотношениях. В миндалинах, составляющих до 35 % объема, кальцит, реже плагиоклаз и кварц. По химическому составу для пород характерны высокие содержания Са и Al и преобладание Na над K. В трахибазальтах содержание K₂O до 3,5 %.

Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. По химическому составу риолиты пересыщены кремнеземом и богаты щелочами с преобладанием Na над K, дациты также характеризуются повышенным содержанием щелочей. Для всех пород характерно повышенное в 2 раза содержание Ba и на один порядок — Sc.

Образования свиты благоприятны для локализации золотого и медного оруденения, связанных с гидротермальным окварцеванием.

Относительный возраст комплекса определяется на основании прорывания им гранитов раннепротерозойского амнундикского комплекса, с другой стороны, образования устькелянского комплекса инъецируются гранитами позднерифейского бамбукойского комплекса. Риодациты Буромского массива имеют возраст $814 \pm 4,5$ млн лет (U-Pb метод по циркону [72]).

Динамометаморфические сланцы **ирокиндинского комплекса (dsR₃i)** формируют линзовидные и полосовидные тектонические пакеты мощностью до 2,5–3 км, протягивающиеся в северо-западном направлении на расстояние до 40 км от верховьев р. Кэвэли, правого притока р. Бамбуйка, затем по левобережью р. Ирокинда в бассейн р. Тулуя и далее за пределы листа N-50. Среди сланцев отмечаются тектонические линзы интенсивно рассланцованных карбонатов, серпентинитов парамского комплекса. В составе комплекса выделены актинолитовые, эпидот-актинолитовые, полевошпат-эпидот-актинолитовые, серицит-кварц-полевошпатовые, эпидот-хлорит-серицитовые, кварц-хлорит-эпидот-актинолитовые динамометаморфические сланцы. Текстура пород сланцеватая, структура лепидогранобластовая, нематобластовая.

По химическому составу сланцы отвечают средним и основным породам. По сравнению с кларками в основных породах в сланцах понижены содержания Pb, Cu, Ni, Ti, повышены концентрации Y и Sr.

С образованиями комплекса связаны зоны березит-лиственитовых метасоматитов и серпентинитового меланжа.

Нижняя возрастная граница определяется по присутствию в сланцах тектонических линз ультрамафитов среднерифейского парамского комплекса,

верхняя — ограничена прорыванием пород гранитами позднерифейского бамбукойского комплекса и перекрытием их конгломератами вендской аматканской свиты [72]. Принят позднерифейский возраст комплекса.

Усть-тулдунский комплекс (dsR_3ut) динамометаморфических сланцев распространен по берегам р. Витим от южного борта Муйско-Кондинской впадины за пределами площади листа до устья р. Ниж. Джилинда [250]. Динамометаморфические сланцы и гнейсы с линзами кварцитов и карбонатно-силикатных пород, а также условно отнесенные к комплексу полимиктовые, карбонатно-серпентинитовые и серпентинитовые тектонические меланжи формируют пластиновидные и линзовидные тектонические пакеты мощностью от первых сотен метров до 2–3 км, ориентированные в субмеридиональном направлении двумя прерывистыми полосами на расстоянии свыше 60 км. Среди динамосланцев в районе устьев рек Талакан и Бамбуйка развиты линзы в различной степени динамометаморфизованных мигматизированных диафоритовых кварцевых диорито-гнейсов бургайского и гранито-гнейсов древнестанового комплексов.

Тектонический меланж в Патомско-Жуинской зоне разломов (от устья р. Ниж. Джилинда до борта Муйско-Кондинской впадины) совмещен с зонами развития бластомилонитовых сланцев комплекса, занимая по отношению к ним согласное, редко секущее положение [56, 72, 13].

Видимая мощность отдельных полосо- и линзовидных пакетов меланжа изменяется от первых сотен метров до первых километров. Матрикс меланжа сложен преимущественно карбонатным и песчаникоподобным материалом и включает блоки различного состава и величины (от первых сантиметров до первых десятков километров). Блоки сложены серпентинизированными гипербазитами и серпентинитами, пироксенитами, габбро, амфиболитами, динамометаморфическими сланцами, кварцитами, мигматитами, в южной части — мраморами доломитовыми и кальцитовыми шаманской толщи [72]. Наиболее крупный тектонический блок представлен гипербазитами в карбонатной оболочке (Шаманский массив). Прерывистыми карбонатными оболочками окружено большинство фрагментов серпентинитов в меланже, при этом мощность карбонатов соизмерима с мощностью обломка: так, метровые серпентинитовые тела облекаются мраморной каймой мощностью первые сантиметры, пластиновидные тела мощностью первые десятки метров окружены оболочками мраморов мощностью первые метры, Шаманский блок мощностью 6 км облекается прерывистой оболочкой мраморов мощностью первые сотни метров.

На участке водораздела рек Долуга и Гулинга развит карбонатно-серпентинитовый меланж; здесь в карбонатно-серпентинитовом матриксе сгруппированы линзовидные блоки динамометаморфических сланцев и габбро. Южнее устья р. Гулинга по правобережью р. Витим матрикс меланжа чисто серпентинитовый, блоки сложены мраморами шаманской толщи.

Состав и окраска песчаникоподобного матрикса зависят от состава вмещающих образований. Ранее матрикс меланжа рассматривался в нижнепротерозойском или рифейском разрезах. Активные интрузивные контакты с меланжем имеют габброиды позднерифейского кедровского комплекса Талаканского массива и граниты средне-позднекарбонового витимканского комплекса.

Структуры динамосланцев микрокристаллобластовая, порфирукластовая; текстуры сланцеватая тонкополосчатая, линзовидно-полосчатая, свилеватая, часто пльчатая. Бластомилонитовые биотитовые сланцы сложены плагиоклазом (№ 25–30), биотитом и кварцем, иногда в них присутствует гранат (гранат-биотитовые сланцы). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, лейкоксеном, монацитом, ортитом. Минеральные ассоциации гнейсов и сланцев относятся к амфиболитовой фации. По химическому составу гнейсы соответствуют гранитам. Геохимические свойства дислокационно-метаморфических образований близки к характеристикам пород среднего состава литосферы. По большинству элементов-примесей средние содержания варьируют около кларка, незначительные повышения выявлены для Pb, Mo, Sc и Au.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется по присутствию в нем тектонических пакетов огнейсованных рассланцованных диоритоидов раннеархейского бургайского и гранитоидов позднеархейского древнестанового комплексов. Верхняя возрастная граница устанавливается по фактам прорывания динамосланцев жилами габбро позднерифейского кедровского, гранитоидами позднерифейского таллаинского и позднепалеозойского витимканского и ингамакитского комплексов [250]. Возраст комплекса принят позднерифейским.

Пришилкинский комплекс метаморфический (mR_3ps) представлен плагиогнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами и залегающими среди них мраморами и кварцито-гнейсами. Эти образования распространены в южной половине листа. Они относились к различным комплексам и стратиграфическим подразделениям, с различной возрастной привязкой и генетическим толкованием [189, 262, 286, 89, 243]. Последними работами [389, 270] обосновывается динамометаморфическая природа этих образований.

Наиболее широко породы комплекса распространены в узкой (порядка 20–30 км) Пришилкинской полосе (левобережье р. Шилка), заключенной между Монголо-Охотским и Могоча-Бушулейским разломами. Обычно они слагают вытянутые в восток-северо-восточном направлении тела, ограниченные разломами. Условно к ним отнесены также мелкие тела гнейсов и сланцев, распространенные среди гранитоидов Нерчинского вала. Характерна их ассоциация с рифейскими гранитоидами.

В гравитационном поле выходы комплекса включаются в линейный гравитационный максимум, ограничивающий с северо-запада огромный по площади Шилко-Аргунский максимум (по Г. И. Менакеру). В магнитном поле тела комплекса выражены слабо, лишь выход основных кристаллосланцев по правобережью Нерчи фиксируется контрастной положительной аномалией.

Непосредственно за восточной рамкой листа N-50 установлено развитие амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев комплекса за счет диоритов амзарского комплекса [389], в междуречье Нерча–Куэнга в процессе бластомилонитизации при формировании кристаллических сланцев участвуют габброиды и диабазы. Для пород иного состава (гнейсы и плагиогнейсы, кварцито-гнейсы, амфиболиты, мраморы) обосновывается метасоматическое и изохимическое динамометаморфическое образование. Реликты исходных пород при этом – бластопсаммитовые, бластопорфировые, призматически-зернистые, офитовые структуры – редко устанавливаются под микроскопом.

Внутреннее строение всех выходов очень близкое. Обычно это моноклинально залегающие пластины, в строении которых участвуют в основном гнейсы и кристаллические сланцы, значительно менее амфиболиты. Они слагают полосы мощностью от 3–40 см до первых десятков–сотен метров, в них присутствуют редкие линзы и горизонты мраморов и кварцито-гнейсов. Контакты между полосами как резкие, так и постепенные. По простиранию разрез не выдержан, фашиально изменчив. Наиболее распространены плагиогнейсы и гнейсы. Это полосчатые и тонкополосчатые породы, состоящие (%) из плагиоклаза (№ 22–40) – 40–70, кварца – 15–40, калишпата (обычно вторичного) – до 30, биотита – 5–25, роговой обманки – 0–15, эпидота, граната, кордиерита, акцессорных минералов – сфена, магнетита, апатита, циркона, ортита.

Кристаллические сланцы – полосчатые и тонкополосчатые со значительно колеблющимся минеральным составом породы, состоящие (%) из плагиоклаза (№ 33–38) – 55–80, биотита – 10–40, роговой обманки – 5–30, нередко эпидота – до 15–20, кварца – 0–5, апатита, сфена, магнетита, циркона. Амфиболиты от кристаллосланцев отличаются резко повышенным содержанием роговой обманки, редким присутствием моноклинного и ромбического пироксенов, являющимися реликтовыми минералами габброидов. Кварцито-гнейсы отличаются от гнейсов повышенным содержанием кварца. Мраморы представлены кальцитовыми разностями.

Метаморфизм пород комплекса соответствует амфиболитовой и в редких случаях эпидот-амфиболитовой фации. Породы почти повсеместно гранитизированы, гнейсы нередко преобразованы в гранито-гнейсы. Степень гранитизации для разных участков различна как по интенсивности, так и по морфологии мигматитов (порфиروبласты и «очки», линзы гранитов, послонные артериты, теньевые гранито-гнейсы, диорито-гнейсы). Приведенные выше факты свидетельствуют о формировании пород комплекса по различному субстрату как магматического эндогенного, так и эффузивно-осадочного происхождения. Отнесение их к одному динамометаморфическому комплексу базируется на принадлежности к единой структуре – Пришилкинской глубинной зоне смятия, протягивающейся узкой полосой практически через весь лист и унаследованной впоследствии Монголо-Охотским разломом.

Данная зона смятия является вмещающей для габброидов раннепалеозойского кручининского комплекса. Полученные в 2005 г. данные изотопного возраста последнего (пять проб габброидов, 1075–2400 млн лет; Sm-Nd возраст, лаборатория ВСЕГЕИ) свидетельствуют о выплавлении габброидов в рифейской коре. Зона разделяет две различные рифейские области. Соответственно и комплекс динамометаморфитов, формирующихся в ней, также датируется рифеем.

К **кедровскому комплексу** (vR_3k) отнесены следующие массивы габброанортозитовой формации: Витимконский (170 км²), Иркиндинский (150 км²), Талаканский (30 км²), южная часть петротипического Кедровского (15 км²) и более мелкие тела. Массивы располагаются вдоль и внутри Патомско-Жуинской зоны разломов, а также в оперяющих нарушениях более высокого порядка в Муйской подзоне.

В современном эрозионном срезе Кедровский массив расчленен на серию тектонических линз. Контакты с окружающими образованиями со-

проводятся зонами милонитов мощностью в несколько десятков метров. Южная пластина, находящаяся на листе N-50-II, состоит из сложной расслоенной серии пород, в которую входят габбро, габбронориты, горизонты анортозитов (мощностью до 100 м и более), рудных анортозитов и габбро-анортозитов [335]. Содержание TiO_2 в рудах достигает 15 % [72].

Витимконский массив представляет собой базитовый лополит, дифференцированный по плотности, сложенный габбро, габбро-анортозитами, анортозитами, оливиновыми габбро, габброноритами с вкрапленной титаномагнетитовой минерализацией, в незначительном количестве – троктолитами, перидотитами и пироксенитами.

Витимконский массив находится в контурах сложной положительной аномалии гравитационного поля, выделяясь в пределах последней максимумом второго порядка. Тектоническая восточная граница массива с динамосланцами усть-тулдунского комплекса фиксируется линией наибольших градиентов поля. Вертикальная мощность базитов в центральной части массива составляет, по геофизическим расчетам, 2–2,5 км [250]. Контактные поверхности крутые (50–70°), тектонические, погружаются преимущественно навстречу друг другу.

Внутреннее строение слоистое: нижние слои состоят из мелано- и мезократового, иногда амфиболизированного габбро (восточный и западный контакты) или габброноритов, оливиновых габбро с вкрапленной титаномагнетитовой минерализацией и линзами плагиоперидотитов, плагиопироксенитов (вебстеритов) (южный контакт); верхние слои (центральная часть) сложены лейкократовыми габбро, анортозитами и габбро-анортозитами. В северной приконтактной части массива развиты пегматоидные габбро и габбро-пегматиты в виде шширо- и линзообразных выделений переменной мощности и различных размеров.

Структура пород габбровая, габбро-офитовая, пойкилоофитовая; текстура массивная, атакситовая, трахитоидная. Состав габбро и габброноритов (%): плагиоклаз (№ 58) – 50, авгит – до 30, бронзит – до 20, керсутит, рутил, сфен, апатит; состав плагиоперидотитов (%): оливин – 40–50, орто- и клинопироксен – 40–45, плагиоклаз (№ 67) – 5–10, титаномагнетит – до 10 и более, апатит; габбро-анортозиты и анортозиты сложены преимущественно плагиоклазом № 51, в незначительных количествах присутствуют авгит, роговая обманка, биотит, сфен, апатит, титаномагнетит [38].

По химическому составу породы Витимконского массива соответствуют габброидам (габбро и анортозитам) и перидотитам (плагиоклазовым верлитам). Породы (особенно мезократовые габбро) обладают повышенными концентрациями Ti, V и относительно низкими содержаниями Ni, Cr и Co.

Образования кедровского комплекса характеризуются комплексной железо-ванадий-титановой рудоносностью [72].

Габброиды прорываются дайками диабазов, габбро-диабазов, возрастная принадлежность которых не установлена, а также гранитами поздне-рифейского бамбукойского комплекса.

Радиологический возраст габброидов Кедровского массива составляет 735 ± 26 млн лет (Sm-Nd метод) [335]. Возраст кедровского комплекса поздне-рифейский.

Таллаинский(?) комплекс ($\text{pgR}_3f?$) представлен массивом габброидов первой фазы на правобережье р. Таликит, правого притока р. Бамбуйка, и Большекосинским массивом плагиогранитов второй фазы, расположенным по обоим берегам р. Витим в районе острова Бол. Коса.

Массив габброидов, вытянутый в субширотном направлении на 5 км при ширине около 1 км, представляет собой ксенолит среди гранитов позднерифейского бамбукойского комплекса. Он сложен габбро в центральной части и габбродиоритами вдоль контактов с гранитами. Текстура габбро массивная, структура габбровая, пойкилитовая. Габбро сложены плагиоклазом № 40, роговой обманкой и клинопироксеном.

Большекосинский массив плагиогранитов второй фазы комплекса серповидной формы площадью 38 км² залегает конформно в динамосланцах усть-тулдуньского позднерифейского и гранито-гнейсах позднеархейского древнестанового комплексов. В северо-восточной части массива плагиограниты прорываются гранитами средне-позднекарбонového витимканского комплекса. Вертикальная мощность массива не превышает 1 км [250]. В массиве установлены многочисленные линзовидные ксенолиты диорито-гнейсов бургайского и динамометаморфических сланцев усть-тулдуньского комплексов. Центральная его часть сложена среднезернистыми, реже средне-крупнозернистыми биотитовыми плагиогранитами, краевая фация — мелкозернистыми, мелко-среднезернистыми биотитовыми гнейсовидными плагиогранитами. Мощность краевой фации от 50 м до 1–1,5 км. Состав плагиогранитов (%): плагиоклаз (№ 30–40) — 60–70, калиевый полевой шпат — до 5, кварц — 20–35, биотит — 5–10.

По химическому составу породы соответствуют плагиогранитам калиево-натриевой серии, в геохимическом отношении близки к кислым породам литосферы. Средние содержания большинства элементов-примесей находятся в пределах 0,6–1,5 кларка, превышения в 2–4 кларка установлены для Mo, Cu, Co, Cr, V, Sc, Au.

Возраст габбро-диорит-плагиогранитных серий в Бамбуйско-Олиндинской подзоне 812 ± 19 млн лет (U-Pb метод [335]). Возраст таллаинского комплекса позднерифейский.

Бамбукойский комплекс (γR_3b) гранитоидный выделен Г. Л. Митрофановым из состава муйского комплекса. Комплекс представлен двумя фазами, развитыми в бассейнах рек Бамбуйка, Тулдунь, Бамбукой, Жанок, Тулуя на площади более 900 км². Граниты первой фазы составляют основной объем (95 %). Центральные части гранитоидных массивов сложены средне- и крупнозернистыми лейкогранитами и биотитовыми гранитами, краевые и апикальные части представлены мелкозернистыми, иногда порфиroidными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. В апикальных частях крупных плутонов проявляются метасоматические изменения и гибридизация. Участки интенсивного метасоматоза сложены неравномернозернистыми и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми породами или порфиробластами микроклина. Зоны метасоматической переработки содержат большое количество инъекций пегматоидных гранитов ветвящейся, жилообразной и неправильной форм с резкими или расплывчатыми ограничениями. Максимальная ширина зон метасоматоза достигает 400 м. Граниты второй фазы (5 % объема комплек-

са) распространены в бассейне р. Тулуя и на смежной с севера территории. Это — лейкократовые и биотитовые мелко-среднезернистые граниты часто повышенной щелочности.

Текстура гранитоидов массивная, гнейсовидная; структура гранитовая, порфириовидная, аллотриоморфнозернистая, катакластическая. В составе гранитов отмечаются (%) плагиоклаз — 20—30, калишпат — 40—50, кварц — 25—40, биотит и роговая обманка — 1—5, акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, ортитом, сфеном, цирконом. По химическому составу граниты первой фазы пересыщены кремнеземом и богаты щелочами с преобладанием К над Na.

Граниты первой фазы являются рудогенерирующими для золото-кварцевого оруденения, а в зонах калишпатового метасоматоза — благоприятной средой для оловянного и молибденового оруденения [72].

Относительный возраст комплекса обусловлен прорыванием гранитами верхнерифейских габброидов кедровского комплекса и нахождением их галек в конгломератах аматканской свиты венда. Возраст гранитов на территории листа N-50-II составляет 732 млн лет (Rb-Sr изотопный метод [335, 72]). Sm-Nd изотопный анализ валовых проб гранитоидов бамбукойского комплекса из бассейна р. Уакит на соседней с запада территории показал 720 млн лет [73]. Принят позднерифейский возраст комплекса.

Бухточинский комплекс ($\gamma R_3, bh$) гранит-гранодиоритовый объединяет гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты, граниты, гранодиориты и кварцевые диориты линейных сводово-глыбовых поднятий Витимо-Урюмской и Пришилкинской СФЗ. Совместно с позднерифейскими метаморфическими комплексами гранитоиды являются продуктом развития крупных протяженных дислокационных структур (Джилинда-Могочинской межблоковой, Пришилкинской и Привитимской шовных, Нерчинской сдвиговой зон), разделяющих различные блоки допалеозойской коры. На картах предыдущего поколения палингенные гнейсовидные гранитоиды сводово-глыбовых поднятий отнесены в основном к докембрийским образованиям, что в большой степени условно, так как в геохронологическом плане они начали изучаться лишь в последнее время.

Получение геохронологических данных из гранитоидов поднятий выявило наличие нескольких однотипных синтетектонических и синметаморфических комплексов гранитоидов различного возраста [77]. Задача их возрастного расчленения решена лишь благодаря использованию методов изотопного датирования: валы имеют гетерогенное строение и сформированы в результате трехкратного высокого метаморфизма: рифейского, палеозойского и мезозойского [18, 137, 335, 62, 60, 61].

Гранитоиды бухточинского комплекса слагают нижний уровень протяженных гранито-гнейсовых валов (плутонов) северо-восточного простираения (Нерчинский, Пришилкинский, Амалат-Витимский), ограниченных глубинными разломами и осложненных автохтонными и аллохтонными массивами гранитоидов раннепалеозойских крестовного и олекминского комплексов, массивами реоморфических гранитов средне-позднекарбонатового витимканского и метасоматических гранитов средне-позднеюрского унгургученского комплексов. Наиболее представительные массивы комплекса — Олонгринский (Верхнедавендинский), Пришилкинский, Иендин-

ский (Бугарихтинский [219]), Шапкинский, Нерчинский, Амалат-Витимский находятся в зоне положительных значений аномального магнитного поля и повышенного поля силы тяжести.

Гнейсовидное строение массивов обусловлено формированием их в условиях сжатия, тектонизацией пород (в краевых частях), в меньшей мере — реликтивными структурами замещаемого субстрата. Контакты массивов с метаморфическими комплексами инъекционные, в меньшей степени интрузивные, резкие. Часто они сопровождаются ореолом инъекционных гнейсов и мигматитов.

Характерные признаки пород — чрезвычайная неравномерность зернистости, смена текстурных особенностей, отмечаются метасоматическое развитие порфириобласт микроклина (в Пришилкинском массиве в ассоциации с альбитом). Обычны переходы от гнейсовидных разновидностей к массивным.

Состав пород непостоянен. Среди породообразующих минералов отмечаются плагиоклаз (№ 20—30) и калиевый полевой шпат, составляющие не менее 60—80 % породы и находящиеся в различных соотношениях — от почти равных количеств до резкого преобладания то одного, то другого минерала. Кварц (15—35 %) присутствует в виде обособленных протяженных полосок и отдельных гнезд, содержание биотита 2—20 %, роговой обманки — 2—15 %. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон, пирит. В Пришилкинском массиве отмечается [89] монацит, в Шапкинском — ильменит, ортит [211]. Структура в большинстве гетеробластовая, гипидиоморфнозернистая, катакластическая, порфириобластовая. Текстура массивная, гнейсовидная, трахитоидная. Характерны порфириобласты калишпата величиной до 8 см (Амалат-Витимский массив [34]).

Гранитоиды нормальные и умереннощелочные с калиево-натриевым типом щелочности. Геохимическая специализация отдельных более изученных массивов (Иендинский) — Ве, Pb, Cu в сочетании с Ti, Zr, Sr.

Особенности химического состава пород и содержания Ba, Sr, Rb в гранитах, а также поведение при магматической дифференциации отношений K/Rb, Ba/Rb, Ba/Sr, Rb/Sr позволяет отнести граниты комплекса к редкометалльному геохимическому типу [219]. Высокие значения Rb/Sr — геохимических индикаторов мантийной природы вещества, позволяют считать, что исходные расплавы имели коровое происхождение. Причем, магматическая дифференциация коровых расплавов сопровождалась интенсивным возрастанием кислотности в условиях нормальной щелочнометалльности.

Pb-Pb датирование методом ТИЭ по цирконам получен возраст лейкократовых гранитов междуречья Черный Урюм—Могоча (Олонгринский или Верхнедавдинский массив [219]) — 780—100 млн лет; гранитов биотитовых гнейсовидных водораздела рек Тунгир—Бол. Амазар—Черный Урюм (Иендинский или Бугарихтинский массив [31]) — 660 ± 20 млн лет.

Косвенно о возрасте термальных и метасоматических событий в Пришилкинской зоне смятия можно судить по данным изотопного датирования в восточной ее части древнейших (архейских) гранито-гнейсов. Так, в междуречье Амазар—Могоча, р. Олонгро — древнейшие гнейсо-граниты, ассоциирующие с архейскими метаморфическими породами Могочинской

глыбы, реагировали на термальные и метасоматические события как в протерозое, так и в рифее (Pb-Pb изохрона — 735,150 млн лет; U-Pb изохрона — 700 млн лет [80]). Близкий возраст (U-Pb изохрона — 780 млн лет) имеют биотитовые роговики, развитые в гранулитовых гнейсах и сланцах на контакте с гранитами Иендинского массива [219].

Древнейшие гранито-гнейсы Урюмского выхода, междуречья Могочи и верховьев р. Амазар обнаружили также хорошую сохранность Th-Pb системы — угловой коэффициент этой прямой соответствует возрасту 700,80 млн лет [80].

Позднерифейский возраст гнейсо-гранитов Привитимской шовной зоны в бассейне рек Амалата и Байсы установлен двумя методами [335]: Sm-Nd модельный возраст 1,2–1,3 млрд лет; в результате U-Pb анализа цирконов определен возраст гнейсо-гранитов 790 ± 6 млн лет. В нижнем течении Бол. Амалата (проба отобрана ниже устья р. Тананды в скальном обнажении Бол. Амалата) гнейсо-граниты имеют Sm-Nd модельный возраст 1,0–1,2 млрд лет.

Многие признаки свидетельствуют о том, что рифейские гранитоиды зародились в глубинных частях земной коры преимущественно в условиях ультраметаморфизма и в процессе формирования выдвигались в верхние части коры в вязком состоянии в пределах определенных протяженных дислокационных зон.

РИФЕЙСКИЕ(?) ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Серпентинитовые протрузии в шовных структурах, разделяющих разнорядковые блоки земной коры с различной историей геологического развития, отнесены к ургунинскому и муйшинскому комплексам условно рифейского возраста.

Серпентиниты **ургунинского комплекса** ($\text{U}^{\text{R}}?$), распространенные в петротипической местности — по обоим берегам р. Шилка в районе устья р. Ургуна, в нижнем течении р. Чача и по р. Куренга, залегают конформно с окружающими сланцами и тектоническими меланжами среднепалеозойского агинско-борщовочного комплекса и другими образованиями в зоне Монголо-Охотского разлома (Пришилкинское звено). Общая протяженность гипербазитового пояса около 75 км. Серпентиниты образуют несколько десятков протрузивных тел с тектоническими ограничениями линзовидной и пластиновидной формы мощностью от первых метров до 1,8 км и длиной от первых десятков метров до 12 км. Породы повсеместно обнаруживают следы динамометаморфизма: зеркала скольжения, трещиноватость [301]. В магнитном поле серпентиниты выражаются положительными аномалиями, обусловленными обильным содержанием тонкодисперсного магнетита в породах.

Текстура серпентинитов массивная, брекчиевидная, сланцеватая, полосчатая; структура спутанно-волокнистая, петельчатая, нематобластовая, сноповая, фибро-бластовая, радиально-лучистая. Серпентиниты сложены серпентином (хризотилом, антигоритом, серпофитом), содержащим реликты пироксенов и оливина, магнетитом и карбонатным веществом, в незна-

чительных количествах присутствуют тремолит, хлорит, тальк, тонковолокнистый амфибол. В весовых количествах в серпентинитах на устье пади Берея, правого притока р. Куренга установлены следующие акцессорные минералы: магнетит, пирит, ильменит, сфен, лимонит [301]. Тонкодисперсный магнетит равномерно распределен по объему породы, кроме того, он образует прерывистые жилки и скопления.

Нормативный пересчет апогарцбургитовых серпентинитов показал содержания (%): оливин — 60–70, гиперстен — 26–34, акцессорные минералы и полевые шпаты — не более 5–6,5, клинопироксен отсутствует; пересчет аполерцолитовых серпентинитов (%): оливин — 58–72, гиперстен — 17–29, анортит — 5,5–10, нормативный диопсид — 0,1–3,5 [41].

По химическому составу серпентиниты соответствуют гарцбургитам и лерцолитам. Апогарцбургитовые серпентиниты характеризуются низкими концентрациями TiO_2 , Al_2O_3 , CaO и щелочей, отношение MgO/SiO_2 колеблется от 0,9 до 1. Аполерцолитовые серпентиниты отличаются низкими концентрациями MgO и отношениями MgO/SiO_2 при более высоких содержаниях Al_2O_3 и CaO. Содержания литофильных микрокомпонентов (за исключением Sr) крайне низкие, ниже пределов чувствительности методов [41]. По данным литохимического опробования по вторичным ореолам, серпентиниты выделяются ореолами Ni и Cr (0,1–0,3 %) [301]. Серпентиниты прорываются дайками гранодиоритов средне-позднеюрского шахтаминского комплекса. Возраст серпентинитов условно рифейский.

Серпентиниты **муйшинского комплекса** ($v\sigma^1R?m\mathcal{E}$) формируют в бассейне р. Нилхися, правого притока р. Витим линзо- и пластообразные тела мощностью 80–250 м и протяженностью до 2 км в крутопадающей зоне милонитов северо-западного простирания. Структура серпентинитов фибролитовая, поперечно-волокнистая, петельчатая. Они сложены серпентином с редкими прожилками волокнистого асбеста с длиной волокон 2–3 мм, редко 12 мм.

Возраст серпентинитов условно рифейский.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннепалеозойские интрузии представлены габбровым и габбро-норитовыми бирамьинским, атарханским и кручининским комплексами и диорит-гранодиорит-гранитовыми крестовским, олекминским, джидинским и малханским комплексами. В отличие от рифейских, данные гранитоиды имеют магматическую природу, по механизму формирования являются как автохтонными с признаками магматического замещения (преимущественно крестовский и джидинский комплексы), так и аллохтонными (олекминский и малханский комплексы).

Основные породы габброидного **бирамьинского комплекса** (vPZ_1b) формируют изометричные и вытянутые в северо-восточном, субширотном и северо-западном направлениях трещинные массивы в долине р. Бамбуйка от устья р. Амнунна до р. Витим в Байкало-Витимской складчатой системе. Они сложены габбро, габбродиоритами, редко пироксенитами. Площади выходов изменяются от первых сотен квадратных метров до 8 км².

Массивы габбро выражены аномалиями положительного знака в аэромагнитном и гравитационном полях (Сэндаконский, Бамбуйский массивы и др.).

Внутреннее строение тел габбро, как правило, зональное. Центральные части сложены крупнозернистыми габбро, периферические — мелко-среднезернистыми разностями. Текстура пород массивная, структура габбровая, габбро-офитовая, офитовая, последние более свойственны породам краевой фации. Минеральный состав (%): лабрадор (№ 50–53) — 20–40, клинопироксен — 10, роговая обманка по пироксену — 15–40; вторичные минералы: актинолит — до 20, эпидот — до 5, серицит — до 5, соссюрит — 5–10, биотит — 20. В весовых количествах установлены следующие акцессорные минералы: рутил, ильменит, пирит, флюорит, пирротин, магнетит, в знаках: апатит, циркон, радиоактивный циркон, сфен, халькопирит [72].

Габброиды прорывают отложения вендской аматканской, венд-кембрийских аиктинской и золотовской свит, а сами пересекаются гранитами позднекарбонатового витимканского комплекса. В экзоконтактах в карбонатных породах развиты ореолы актинолитизации и хлоритизации мощностью до 5 м. Принят раннепалеозойский возраст бирамьинского комплекса.

Агарханский комплекс (vPZ_1a) габбро-норитовый распространен в Ципикано-Усойской СФПЗ в долинах рек Ципа и Бойме [116]. В составе комплекса выделяются габбро, габбронориты, нориты, габбродиориты, диориты, образующие преимущественно ксенолиты площадью от 6 до 50 км² среди гранитов позднекарбонатового витимканского комплекса. Строение некоторых выходов зональное, в центральных частях развиты габбронориты и нориты, сменяющиеся к периферии габбродиоритами и диоритами.

Текстура основных пород массивная, иногда полосчатая, структура габбровая, келифитовая. Состав норитов (%): лабрадор — 45–70, гиперстен — 20–40, оливин — 5, ильменит — 5–15, амфибол, биотит; акцессорные минералы — апатит, шпинель. Габбро сложены теми же минералами, что и нориты, отличаясь от последних присутствием клинопироксена (25 %) вместо гиперстена. Габбронориты характеризуются наличием как клинопироксена, так и гиперстена. Вторичные изменения в основных породах выражаются в замещении пироксенов тальком, амфиболом, эпидотом, рудным минералом, плагиоклазы подвержены альбитизации и соссюритизации. По химическому составу нориты относятся к насыщенным кремнеземом и бедным щелочами породам.

Текстура диоритов и габбродиоритов массивная, неотчетливо гнейсовидная, структура гипидиоморфнозернистая. По преобладанию тех или иных темноцветных компонентов среди них выделяются биотитовые, роговообманково-биотитовые, роговообманковые разности. Состав пород этой группы (%): плагиоклаз — 60–70, биотит — 10–25, роговая обманка — 15–25, клинопироксен (в габбродиоритах), акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит. С габброидами комплекса связаны рудопроявления титаномагнетита [116].

Интрузивные контакты габбродиоритов комплекса с карбонатно-терригенными отложениями ниже-среднекембрийской якшинской свиты установлены в приустьевой части р. Бойме. Верхний возрастной предел ограничен поздним карбоном. Определение абсолютного возраста Ag мето-

дом по роговой обманке показало 609,25 млн лет [116]. Принят раннепалеозойский возраст комплекса.

Кручининский комплекс (vPZ_1k), выделенный Н.И. Тихомировым [57], представлен основными, в меньшей степени ультраосновными породами, образующими расслоенные массивы пластинообразной формы с тектоническими ограничениями площадью до 50 км². Массивы находятся в области сочленения Селенгино-Яблоновой складчатой системы и Монголо-Забайкальской складчатой области, в Монголо-Охотском шве (Колушагинский, Арединский, Кумакинская и Хилинская группы массивов) или в зонах разрывных нарушений более высокого порядка в пределах южной части Селенгино-Яблоновой СС (Зудырский, Вершино-Дарасунский, Киинский, Кручининская и Зинкуйская группы массивов и др.). Габброиды кручининского комплекса выделяются в гравитационном поле аномалиями положительного знака в контурах обширного гравитационного максимума в южной части Селенгино-Яблоновой СС, в аэромагнитном поле им также свойственны положительные аномалии.

Петротип кручининского комплекса – Ангашанский габбро-анортозитовый массив расположен на правом берегу р. Кручина, в районе пос. Лиственная Горка–падь Ангашан, в 100 км к северо-востоку от г. Чита. К массиву приурочено Кручининское месторождение апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд, разведанное в конце 1950-х годов [215]. Массив (2,7 × 1 км) мощностью 200–350 м ориентирован в широтном направлении. В массиве проявлена стратификация, обусловленная чередованием зон габбро, оливиновых габбро, рудного полосчатого габбро, рудных пироксенитов и перидотитов. Рудные полосчатые габбро и рудные пироксениты образуют пластообразные залежи в основании разреза габбро-пироксенитовой части массива. Мощность руднопироксенитовых залежей 120–150 м, протяженность от 1 до 1,5 км. Оливиновые габбро сменяют рудные пироксениты вверх по разрезу, формируя в обычных среднезернистых габбро линзы и пропластки мощностью до нескольких десятков метров. Анортозиты подстилают породы рудоносного комплекса на глубине. Структура массива моноклиальная с падением к север-северо-востоку под углами 20–35°, осложненная пологими поперечными складками.

В разрезе Колушагинского массива снизу вверх сменяются меланократовые трахитоидные габбро, габбро с линзами перидотитов (верлитов), габбро и габбронориты, анортозиты. Мощность отдельных макрослоев от первых метров до первых десятков метров, общая мощность – до 2 км. В Киинском массиве выявлено следующее крупномасштабное расслоение: нижняя габбровая зона, центральная – перидотитовая и верхняя – также габбровая [348]. В каждой зоне отмечается слоистость более высокого порядка. Чередуются мелано-, мезо- и лейкократовые (анортозиты) слои мощностью 0,5–2 см как с резкими, так и с постепенными контактами.

В Арединском [310] и Нижне-Хилинском массивах установлены ксенолиты мелкозернистых роговиков по сложнодислоцированным слоистым породам, возрастная принадлежность которых не определена.

Габбро Ангашанского массива обладают массивной, линейнопараллельной, тонкополосчатой, трахитоидной текстурой, согласно с которой в породах развивается пластовая трещиноватость [215]; структура пород габбровая,

аллотриоморфнозернистая, сидеронитовая с элементами пойкилитовой, порфиroidная. Габбро сложены (%): плагиоклазом — 40–60, диаллагом — 40–60, ильменитом и титаномагнетитом — до 3, анортозиты этого массива состоят из андезина—лабрадора № 43–53 (90–95 %), уралитизированного клинопироксена (5–10 %) и единичных зерен серпентинизированного оливина [215, 251]. Рудные пироксениты содержат (%) нерудные минералы (авгит, оливин, амфибол, хлорит, эпидот) — 40, полевой шпат — 13, ильменит — до 10, апатит — до 8, титаномагнетит — до 28, поздний кварц — 1, примесь гематита, шпинели [215]. Кроме рудных, минералогическим анализом в мафитах Ангашанского массива установлены весовые содержания следующих аксессуарных минералов: сфена, циркона, ортита, в знаках определены рутил, лейкоксен, касситерит, флюорит, пирит, лимонит, арсенопирит [251].

По химическому составу породы соответствуют габбро, габброноритам, перидотитам (лерцолитам и верлитам), анортозитам и клинопироксенитам. Содержания элементов-примесей в габброидах Арединского массива и Кумакинской группы выходов близки к кларкам основных пород, повышенные значения отмечаются для W, Bi, Co, Be и B [310]. Колушагинский массив сопровождается геохимическим ореолом Ti — до 1 % [270].

Массивы кручининского комплекса залегают среди динамометаморфических образований среднепалеозойского и позднерифейского возраста, тектонизированных гранитоидов раннепротерозойского позднестанового комплекса, бластокатаклизитов по гранитам раннепалеозойского олекминского комплекса. Верхняя возрастная граница обусловлена прорыванием габброидов Зудьрского и Ангашанского массивов соответственно гранитами позднепермского амананского и раннетриасового нерчуганского комплексов.

Абсолютный возраст габбро Колушагинского массива, определенный $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ методом по циркону во ВСЕГЕИ в 2004 г., равен $186,5 \pm 1,9$ млн лет, возраст габбродиорита из массива по левобережью Нерчи (Кумакинская группа выходов) составил $405 \pm 4,4$ млн лет. Результаты не коррелируются ни между собой, ни с существующими данными о возрасте кручининского комплекса. Возраст кручининского комплекса принимается раннепалеозойским.

Крестовский комплекс ($\gamma\text{Z}_1\text{kr}$) гранодиоритовый объединяет гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты и тоналиты. Петротипический *Крестовский массив* расположен вблизи восточной рамки листа, приурочен к внешней зоне распространения рифейских гранитоидов бухточинского комплекса в Пришилкинской зоне смятия. Массив имеет контакты с рифейскими образованиями (алхеинская толща, гранитоиды бухточинского комплекса) и габброидами кручининского комплекса, породы массива прорываются раннепалеозойскими гранитоидами олекминского комплекса.

В плане массив образует овал, вытянутый вдоль зоны Монголо-Охотского разлома. Характеризуется воронкообразной формой, обусловленной крутым погружением контактов к центру массива. Массив отличается правильным концентрически-зональным строением, выражающимся в последовательной смене (от периферии к центру) гнейсовидных диоритов и кварцевых диоритов массивными гранодиоритами. Контакты с вмещающими породами как резкие, так и инъекционные мигматитоподобные. В периферических частях массива наблюдается обилие ксенолитов вмещающих пород.

Наиболее распространенные гранодиориты биотитовые среднезернистые имеют состав (%): плагиоклаз (№ 25–35) — 30–40, калишпат — 20–40, кварц — 20–25, биотит — 5–15, роговая обманка зеленая — до 10. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, циркон, реже ильменит, титаномагнетит. Породы относятся к нормальному и субщелочному рядам с натриевым типом щелочности, характерна весьма высокая глиноземистость $al = 2,61–5,94$.

Чернинский массив синтетектонических гранитоидов также залегает в дислокационных образованиях Пришилкинской зоны. Он приурочен к флексуобразному изгибу в зоне (вдоль р. Черная) и ограничен разломами — Урюм-Итыкендинским и Ундургинским. Форма массива плитообразная с куполовидными обособлениями второго порядка.

Типичны кварцевые диориты, реже кварцсодержащие, гранодиориты, трондьемиты, реже плагиограниты, граниты. Характерна изменчивость минерального состава. Породы отчетливо гнейсовидные. Несмотря на значительный тектонобластез, устанавливаются реликтовые магматические (гипидиоморфнозернистые, призматическизернистые) структуры. Гнейсовидность и полосчатость обусловлена в большей степени тектоническими факторами (рассланцеванием, бластезом), чем унаследованностью структур от исходных замещаемых метаморфических пород. Гранитоиды нормального, реже умереннощелочного ряда, закисное железо преобладает над окисным, высокоглиноземистые.

Гранитоиды комплекса сформированы по типу магматического замещения. Возраст гранодиоритов Крестовского массива 542 ± 150 млн лет (Rb-Sr изотопный метод [61]).

Джидинский комплекс ($\gamma\delta PZ_1 d_1$) гранодиоритов и кварцевых диоритов образует блоки до 150 км² в отрогах Черского хребта в бассейне рек Кручина и Никишиха в Хилок-Витимской зоне. Для комплекса характерны интенсивные положительные гравитационные и магнитные аномалии. Комплекс имеет двухфазовое строение [322], на площади работ представлена лишь первая фаза.

Гранодиориты — неравномернозернистые породы, полосчатой, волнисто-сланцеватой и гнейсовидной текстуры, реже массивные. Они состоят (%) из плагиоклаза (30), калишпата (до 20), кварца (до 20), биотита (до 20), амфибола (10). В отдельных разностях преобладает плагиоклаз (до 70), иногда амфибол (до 40). Повсеместно среди олигоклаза отмечаются реликты основного плагиоклаза (анортита, андезина). Акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, апатит, торит.

Принят раннепалеозойский возраст комплекса.

Олекминский комплекс ($\gamma PZ_1 o$) гранитовый является одним из крупнейших магматических комплексов на изученной территории. Наиболее представительный петротипический *Верхнеолекминский плутон* находится в верховье р. Олека в Витимо-Урюмской СФЗ. Ареал-плутон площадью до 10 500 км² является батолитом, вытянутым в северо-восточном направлении, и вмещает массивы поздних образований. Временные рамки плутона определяются по наличию крупных ороговикованных ксенолитов метаосадочных отложений тыпинской свиты венда, по активным контактам с габбро кручининского комплекса и гранодиоритами крестовского комплек-

са, а также по прорыванию пород массива позднепермскими гранитоидами амананского комплекса.

Экзоконтактовые изменения с вмещающей тыпинской свитой — тонкопелосчатые, сланцеватые роговиковые микросланцы, кварц-биотит-хлоритовые и биотит-плагиоклазовые роговики; с ранними диоритоидами — мигматиты полосчатой текстуры в узкой (десятки метров) полосе, калишпатизация, кварц-калишпатовый метасоматоз [283].

Среди пород плутона преобладают граниты биотитовые, амфибол-биотитовые порфиroidные массивные. Гнейсовидные и трахитоидные разновидности отмечены лишь в эндоконтактах. Характерным признаком гранитов комплекса является наличие вкрапленников микроклина (10–20 %). Основная масса среднезернистая, состав (%): плагиоклаз (№ 20–23) — 20–45, микроклин — 20–25, кварц — 30–40, биотит — 5–10. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, циркон, апатит. Граниты относятся к нормальному, реже умереннощелочному ряду, с калиево-натриевым типом щелочности и преобладанием закисного железа над окисным; весьма высокоглиноземистые [283].

В Пришилкинской зоне гранитоиды олекминского комплекса слагают ряд массивов, часть которых (Береинский, Маркетинско-Береинский) датированы изохронными методами. Гранитоиды *Береинского массива* опробованы В. Н. Семеновым к северу от г. Сретенск, по пади Берея (Rb-Sr метод, Г.П. Сандиминова [23]). Получены изохроны 438 ± 39 и 353 ± 5 млн лет. Позднее [61] расчет изохрон по данным пробам уточнен: 475 ± 36 и $329,5 \pm 5,3$ млн лет. Последняя изохрона отражает каменноугольный этап гранитообразования, выраженный на современном срезе дайками аплитовидных лейкогранитов и аплитов, а также калишпатовым порфиробластезом.

Маркетинско-Береинский массив в междуречье Маркеты и Береи, притоков р. Ульдурга, имеет зональное строение: периферийные фации сложены гранодиоритами, центральные — гранитами. В эндоконтактовой части развиты гибридные диориты с ксенолитами вмещающих габбро и амфиболитов протерозоя. Из эндоконтактовой оторочки массива анализированы Rb-Sr методом минералы кварцевого диорита [61]. Получен возраст $431 \pm 2,6$ млн лет. Возраст крупнозернистого гранодиорита $290,75 \pm 1,86$ млн лет, возможно, отражает время внедрения позднепермских амананских гранитов, широко распространенных в приконтактовых зонах.

Малханский комплекс ($\gamma PZ, m$) гранитов и лейкогранитов, являющийся аналогом олекминского комплекса, распространен в междуречье Чита—Кручина в Хилок-Витимской зоне.

Граниты — биотитовые и роговообманково-биотитовые массивные породы, зачастую с параллельной текстурой. Структура пород порфиробластовая, гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая с элементами катакластической, лепидогранобластовой. Минеральный состав (%): плагиоклаз — олигоклаз, иногда с реликтами андезина (40), калишпат (25), кварц (30), биотит (5), роговая обманка (1). Акцессорные минералы: сфен, магнетит, циркон, апатит, пирит.

Для малханских гранитоидов известно, что они находятся в гальке конгломератов нижне-среднекаменноугольной гутайской свиты и перекрыты отложениями ортинской свиты средне-позднекаменноугольного возраста.

ОРДОВИК-СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Итактский комплекс габбро-пироксенит-сиенитовый представлен в Уакитской СФПЗ в междуречье Бамбуйки и Амнунны Амнуннинским массивом сиенитов и нефелиновых сиенитов ($\xi\text{O}-\text{Si}$) площадью около 3,5 км². Сиениты развиты в юго-восточной, нефелиновые сиениты – в северо-западной половине массива, в незначительных количествах встречаются шонкиниты.

Средне- и крупнозернистые биотитовые, гранатовые и лейкократовые сиениты обладают массивной и трахитоидной текстурой, призматически-зернистой структурой. Их состав (%): микроклин-пертит – 60–70, олигоклаз – до 20, биотит – до 10, гранат (в гранатовых сиенитах) – до 15–20, роговая обманка, в эндоконтактных частях встречаются эгирин-авгит и карбонат; акцессорные минералы: апатит, циркон, радиоактивный циркон, флюорит, монацит, пирит, ильменит, галенит, магнетит, сфен. По химическому составу сиениты близки к нормативному щелочному сиениту. Среди нефелиновых сиенитов по минеральному составу различаются миаскиты (80 % всех нефелиновых разновидностей), эгириновые фойяиты, канкринитовые сиениты. Миаскиты сложены (%): микроклином – 40–45, канкринитизированным нефелином – 33–35, плагиоклазом (№ 8–12) – 15–20, биотитом – 7–10; акцессорные минералы нефелиновых сиенитов – радиоактивный циркон, сфен, магнетит, ортит, флюорит, монацит, циркон, галенит, пирит. По химическому составу нефелиновые сиениты близки к нормативному нефелиновому сиениту, они богаты щелочами, глиноземом и известью [72].

Сиениты прорывают отложения венд-нижнекембрийской золотовской и нижнекембрийской аиктинской свит в среднепалеозойском среднебамбуйском меланже. Rb-Sr изохронный возраст комплекса равен 394 млн лет. Возраст комплекса ордовик-силурийский.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среднепалеозойские образования представлены динамометаморфическим агинско-борщовочным комплексом в Монголо-Охотской складчатой системе.

Динамометаморфические образования **агинско-борщовочного комплекса** (dmPZ_2ab) развиты в зоне сочленения Саяно-Байкальской и Монголо-Забайкальской складчатых областей и в структурах более высокого порядка в пределах Монголо-Забайкальской складчатой области [139]. Впервые описываемые тектониты на лево- и правобережье р. Шилка, в районе г. Сретенск, были выделены в 1940-х годах [126].

Протяженность отдельных полосо- и линзовидных пакетов тектонитов – до 30 км, ширина – от первых сотен метров до 1–10 км, общая площадь – не менее 400 км². В состав комплекса включены динамометаморфические сланцы кварц-серицитовые, графит-кварц-серицитовые (филлониты), сланцы альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые (зеленые сланцы) и тектонические меланжи. Пакеты тектонитов с раздувами и пере-

жимами незакономерно перемежаются с блоками неизменных или слабо-измененных кристаллических пород. Филлониты содержат сложно ветвящиеся тела пластообразной формы мощностью первые метры зеленокаменных пород (эпидот-хлоритовых сланцев) [310]. По пади Алеурская, притоку р. Кузэнга тектониты обнаруживают сопряженные изоклинальные складки с острыми замками, заполняющие весь объем пород.

Меланжи в среднем течении р. Куренга представляют собой хаотические нагромождения линзовидных глыб катаклазитов и милонитов по гранитам и гнейсам, измененных амфиболитов, габбро и диоритов, кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов в переменном по объему тонкосланцеватом филлонитовом матриксе. Размер глыб – от первых десятков сантиметров до первых сотен метров [333].

Сланцы обладают тонкой линзовидно-полосчатой сланцеватой текстурой и бластомилонитовой, бластокатакластической, лепидогранобластовой, гранонематобластовой, порфирокластовой структурой. Катакласты, сложенные кварцем, реже плагиоклазом, составляют 5–10 % объема пород и подвержены грануляции, сплющиванию и будинированию [310].

Минеральные ассоциации тектонобластитов отвечают кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. В состав ассоциаций не включаются реликтовые минералы, слагающие порфирокласты, а также новообразованные порфиробласты (биотит, гранат, турмалин, отчасти актинолит), сформировавшиеся в зоне экзоконтактового воздействия позднеюрских интрузий. Химические составы зеленых сланцев соответствуют габбро натриевой серии. По сравнению с кларками в основных породах, в зеленых сланцах понижены концентрации Ni, Ge, Cr, Nb и повышены содержания Be и V; филлониты, по сравнению с кларками в кислых породах, обнаруживают пониженные концентрации Sr, Ge, Ce и высокие концентрации Ni, Be, As и Cr [333].

Динамометаморфические образования агинско-борщовочного комплекса сформировались в процессе регрессивного дислокационного метаморфизма зеленосланцевой фации раннепротерозойских и раннепалеозойских плутонических и метаморфических пород в зоне Монголо-Охотского шва и оперяющих разрывных нарушениях. Обломки тектонобластитов устанавливаются в базальных конгломератах нижнемеловой тургинской свиты [310].

Среднепалеозойский возраст формирования агинско-борщовочного комплекса определен южнее, на листах М-50-II и М-50-III [139].

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

В составе средне-позднекаменноугольных интрузий рассматриваются витимканский и ингамакитский комплексы.

Гранитоидный **витимканский комплекс** представлен в Байкало-Витимской складчатой системе массивами площадью от 100 до 400 км² (Горбылокский, Вековьинский, Бамбукойский и др.), разделенными выходами более древних вмещающих пород докембрийского и раннепалеозойского возраста. Массивы гранитоидов на глубине, по всей вероятности, соединяются в один батолит (Ангаро-Витимский), распространяющийся на запад

до оз. Байкал. Области развития гранитоидов комплекса соответствует обширный гравитационный минимум первого порядка. В составе комплекса выделяются три фазы.

Первая фаза ($\gamma C_{2-3}v_1$) представлена средне- и крупнозернистыми, разномасштабными гранитами и гранодиоритами биотитовыми и амфибол-биотитовыми порфировидными, массивной или гнейсовидной текстуры. Реже встречаются мелкозернистые гранодиориты и граносиениты, а также гигантопорфировидные разности, тяготеющие к эндоконтактам. Контакты с вмещающими породами как резкие, так и расплывчатые, сложноизрезанные с многочисленными заливами, отмечается большое количество мелких ксенолитов. Контактные поверхности, как правило, погружаются в сторону вмещающих образований [72]. Минеральный состав гранитоидов первой фазы варьирует в широких пределах; они сложены (%) плагиоклазом (до 40), микроклином (до 30), кварцем (до 35), биотитом (до 10) и роговой обманкой (до 15); акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, ильменитом, вторичные – альбитом, серицитом, эпидотом, цоизитом и хлоритом.

Вторая фаза ($\gamma C_{2-3}v_2$) объединяет мелко-, мелко-среднезернистые граниты лейкократовые и биотитовые, слагающие штокообразные тела площадью до 5 км². Контакты гранитов с вмещающими образованиями резкие, извилистые в плане, с многочисленными апофизами. Нередко в гранитах отмечаются жилы гранит-порфиров, аплитов, пегматитов, в том числе слюдоносных, и кварца. Вторичные изменения во вмещающих породах выражены пропицитизацией, фельдшпатизацией и скарнированием. Текстура гранитов в основном массивная, структура гранитовая, гипидиоморфнозернистая. Они состоят (%) из плагиоклаза (до 35), калишпата (до 50), кварца (до 45) и биотита (до 3). Акцессорные минералы – монацит, циркон, ортит, апатит, сфен, рутил, ильменит, титаномагнетит, магнетит.

К третьей фазе ($1\gamma C_{2-3}v_3$) отнесены лейкограниты бывшего деминского комплекса [72], образующие тела площадью до 70 км² в междуречье Голюбе–Пашков Ключ (наиболее крупный – Дагалдыганский массив) и в бассейне р. Амнунна Ципинская (Чулдымский массив). Массивы выделяются по U, Th и общему каналу АГСМ-съемки и специфическими гидротермально-метасоматическими новообразованиями, связанными с амазонитизацией, альбитизацией, мусковитизацией и флюоритизацией пород.

Дагалдыганский массив сложен мелкозернистыми субшелочными лейкократовыми гранитами. К апикальной части и экзоконтактам массива тяготеют жилы простых керамических и амазонитовых пегматитов северо-восточного простирания мощностью до 0,5 м и протяженностью до 30 м. Экзоконтактные изменения выражаются в тремолитизации, хлоритизации и окварцевании вмещающих пород. Ширина зоны измененных пород, в зависимости от крутизны падения контакта, составляет от первых метров до десятков метров. Лейкограниты обладают массивной текстурой, гипидиоморфнозернистой и гранитовой структурой. Состав (%): калишпат – 35–60, альбит–олигоклаз – 5–10, кварц – 25–40, биотит – до 5, мусковит; акцессорные минералы – флюорит, монацит, циркон, сфен, рутил, ортит, апатит, торит, берилл, турмалин, шеелит, колумбит, фергюсонит, циннвальдит, халькопирит, галенит, сфалерит. По химическому составу граниты со-

ответствуют субщелочному ряду, характеризуются низким содержанием фемических компонентов, небольшим преобладанием Na над K, насыщены глиноземом.

В юго-западной части Дагалдыганского массива установлена повышенная концентрация ториевых и тантало-ниобиевых минералов, радиоактивного циркона и ортита [72]. С массивом совпадает ореол рассеяния Ta и Nb с содержаниями 0,001–0,03 %. С породами парагенетически связаны редкометалльная (Ta, Nb) минерализация и апокарбонатные нефритоносные скарны, возможны проявления Be и Li.

Гранитоиды первых двух фаз витимканского комплекса по химическому составу соответствуют нормальным гранитам, слабо пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами. Характерна общая высокая железистость, повышенные содержания Co, Y и Mo. Вторая фаза комплекса является рудогенерирующей для золото-кварцевого и молибденового оруденения.

Нижняя возрастная граница гранитоидов ограничена прорыванием ими верхнедевонских отложений чулегминской свиты. Изотопный возраст гранитоидов витимканского комплекса в Байкало-Витимской складчатой системе варьирует от 274,27 до 327,36 млн лет (Rb-Sr метод [73]). Возраст гранитов Чулымского массива 280 млн лет (Sm-Nd метод [335]), что соответствует среднему–позднему карбону.

В последнее время позднепалеозойский этап магматизма подтвержден восточнее, в Селенгино-Яблоновой складчатой системе [60]. Опорным массивом комплекса здесь является *Жарчинский массив*, расположенный в бассейнах р. Жарча, притока р. Ульдурга. Ранее породы массива относились к олекминскому комплексу. В его составе преобладают лейкократовые граниты, менее распространены биотитовые граниты. Граниты относятся к калиево-натриевой серии умереннощелочного ряда. По сравнению с гранитоидами близрасположенного Маркетино-Береинского массива олекминского комплекса жарчинские граниты в 2–5 раз обогащены Rb, Th, U, Nb, Zr, Y и PЗЭ и резко (в 2–3 раза) обеднены Sr [60].

Для Жарчинского массива по гранитам лейкократовым получена Rb-Sr изохрона 343 ± 8 млн лет, по гранит-аплитам – 318 ± 8 млн лет [60].

Ингамакитский комплекс в Каларской СПФЗ включает габбро, габбро-диориты и диориты первой фазы ($\nu C_{2-3}i_1$) и граниты, сиениты, кварцевые сиениты и монцодиориты второй и третьей объединенных фаз ($\gamma C_{2-3}i_2$). Дайковая серия комплекса представлена мелкозернистыми лейкогранитами, пегматитами, диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами и диабазами.

Габброиды первой фазы формируют в бассейне р. Сивагичи [177] штоки суммарной площадью около 230 км². В аэромагнитном поле крупные штоки (Сивагичинский, Кимачанский) выделяются положительными аномалиями.

Образования второй и третьей фаз распространены более широко, массивы этих пород занимают площадь более 600 км².

Гольцовый массив [177] расположен на хр. Янкан и сложен сиенитами, кварцевыми сиенитами и кварцевыми монцодиоритами 2-й фазы, развитыми по периферии массива, и биотитовыми и лейкократовыми гранитами 3-й фазы в центральной части [233]. Массив представляет собой плас-

тинообразное тело мощностью 1,5 км с пологим падением к юго-востоку. Контакты с вмещающими образованиями позднеархейского возраста четкие, интрузивные, сопровождающиеся мелкозернистыми, обогащенными фемическими минералами, оторочками мощностью десятки сантиметров. В породах эндоконтактных зон массива содержится значительное количество в различной степени переработанных ксенолитов древних габброидов и кристаллосланцев. Вмещающие габбро позднеархейского тепроканского комплекса интенсивно фельдшпатизированы.

Усмунский массив, расположенный по обоим берегам р. Усмун ниже устья р. Джемпурьен, включает породы всех трех фаз комплекса [233]. На контакте с вмещающими гранитоидами древнестанового комплекса в габбро первой фазы формируется зона закалки мощностью около 10 м. Массив приурочен к зоне аномального повышения аэромагнитного поля, имеющей северо-восточное простирание. В поле силы тяжести массив находится в зоне градиентно изменяющегося поля, проявляясь в последнем в виде деформаций с локальными максимумами около 3 мГал.

Мелко-среднезернистые габбро первой фазы характеризуются массивной, реже пятнистой текстурой и порфиоровидной, габбровой, пойкилофитовой, иногда с элементами сидеронитовой структурой. Вкрапленники, составляющие 10–15 % объема пород и достигающие по удлинению 2,5 см, сложены пироксеном. Состав габбро (%): плагиоклаз (№ 54–56) – 35–65, клинопироксен – 8–40, ортопироксен – 0–15, биотит – 3–8, роговая обманка – 0–25, рудный минерал – 1–10; установлены магнетит, ильменит, пирит, пирротин, монацит, циркон, ортит, молибденит, ураноторит, свинец металлический, уранинит [233].

Монцодиориты, сиениты и их кварцевые разности второй фазы обладают массивной, трахитоидной (Нектэканский массив) текстурой и средне-крупнозернистой порфиоровидной, гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой, микропегматитовой, иногда катакластической структурой. Монцодиориты содержат (%): микроклин – 10–30, плагиоклаз – 60–70, кварц – 0–5, роговую обманку – 0–10, биотит – 7–15, рудный – 1–5; в кварцевых монцодиоритах при том же содержании полевых шпатов и темноцветных минералов количество кварца достигает 20 %. Сиениты Гольцового массива включают (%): микроклин – 65–80, плагиоклаз – 15–30, кварц – 0–5, биотит – 5–10, роговую обманку – 0–5, в кварцевых разностях сиенитов содержание кварца повышается до 20 %; отмечены магнетит, пирит, пирротин, галенит, ильменит, молибденит, касситерит, сфен, анатаз, циркон, ортит, апатит, свинец, халькопирит, ковеллин, чевкинит [233]. Состав сиенитов Нектэканского массива (%): микроклин – 60–70, олигоклаз (№ 22–26) – 15–25, пироксен – 5–10, роговая обманка и биотит – 10–20, кварц – до 5; установлены весовые содержания магнетита, сфена, апатита и циркона, в знаках присутствуют ильменит, пирит, галенит, антимонит, ортит, арсенопирит, золото [250].

Граниты третьей фазы имеют массивную текстуру, порфиоровидную, гипидиоморфнозернистую с элементами пойкилитовой структуру. Их состав (%): микроклин – 25–40, плагиоклаз – 20–30, кварц – 30–45, биотит – 2–10, роговая обманка – до 5; акцессорные минералы – магнетит, молибденит, циркон, в том числе и радиоактивный, тантало-ниобаты урансодержащие, торит, пирохлор, ураноторит [233].

По химическому составу габбро первой фазы относятся к нормальному ряду, породы второй фазы — к субщелочному ряду, породы третьей фазы — к субщелочному и нормальному рядам. Средние содержания элементов-примесей в габбро близки к кларкам. Повышенные концентрации установлены для Co, Cu, V и P, при этом содержание фосфора превышает кларк в несколько раз, достигая 1 %. Пониженные содержания отмечены для Cr, Li и Nb. Массивы габброидов первой фазы выделяются геохимическими аномалиями по вторичным ореолам рассеяния Co, Cu и P. В породах второй фазы повышены концентрации Mo (до порядка) и Pb, такие элементы, как Ni, Cr, Li, Ge, P, Ga, Co, Nb, характеризуются пониженными содержаниями [233]. Содержания элементов-примесей в сиенитах второй фазы Нэктанского массива большей частью понижены, повышены концентрации Pb, Mo, Ba, Sc (до 2—2,5 кларков) [250]. В гранитах третьей фазы количества элементов примесей, по сравнению с кларками в кислых породах, также понижены, повышенные содержания (в 2 раза) отмечаются для Pb, Sn и Mo [233].

Нижняя возрастная граница комплекса установлена севернее листа N-50, где монциты прорывают нижнекембрийские отложения. Верхний возрастной рубеж определяется по прорыванию пород ингамакитского комплекса дайками раннетриасового(?) эймнахского комплекса. Радиологический возраст сиенитов Нэктанского массива, определенный K-Ar методом по плагиоклазу Ю. С. Шергиной в Отделе изотопной геологии ВСЕГЕИ, равен 277 ± 37 млн лет [250]. Возраст ингамакитского комплекса принимается средне-позднекарбовым.

ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии этой группы представлены раннепермским ундинским комплексом в Аргунской СФЗ, позднепермскими амананским — в Нюкжа-Олекминской СФЗ Западно-Становой СФЗ, Витимо-Урюмской и Пришилкинской СФЗ Селенгино-Яблоновой СС и бичурским — в Хилок-Витимской СФЗ Селенгино-Яблоновой СС.

Ундинский комплекс гранодиорит-гранитовый распространен в Монголо-Забайкальской складчатой области. Породы комплекса играют главную роль в строении Урюмканского поднятия, слагая крупный протяженный на северо-восток Орогочинский плутон. Плутон размещается в кембрийском синклинии, прорывая его терригенно-карбонатные породы.

Орогочинский плутон, представляющий собой пластинообразное тело мощностью 3,5 км, имеет зональное строение. В его составе выделяются диориты, габбро-диориты первой фазы (δP_{1u_1}), гранодиориты биотитовые порфириовидные второй фазы ($\gamma \delta P_{1u_2}$) (периферийные части массива, междуречье Урюмкана и Будюмкана) и граниты биотитовые и биотит-мусковитовые третьей фазы (γP_{1u_3}) (центральная часть). Гранитоиды массивной текстуры, магматического облика, равномернозернистого и порфириовидного строения. Особой однородностью характеризуются граниты третьей фазы. Гранодиориты второй фазы часто гнейсовидные с широко развитыми процессами ассимиляции и контаминации вмещающих

кембрийских метаморфических толщ. В приконтактной зоне установлены как роговики и скарны, так и инъекционные гнейсы и мигматиты.

Краевые части Орогочинского плутона тектонизированы, к ним, а также к осевой его части приурочены трещинные интрузии позднеюрских гранитов (кукульбейский комплекс). Северо-западная периферия его осложнена зоной динамометаморфизма (бассейн рек Кудикан), с приуроченными к ней жилами пегматитов и участками мусковитизированных, калишпатизированных пород. В радиополях такие участки обогащены К, Th, U, в них повышены содержания F, B, редких элементов, в том числе Sn. Обнаружены также не характерные для пород ундинского комплекса акцессорные минералы – монацит, гранат, флюорит, ксенотим. В пегматитах отмечается турмалин, гранат. Возможно, эти проявления отражают начало юрских эндогенных процессов.

Гранитоиды относятся к нормальному петрохимическому ряду, калиево-натриевого типу щелочности, весьма высокоглиноземистые. В гранодиоритах отмечены вышекларковые содержания Zn, Pb, Sb, Ge, Sn, в гранитах – Mo, Ag, B; пегматиты обогащены Li, Mo, Ag, B, Sn.

Гранитоиды прорывают кембрийские отложения. В восточной части массива (за пределами площади работ) прорывают отложения девона. Галька подобных гранитов находится в нижнемеловых конгломератах.

Амананский комплекс монзонит-гранитовый выделен В. И. Шульдинером в 1960 г. и позднее изучался многими геологами [112, 57, 2, 157, 137, 346]. Петротип комплекса располагался в междуречье верховий Олекмы и Нерчи в одноименном Амананском (Аманан-Джелтуктинском) массиве. При проведении геологосъемочных и исследовательских работ из его состава выделили породы, принадлежащие к другим интрузивным комплексам, поэтому данный массив потерял значение петротипического. Но кроме него имеется целый ряд крупных многофазовых массивов комплекса, которые можно отнести к петротипическим – Теканский, Сигирлинский, Давендинский и др.

Массивы имеют размеры до 1000–1200 км², вытянуты преимущественно в северо-восточном, реже в северо-западном направлениях. В Селенгино-Яблоновой складчатой системе выходы комплекса очень грубо подразделяются на две ветви – северо-западную и юго-восточную, параллельные границам системы; в Нюкжа-Олекминской СФПЗ слагают две взаимно перпендикулярные зоны: Калакан-Тунгирскую – северо-западного и Калар-Калаканскую – северо-восточного простираний. Образования комплекса, располагающиеся в разных областях, несколько отличаются друг от друга как по вещественному составу, так и по строению. В Селенгино-Яблоновой складчатой системе юго-восточная ветвь содержит до 60–65 % всех выходов комплекса, представлена более крупными многофазными массивами, в них больший процент образований второй фазы. В северо-западной ветви расположение массивов более компактно, преобладают породы третьей фазы. В Нюкжа-Олекминской подзоне Калар-Калаканский выход состоит из сложнопостроенных массивов образований второй и третьей фаз комплекса. Калакан-Тунгирский выход подзоны отличается более сложным строением: северо-западная его часть сложена в основном монофазными массивами третьей фазы, которые по простиранию на юго-запад сме-

няются монофазными же массивами, сложенными образованиями первой и второй фаз.

В гравитационном поле массивы располагаются в основном в пределах разнопорядковых гравитационных ступеней (Калакан-Каларский выход, юго-восточная ветвь Селенгино-Яблоновой системы) или в крупных гравитационных максимумах или минимумах (северо-западная ветвь Селенгино-Яблоновой системы). В аэромагнитном поле массивам свойственны знакопеременные интенсивно дифференцированные поля. В АГС-полях к массивам третьей фазы комплекса приурочены повышенные значения U , Th и K , особенно для Калакан-Тунгирской, Калакан-Каларской группы выходов и северо-западной ветви Селенгино-Яблоновой системы.

Массивы комплекса имеют разнообразную форму – от линейно-вытянутой плито- и лакколитообразной до изометричной, зональное строение с постепенными фаціальными переходами между разновидностями одной и той же фазы, четко выраженными эндоконтактовыми зонами шириной от первых десятков метров до первых сотен метров, в которых развиты порфиновые разности пород, часто более меланократовые. Центральные части массивов сложены мелко-крупнозернистыми разностями пород, иногда порфировидными.

Вмещающими породами для образований амананского комплекса являются ультраметаморфические, интрузивные и эффузивные породы от позднего архея до поздней перми, и они в свою очередь прорваны интрузивными образованиями нерчуганского раннетриасового, амуджиканского и дотулурского позднеюрских комплексов и перекрыты эффузивными образованиями джилдинской свиты нижнего триаса. Интрузивные образования комплекса подразделяются на три фазы.

Первая фаза ($\mu P_2 a_1$) – монцониты, монцогаббро, габбро, имеющие между собой постепенные переходы. Породами первой фазы сложены как небольшие самостоятельные массивы размером до 70 км², так и части крупных многофазных массивов, а также многочисленные разноразмерные (не выраженные в масштабе карты) ксенолиты в породах других фаз, чаще во второй.

Монцониты, монцогаббро, габбро представляют собой средне-, реже мелко- и крупнозернистые массивные породы. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, призматическизернистая, габбровая. Характерной особенностью этих пород является интенсивная их калишпатизация, из-за чего бывшие габбро, габбродиориты и диориты приобрели современный облик. Анализ минерального состава показывает, что все они состоят из одних и тех же минералов: плагиоклаза, роговой обманки, биотита, калишпата, редко кварца, и все их разнообразие связано с вариациями содержаний этих минералов. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, циркон, гранат, сфен, турмалин, молибденит, торит, шелил и др.

Вторая фаза ($\gamma \delta P_2 a_2$) – гранодиориты, монцодиориты, монцониты и их кварцевые разности, граносиениты и умереннощелочные граниты и лейкограниты. Преобладающим развитием среди пород фазы пользуются гранодиориты, затем монцодиориты, умереннощелочные диориты, монцониты и их кварцевые разности. Наименьшим распространением пользу-

ются граносиениты и умереннощелочные граниты и лейкограниты. Слагают как самостоятельные (до 350 км²) массивы (Давендинский, Джекдачинский), в основном на северном окончании юго-восточной ветви, так и части крупных многофазных массивов, при преобладании пород второй фазы только в юго-восточной ветви (Жирекенский массив и др.). Более основные разности часто развиты в эндоконтактовой зоне массивов и ксенолитов пород первой фазы, а кислые тяготеют к их центральной части, где образуют небольшие тела, не выраженные в масштабе карты. Между всеми породами устанавливаются постепенные взаимопереходы, и часто их можно наблюдать практически вместе. Макроскопически это породы разнозернистого сложения, часто порфиоровидные. Порфиоровидные выделения (до 60 %) представлены белым, голубоватым и серым плагиоклазом, розовым калишпатом, идиоморфными призмами роговой обманки, чешуйками биотита. Размер таблиц плагиоклаза и калишпата колеблется от 1 до 17 см. Обычно порфиоровидные выделения калишпата с хорошевидным зональным распределением в нем включений породообразующих минералов преобладают в более щелочных разностях — монцодиоритах, граносиенитах, умереннощелочных гранитах. Структура основной массы часто гломерокристаллическая, за счет кучного расположения главных породообразующих минералов, гипидиоморфнозернистая, участками пойкилитовая или монцонитовая. Текстура массивная. Вторичные изменения пород второй фазы обычно связаны с зонами динамометаморфизма и последующим преобразованием в результате щелочного метасоматоза и представлены хлоритизацией, серицитизацией, окварцеванием, эпидотизацией, альбитизацией. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, апатит, ильменит, пирит, молибденит, реже флюорит, ортит, рутил, турмалин и др.

Третья фаза ($I\gamma P_2 a_3$) — лейкограниты и умереннощелочные лейкограниты, граниты и умереннощелочные граниты — является главной в амананском комплексе. Слагает как самостоятельные массивы (Алгачинский, Токчоконский, Орогочинский и др.), так и части многофазовых массивов, чаще в северо-западной ветви ареала распространения комплекса. Внешне это довольно однообразные мелко-, средне-, крупно- и неравномернозернистые массивные, редко слабопорфиоровидные, с морионовидным идиоморфным кварцем, лейкократовые породы. Содержание темноцветных минералов (биотита, редко роговой обманки) колеблется от 0–5 % (в лейкогранитах) до 15 % (в гранитах). Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, сфеном, цирконом радиоактивным, апатитом, монацитом и др.

Интрузивные соотношения отмечены только между третьей и более ранними фазами комплекса, между второй и первой фазами практически повсеместно наблюдаются постепенные переходы, с фельдшпатизацией, окварцеванием основных пород первой фазы и превращением их в средние, кислые нормальные и умереннощелочные образования.

Петрохимическими особенностями интрузивных образований амананского комплекса является их повышенная щелочность. При этом значения щелочности колеблются в зависимости от местоположения массивов. Так, общая щелочность повышается с юго-востока на северо-запад и с юго-запада на северо-восток, причем в северо-западной ветви, в Калакан-Тун-

гирском и Калакан-Каларском выходах, для образований второй фазы ее повышение более значительное, чем для третьей. Заметны колебания общей щелочности и внутри выходов, особенно в Селенгино-Яблоновой зоне. В северо-западной ветви на фоне общего повышения щелочности ее значения несколько уменьшаются к северу. А в юго-восточной ветви увеличение общей щелочности наблюдается как по простиранию с юго-запада на северо-восток, так и вкрест простирания — с юго-востока на северо-запад. По отношениям Na_2O к K_2O образования комплекса относятся к калиево-натриевой серии, с возрастающей ролью K_2O ; если в первой фазе Na_2O обладает над K_2O , во второй оба окисла находятся в почти равных соотношениях, то в третьей фазе почти в двух третях анализов содержание окиси калия выше, чем окиси натрия. Отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ меняется и в зависимости от расположения выходов комплекса. По простиранию с юго-запада на северо-восток роль калия довольно резко возрастает в Калакан-Тунгирском выходе, на фоне уменьшения ее в Селенгино-Яблоновой зоне и Калакан-Каларском выходе. С удалением на северо-запад от Монголо-Охотского разлома содержание K_2O в породах комплекса увеличивается, особенно это характерно для образований третьей фазы. Интрузивные породы комплекса относятся к высокоглиноземистым и весьма высокоглиноземистым разностям.

С гранитоидами комплекса связываются кварцевые жилы, зоны калишпатизации, окварцевания и серицитизации с молибденовым оруденением.

Гранитоиды второй фазы характеризуются повышенными содержаниями (по отношению к кларку) Ti, Co, V, Cu, Ba, пониженными концентрациями Nb, Zr, Cd, Sc, Li; в гранитах третьей фазы отмечаются более высокие содержания Mo, Cu (Жирекенский массив: Cu — в 2,5–3 раза больше кларка), La, Ce, Sr.

Структурное положение массивов интрузивных пород амананского комплекса, особенности геологического строения, петрохимические и геохимические свойства — все это соответствует монзонит-сиенитовой формации.

Верхняя возрастная граница пород амананского комплекса определяется прорыванием лейкогранитов третьей фазы раннетриасовыми вулканидами джилдинского субвулканического комплекса и нерчуганского комплекса щелочных гранитов. В верховьях рек Курлыч и Матакан (левобережье Шилки) интрузии третьей фазы амананского комплекса прорывают эффузивы верхнепермской чичаткинской свиты [270].

Определения возраста K-Ar и U-Pb изотопными методами пород наиболее представительных массивов комплекса дали следующие результаты: Итокичинский, Икильонский, Итакинский и Адамушкинский массивы — 240 млн лет, Амананский и Сырыгичинский — 260 млн лет, Сигирлинский и Давендинский — 260–240 млн лет [2, 4], что соответствует поздней перми.

Бичурский комплекс монзонит-сиенит-гранитовый, выделенный Л. А. Козубовой (1967), распространен весьма незначительно и представлен лейкогранитами, гранитами и гранодиоритами третьей фазы ($1\gamma\text{P}_2b_3$). Они слагают два небольших массива на юго-западе территории (правобережье рек Кручина и Читинка) в пределах Хилок-Витимской структурно-формационной зоны.

Массивы представляют собой плитообразные тела, ориентированные в северо-восточном (Кручининский массив) или субширотном направлении, согласные с основными структурными элементами района. Контакты с вмещающими породами как тектонические, так и интрузивные. Вблизи плоскости тектонических контактов гранитоиды катаклазированы, вплоть до образования катаклазитов, реже милонитов. В зоне эндоконтакта мощностью первые десятки метров наблюдаются порфиновые разности пород. Эндоконтактные изменения выражены слабо, вмещающие породы серицитизированы, сосюритизированы, иногда наблюдаются выделения калиевого полевого шпата. Характерной особенностью массивов является их зональное строение, эндоконтактные их зоны мощностью первые сотни метров сложены более меланократовыми разностями пород.

В аэромагнитном поле гранитоиды комплекса характеризуются довольно спокойными отрицательными полями.

В зависимости от соотношений породообразующих минералов выделяются лейкограниты, граниты и гранодиориты, имеющие между собой постепенные переходы. Структура пород порфировидная мелко-, средне- или крупнозернистая, текстура массивная. Содержание порфировидных выделений, по длинной оси достигающих 1–3,5 см, изменяется от 10–15 до 40–45 %. Вкрапленники сложены плагиоклазом (альбитом—олигоклазом, олигоклазом), реже — микроклин-пертитом. Основная масса состоит из плагиоклаза (альбита—олигоклаза, олигоклаза, реже олигоклаза—андезина), калишпата, кварца, биотита, роговой обманки. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, радиоактивным цирконом, ортитом, флюоритом. По химическому составу породы принадлежат к нормальному, переходному к субщелочному, ряду пород, обогащены MgO и CaO. Содержания элементов-примесей близки к кларковым.

Возраст пород установлен по аналогии с сопредельными с запада территориями и соответствует поздней перми.

РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннетриасовая группа включает интрузивные нерчуганский, куналейский и эймнахский и субвулканический джилиндинский комплексы.

Нерчуганский комплекс ($E_1\gamma T_1n$) щелочногранитовый выделен О. А. Мешковой (1947) как комплекс щелочных гранитов. Позднее изучался Н. И. Тихомировым [57], Ю. В. Казицыным [67], В. Н. Семеновым [346] и др. Петротипом комплекса являются *Нерчуганский* (верховье р. Нерчуган) и *Северный* (верховье р. Олекмы) массивы. Распространен в пределах Селенгино-Яблоновой складчатой системы, больше тяготея к ее северо-западной Витимо-Урюмской СФЗ, и составляет вместе с куналейским комплексом восточную часть обширного Монголо-Забайкальского пояса щелочных интрузий. Сложен щелочными гранитами и лейкогранитами, их умереннощелочными разновидностями и реже граносиенитами, сиенитами и щелочными сиенитами. Массивы размером от 8 до 400 км² имеют штоко-, чаще плитообразную, вытянутую в субширотном направлении форму, пространственно тяготеют к выходам вулканитов раннетриасовой джилиндинской свиты и интрузивным образованиям позднепермского аманан-

ского комплекса, образуя вместе с ними единые вулcano-плутонические структуры. Четкой закономерности в расположении фаций внутри массивов не наблюдается, все вышеперечисленные разновидности пород постепенно переходят друг в друга при преобладании щелочных гранитов и лейкогранитов, умереннощелочные лейкограниты и граносиениты в основном приурочены к периферии выходов. Структурные фации распределены следующим образом: эндоконтактные части массивов сложены порфировыми породами, центральные — средне-, крупнозернистыми, иногда порфировидными. Ширина зон эндоконтакта колеблется в зависимости от размера массива от нескольких сантиметров до нескольких сот метров.

Интрузивные массивы Витимо-Урюмской СФЗ расположены в основном в отрицательном гравитационном поле, и лишь периферийная часть ареала нерчуганского комплекса находится в пределах положительного гравитационного поля или в его переходных зонах. В аэромагнитном поле они чаще совмещаются с отрицательными его значениями. В АГС-полях к выходам комплекса приурочены локальные аномалии К — до 4 %, U — до 4×10^{-4} % и Th — до 5×10^{-4} %.

Разновидности пород связаны постепенными переходами и отличаются лишь количественными соотношениями основных породообразующих минералов. Это средне-, крупно-, реже мелкозернистые массивные, иногда порфировидные породы. Эндоконтактные разности с порфировой структурой обладают тонко- или мелкозернистой основной массой. Порфировидные выделения (0,5–5 мм) составляют 10–70 % объема породы и представлены калишпатом, альбитом–олигоклазом или кварцем в зависимости от состава породы. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, гранитовая, участками микропойкилитовая, иногда метасоматическая. Состав щелочных гранитов и лейкогранитов (%): калишпат-пертит — 50–70, альбит–олигоклаз — 2–10, кварц — 25–45, рибекит — до 7, эгирин — 0–1. Умереннощелочные разности не содержат щелочных темноцветных минералов, в них присутствует нормальная роговая обманка — 0–5 % и биотит до 10 %. В граносиенитах уменьшается количество кварца до 15–20 %, щелочные разности содержат рибекит. Акцессорные — магнетит, ильменит, пирит, циркон, ортит, сфен, апатит, монацит, иногда пироксид, чевкинит, флюорит, молибденит. Вторичные — хлорит, серицит, мусковит, эпидот.

Петрохимическими особенностями пород комплекса является высокое содержание в них щелочей — 6,65–13,7 %, приблизительно одинаковое содержание окисей натрия и калия с некоторым преобладанием окиси калия и высокая глиноземистость. На долю умереннощелочных и щелочных разностей приходится более 90 % пород. Отмечается снижение относительной щелочности с увеличением содержания кремнезема. Внутри интрузивных массивов эта закономерность проявляется в направлении от периферии к центру. В повышенных количествах в породах присутствуют Sc, Pb, Be, Zr, Y, Yb, La, Nb, Ce.

С постмагматическими и автотасоматическими процессами становления комплекса связаны бериллиевое, вольфрамовое, флюоритовое, молибденовое оруденение в зонах окварцевания, грейзенизации, кварцевых жилах, тантало-ниобиевое оруденение в альбититах.

Структурное положение, петрохимические и геохимические особенности, состав пород соответствуют формации щелочных гранитов.

Щелочные гранитоиды нерчуганского комплекса прорываю лейкократовые граниты позднепермского амананского комплекса и вулканиты нижнетриасовой джилдининской свиты и в свою очередь прорваны гранитами дотулурского позднеюрского комплекса и перекрыты эффузивами верхнеюрской нюкжинской свиты, содержащими гальку щелочных гранитов комплекса. Абсолютный возраст (К-Аг метод, [137]) щелочных гранитоидов Северного массива – 239 ± 9 млн лет, что соответствует низам триаса.

Куналейский комплекс щелочногранитовый выделен П. И. Налетовым (1962) в Хилок-Витимской структурно-формационной зоне. Интрузивные массивы часто расположены среди выходов близким к ним по составу вулканитов цаган-хунтейской свиты. В составе комплекса выделяются две фазы: первая фаза – граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры, умеренно-щелочные гранит-порфиры и вторая фаза – щелочные и умереннощелочные граниты.

Образованиями первой фазы ($\gamma\epsilon\lambda\Gamma_1 k_1$) сложен небольшой (15 км^2) штокообразный массив на левобережье верховий р. Кручина. Контакты с вмещающими породами резкие, крутые, вмещающие породы на контакте интенсивно катаклазированы, эпидотизированы, хлоритизированы. Эндоконтактовые изменения выражаются в появлении фельзитовой структуры основной массы, флюиальности, параллельной контакту. Шток слагают резкопорфировидные граносиенит- и сиенит-порфиры с вкрапленниками калишпата и биотита и умереннощелочные гранит-порфиры с округлыми вкрапленниками кварца. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с переходом к фельзитовой. Состав пород: калишпат, альбит–олигоклаз, кварц, биотит. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, сфен, лейкоксен, циркон, апатит, мартит.

Ко второй фазе ($E\gamma\Gamma_1 k_2$) комплекса относятся два небольших массива. Один из них, на правобережье р. Никишиха, является западным фрагментом довольно крупного плутона, расположенного западнее исследованной территории, а второй, площадью около 40 км^2 , находится на правобережье верховий р. Кручина. Оба массива штокообразной формы сложены щелочными и умереннощелочными гранитами. Образования второй фазы имеют четкие интрузивные контакты с вмещающими породами, экзоконтактовые изменения выражаются в хлоритизации, эпидотизации вмещающих гранитоидов, в них отмечены новообразования калишпата. Щелочные граниты в зоне контакта становятся более мелкозернистыми, приобретают порфировидную структуру. В строении массивов наблюдается слабовыраженная зональность, центральные их части сложены среднекрупнозернистыми массивными, реже слабопорфировидными щелочными гранитами, к периферии сменяющимися более мелко- или неравномернозернистыми умереннощелочными гранитами.

Щелочные и умереннощелочные граниты – средне-крупнозернистые, иногда слабопорфировидные породы с гипидиоморфнозернистой, гранитовой структурой. Состав: калишпат-пертит, альбит-олигоклаз, кварц, щелочной амфибол, эгирин – 2–5 %. В умереннощелочных разновидностях вместо щелочного амфибола содержится биотит – 2–3 %. Акцессорные

минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, радиоактивным цирконом, ортитом, флюоритом.

По петрохимическим особенностям породы первой и второй фаз комплекса несколько отличаются. Образования первой фазы относятся к кислым, весьма высокоглиноземистым до крайне высокоглиноземистых натрий-калиевого ряда породам. При тех же петрохимических характеристиках в породах второй фазы несколько повышено содержание Fe, и их главной особенностью является присутствие щелочных темноцветных минералов. Типоморфными микроэлементами для всего комплекса являются Co, Ni и Sr. Геохимическая специализация пород второй фазы – Zr, Hf и редкие земли иттриевой группы. Гранитоиды комплекса по своей высокой щелочности и типоморфному составу относятся к формации щелочных гранитов.

На исследованной площади щелочные граниты второй фазы комплекса прорывают кислые эффузивы нижнетриасовой цаган-хунтейской свиты и в свою очередь прорваны лейкогранитами раннеюрского гуджирского комплекса, что свидетельствует о раннетриасовом возрасте куналейского комплекса.

К **эймнахскому комплексу** ($\xi T_1 e$) в Западно-Алданской СФЗ отнесены силлоподобные тела сиенитов и сиенит-порфиоров на хр. Янкан в бассейне рек Катель и Никанг и штоки субщелочных и щелочных гранитов по право- и левобережью р. Калар. Тела сиенитов залегают внутри Гольцового массива позднепалеозойского ингамакитского комплекса или в непосредственной близости от него. Мощность тел 0,1–1 км, протяженность 3–14 км, площадь до 5 км².

Тела эймнахского комплекса находятся в контуре Янканской гравимагнитной аномалии, однако ввиду малой мощности дополнительными признаками в аномалии не выделяются.

Центральные части крупных тел сложены сиенитами, периферические – сиенит-порфирами [233]. Вкрапленники (до 15 % объема) представлены калишпат-пертитом. Состав пород (%): микроклин-пертит – 70–80, альбит-олигоклаз – 10–20, кварц – 2–5, авгит, роговая обманка, биотит – 3–5; аксессуарные минералы – магнетит, сфен, ортит, апатит, циркон, ильменит, лимонит, пирит, монацит, рутил, гиацинт. По химическому составу сиениты относятся к субщелочному ряду к калиевой и калиево-натриевой сериям. Средние содержания микроэлементов в сиенитах, по сравнению с кларками в средних породах, понижены, в повышенных концентрациях находятся Mo и Rb.

Нижняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием сиенитами образований позднепалеозойского ингамакитского комплекса, верхняя – находением галек сиенит-порфиоров в породах нижнего мела Среднекаларской впадины.

Джилдинский комплекс субвулканический ($\tau \zeta T_1 d \text{ж}$) представлен штоками, дайками, вулканическими куполами трахидацитов, щелочных трахидацитов, трахириолитов, дацитов, риолитов, их кластолав, умеренно-щелочных и щелочных лейкогранит- и гранит-порфиоров, граносиенит-порфиоров, пространственно и генетически связанных с эффузивами джилдинской свиты, имеющих одинаковое с ними географическое и струк-

турное положение и расположенных в пределах выходов вулканических образований свиты (северная и южная ветви). Исключение составляет лишь кольцевая структура в верховьях рек Тундак и Сред. Мокла в центре Нюкжа-Олекминской СФПЗ Западно-Становой СФЗ, сложенная дайкообразными телами граносиенит- и умереннощелочных лейкогранит-порфиров.

В составе образований комплекса, распространенных в северной и южной ветвях, наблюдаются значительные отличия. Так, если в северной ветви преобладают породы с полно- или криптокристаллической основной массой (гранит-, лейкогранит-порфиры), то для южной более характерны субвулканические породы, содержащие вулканическое стекло (трахидациты, трахириолиты, риолиты и др.).

Трахидациты, трахириолиты, дациты и риолиты – массивные, флюидальные породы с порфировой структурой и сферолитовой и фельзитовой с элементами гиалиновой структурами основной массы, состоящей из кварц-полевошпатового агрегата и девитрифицированного стекла. Порфиновые выделения, составляющие до 30 % объема породы, представлены калишпатом и кварцем.

Гранит-, лейкогранит- и граносиенит-порфиры содержат вкрапленники калишпат-пертита, плагиоклаза и кварца, редко биотита, составляющие до 45 % объема. Основная масса микропойкилитовая. Аксессуары аналогичны вулканитам джилиндинской свиты.

В направлении с юго-востока (южная ветвь) на северо-запад (северная ветвь) устанавливается увеличение общей щелочности пород и возрастание роли калия. Вторичные изменения субвулканических образований заключаются в образовании вторичных кварцитов с ториево-редкоземельной минерализацией.

Породы принадлежат к наземной слабодифференцированной трахириолитовой формации. Возраст комплекса принят на основании близко-одновременного формирования с породами джилиндинской толщи.

ЮРСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Юрская группа включает раннеюрские(?) интрузии гуджирского комплекса, средне-позднеюрские интрузии шахтаминского и унгургученского комплексов, а также борщовочный комплекс; позднеюрские субвулканический нерчинский и интрузивные амуджиканский, дотулурский и кукульбейский комплексы.

Раннеюрские(?) интрузии

Лейкократовые с биотитом и микроклин-альбитовые граниты **гуджирского комплекса** ($1\gamma J_1?g$) слагают массивы в пределах Ципикано-Усойской структурно-формационной подзоны в бассейне р. Амалат, где они образуют цепочки массивов, которые контролируются разломами северо-восточного простирания. Гранитоиды комплекса образуют разной величины ин-

трузивные тела, изредка превышающие 10 км². Крупные массивы встречаются редко. Подавляющее большинство их сложены лейкогранитами и микроклин-альбитовыми гранитами и являются гипабиссальными образованиями эпизоны. Об этом свидетельствуют гранит-порфиновые и аплитовидные фации в зонах эндоконтактов гранитных тел, миоароловые текстуры и слабые изменения вмещающих пород.

В физических полях массивам комплекса соответствуют слабые положительные магнитные и отрицательные гравитационные аномалии, иногда повышенные значения гамма-активности.

Преобладают граниты лейкократовые до аляскитовых массивные среднезернистые с темноокрашенным кварцем в гломеровых скоплениях и пегматоидными обособлениями. Граниты микроклин-альбитовые характеризуются гранитовой, гипидиоморфнозернистой структурами и минеральным составом (%): кварц – 25–30, микроклин – 40–50, олигоклаз–альбит – не более 12–15, биотит – до 3. Акцессорными минералами являются магнетит, ортит, сфен, циркон, монацит, апатит, флюорит, тантал-ниобиевые минералы. Вторичные минералы представлены альбитом, мусковитом, серицитом, хлоритом. Гранит-порфиры в порфиroidных выделениях содержат микроклин и черный кварц.

Альбитизация – характерный постмагматический процесс в гранитах. Альбит занимает межзерновое пространство и замещает микроклин с образованием шахматного альбита, антипертита. Грейзенизация охватывает вмещающие породы, образуя экзоконтактовые оторочки.

По химическому составу гранитоиды характеризуются высокой концентрацией кремнекислоты при одновременно высоком содержании щелочей с преобладанием калиевой составляющей. Несмотря на высокую щелочность, гранитоиды не содержат щелочных цветных минералов и более других альбитизированы. В концентрациях, близких к кларку или незначительно превышающих его, гранитоиды комплекса содержат Pb, Cu, Sr, La, Ni, Zn, Nb, Sn, Be, Zr, Ga.

По геологическим признакам породы комплекса отвечают гранит-аляскитовой формации зон активизации.

Согласно геологическим данным, граниты гуджирского комплекса моложе гранитоидов витимканского комплекса и щелочных пород куналейского комплекса [35] и по геохимическим параметрам обнаруживают близость с эффузивами бадинской свиты верхней юры. В то же время близкий по формационным признакам гранитоидный комплекс в Баргузино-Витимской СФЗ характеризуется абсолютными возрастaми 290–210 млн лет [74]. Возраст комплекса принимается условно как раннеюрский.

Средне-позднеюрские интрузии

Шахтаминский комплекс объединяет граниты, гранодиориты, монцониты, монцодиориты, реже граносиениты, габбро-монцониты; в эндоконтактах интрузивных тел – гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры и является гипабиссальным орогенным образованием эпизоны. Интрузии комплекса формируют трещинные массивы плито- и

пластинообразной формы, гарполиты, штоки, лакколлиты, размещение которых контролируется разломами север-северо-восточного и северо-западного простирания, которые являются ограничениями крупных литосферных блоков.

В геофизических полях интрузии выражены гравиметрическими локальными аномалиями, зональными аномалиями магнитного поля и повышенными значениями гамма-поля.

В Аргунской и Агинской структурно-формационных зонах наиболее типичными массивами комплекса являются Куренгино-Сретенский, Актоиканский, Верхне-Куренгинский, характеризующиеся многофазным строением. Выделение трех фаз в становлении комплекса обосновывается соотношениями, установленными в пределах Шахтаминского [8], Куренгино-Сретенского, Актоинского массивов.

Монциты и монциодориты первой фазы ($\mu J_{2-3} \xi_1$) – равномерно-зернистые массивные породы с вкрапленниками полевых шпатов, монцитовой, гипидиоморфно- и призматическизернистой структурами. Минеральный состав (%): плагиоклаз (№ 25–42) – 40–40, роговая обманка – 8–15, биотит – 10–16, калишпат – 8–25, кварц – 2–5; иногда пироксен – до 3%. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ортит, сфен, рудный.

Гранодиориты, кварцевые сиениты, кварцевые диориты второй фазы ($\gamma \delta J_{2-3} \xi_2$) – средне-крупнозернистые, массивные, гипидиоморфнозернистые порфириформные породы. Во вкрапленниках отмечается калишпат, зональный плагиоклаз, кварц. Гранодиориты при переходе в кварцевые сиениты приобретают монцитовую структуру. Минеральный состав (%): плагиоклаз (зональный) – 40–55, калишпат – 15–20, кварц – 20–24, роговая обманка – 5–10, биотит – до 10. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом, цирконом, ильменитом.

Граниты, гранит-порфиры, грандиорит-порфиры третьей фазы ($\gamma J_{2-3} \xi_3$) – среднезернистые и мелкозернистые порфириформной, порфириформной гипидиоморфнозернистой структуры следующего минерального состава (%): плагиоклаз – 35–40, калишпат – 15–25, кварц – 26–30, биотит – 4–8, роговая обманка – до 5. Вкрапленники калишпата равномерно распределены в породе или образуют скопления. Для основной массы характерны две минеральные ассоциации: ранняя – роговая обманка, зональный олигоклаз–андезин, красновато-бурый биотит; поздняя – калишпат (ортоклаз) и кварц. Акцессорные минералы – сфен, ортит, магнетит, апатит, циркон, ильменит.

В эндоконтактах массивов уменьшается зернистость пород, возрастает меланократовость, характерны зоны закалки, развиты породы с порфириформной и брекчиевой структурами. В экзоконтакте развиты роговики. Жильная серия комплекса представлена аплитами, мелкозернистыми аплитовидными и порфириформными гранитами.

Автометасоматические преобразования выражены калишпатизацией плагиоклаза, альбитизацией калишпата, грейзенизацией, пропилитизацией. Породы комплекса образуют ряд диорит–гранодиорит–гранит с отклонением к последовательности монцит–граносиенит–субщелочной гранит.

Породы комплекса формировались в условиях несколько повышенного потенциала щелочей и имеют повышенные значения щелочности ($a =$

= 13–15) при преобладании калия над натрием. Понижены известковистость и железистость. Приведенная железистость изменяется от 0,266 до 0,438. Коэффициент агаптивности всегда меньше 1. Темноцветные минералы гранитоидов шахтаминского комплекса характеризуются повышенной магнезиальностью [288].

Содержания большинства редких элементов близки к средним для гранитоидов и отличаются несколько пониженными содержаниями Rb и повышенными – Sr. По особенностям химического состава и содержанию редких элементов породы комплекса ближе всего к геохимическому типу гранитов латитового ряда [167] или щелочноземельного ряда. С породами комплекса ассоциирует молибденовая, золотая, сурьмяная и висмутовая минерализация.

Рассматриваемые гранитоиды интродуцируют нижнеюрские терригенные отложения, средне-верхнеюрские вулканиты. Данные изотопной геохронологии южнее исследованной площади (173–161 млн лет) указывают на начало поздней юры.

Возраст комплекса принят средне-позднеюрским.

Борщовочный комплекс гранитов, гранодиоритов, граносиенитов, сиенитов, пегматитов и аплитов выделен в Монголо-Охотской складчатой системе. Он является аналогом унтургученского комплекса. Плутоны приурочены к Монголо-Охотскому шву, размещаются в Борщовочном (Борщовочный, Пологинский, Междуреченский, Половинкинский) и Газимурском (Будюмканский) хребтах. Форма плутонов конкордантная вмещающим дислокационным образованиям (тектонитам раннепротерозойского урульгинского и палеозойского агинско-борщовочного комплексов) и структурам метаморфических пород венда, кембрия, девона. Контакты массивов обычно тектонизированы.

Гранитизации подвергнуты кристаллические сланцы и гнейсы урульгинского комплекса раннего протерозоя, габбродиориты и гранитоиды ундинского комплекса. Мигматизированные разности данных пород участвуют в строении большинства плутонов.

Плутоны представляют собой бескорневые куполообразные пластины, погружающиеся в юго-восточном направлении, мощностью 1–4 км (Борщовочный, Междуреченский, Будюмканский [333, 393, 385]). Они четко выделяются в радиационных полях повышенными значениями Th, U, K.

Проявлены три фазы становления комплекса. Первая фаза ($\gamma_{2-3}b_1$) – мезократовые гнейсовидные граниты, редко гранодиориты и граносиениты распространены в краевых частях Борщовочного, Пологинского, Междуреченского плутонов. Характерна насыщенность пород первой фазы скиалитами и ксенолитами метаморфических сланцев и гнейсов, реже амфиболитов, кварцитов и мраморов величиной от долей метра до сотен метров по мощности и от десятков метров до многих километров в длину. Иногда встречаются реликтовые включения плагиогнейсов, кристаллических сланцев основного состава, плагиоклазитов, плагиогранитов, диоритов и гранитогнейсов. Породы в скиалитах обычно преобразованы в биотитовые мезо- и меланократовые полосчатые или теньевые мигматиты. В ксенолитах наблюдаются новообразования калишпата и кварца, реже актинолита, граната и мусковита.

Гранитоиды – мелко- и среднезернистые, нередко порфиробластовые породы, обычно с ясно выраженной гнейсовидностью и неоднородным

грубополосчатым, изредка массивным сложением. Минеральный состав их неустойчив (%): наряду со средним олигоклазом (14–60) присутствует реликтовый андезин, сильно варьирует количество вкрапленников калишпата (от 0 до 30) и биотита (от первых процентов до 15–20). Вкрапленники величиной до 1,5–2 см представлены двумя-тремя генерациями.

Вторая фаза ($\gamma J_{2-3}b_2$). Гранитами этой (главной) фазы сложена большая часть площади плутонов. С породами первой фазы описываемые граниты перемежаются по типу «слоеного пирога». Переходы между ними обычно постепенные (с ритмическим чередованием особенностей петроструктуры и состава), реже они имеют резкие контакты (Богачинский, Чалбучинский массивы в Междуреченском плутоне).

Породы преимущественно средне- и крупнозернистые порфиробластовые, часто их структура катакластическая и протокатакластическая. Характерно грубополосчатое распределение порфиробластов калиевого полевого шпата (от 2–3 до 7–10 см в длину), шлировых агрегатов биотита и пегматоидных обособлений. Обычные текстуры порфиробластовых гранитов – трахитоидная и неотчетливо выраженная гнейсовидная. К особенностям минерального состава гранитов относится преобладание ортоклаза над плагиоклазом (№ 22–25), присутствие магнезиального биотита, позднего альбита–олигоклаза, повышенная монацитонность, развитие мусковита, турмалина, апатита, флюорита.

Третья фаза ($\gamma J_{2-3}b_3$) представлена в основном лейкократовыми, часто морионовыми и пегматоидными гранитами. Ксенолиты вмещающих пород в них очень редки. Многочисленные небольшие линзо- и пластообразные, штокообразные и более сложные по форме тела этих гранитов распространены по периферии и в ядрах куполов плутонов, а также среди метаморфических пород его рамы.

Граниты третьей фазы преимущественно массивные, мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные. Весьма характерны пегматоидные разности, насыщенные линзами и жилами пегматитов. Микроструктуры гранитов: гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, микропегматитовая, аплитовая. Для их состава типичны альбит–олигоклаз № 10–15, биотит и мусковит, присутствуют гранат, турмалин, аксессуарные тантало-ниобаты и магнетит.

К заключительной стадии формирования борщовочного комплекса относятся многочисленные дайки и жилы пегматитов, аплитов и аплитовидных гранитов. Пегматиты и аплиты насыщают Борщовочный плутон, они широко развиты в Будюмканском и Аникинском плутонах и менее в Междуреченском и Половинкинском.

Гранитоиды комплекса относятся большей частью к субщелочному петрохимическому ряду. Они характеризуются содержанием SiO_2 в среднем 66–69 % (в гранитах третьей фазы до 74,4 %), высокой глиноземистостью, повышенной калиевоствью и преобладанием закисного железа над окисным. Гранитоиды нормального петрохимического ряда отмечаются в составе первой фазы. Повышенные содержания SiO_2 и K_2O в гранитоидах первой фазы объясняются наложенной калишпатизацией и грейзенизацией.

Для большинства гранитов характерно слабое (до 1,5–2 кларков) концентрирование Sn, Li, Pb, а в гранитах третьей фазы также Rb, Be, В, соче-

тающееся с пониженными концентрациями Sr, Ba, F. Превышающие кларк содержания Ba и Sr характерны для гранодиоритовых разностей. Аномальными накоплениями U, Th, Li, Sn, P, W, Mo, Bi характеризуются постмагматические метасоматиты.

Вещественная характеристика гранитоидов, параавтохтонные условия залегания и редкометалльная специализация позволяют рассматривать их как коровые слабодифференцированные (S-тип), имеющие сходство с мигматит-гранитной формацией.

Прямых данных о соотношении борщовочного комплекса с другими юрскими магматическими комплексами не имеется. Граниты прорывают и инъецируют среднепалеозойские динамометаморфические образования и находятся в гальке нижнемеловых отложений. Изотопно-геохронологическими методами датированы породы Шивкинского купола в Борщовочном плутоне. U-Pb методом по цирконам субщелочного лейкократового гранита получен возраст 147 млн лет, Rb-Sr возраст по калишпатам — 140 ± 15 млн лет [315]. Возраст борщовочного комплекса принимается средне-позднеюрским.

Унгургученский комплекс гранитовый имеет двухфазное строение, к первой фазе отнесены граниты, гнейсо-граниты, гранодиориты, граносиениты ($\gamma J_{2-3}u_1$); ко второй фазе — лейкограниты, граниты, иногда гнейсовидные, дайки аплитов, пегматитов ($1\gamma J_{2-3}u_2$). Комплекс приурочен к краевой части Пришилкинской мобильной зоны смятия.

Петротипические интрузии расположены в бассейне р. Джалир — в пределах Верхнеджалирского и Ынгургучинского (Чонгульского) куполов [395, 52, 252, 77, 137]. Плутоны палингенного происхождения представляют реоморфические купола, основная часть которых выполнена гранитоидами первой фазы. В периферических частях куполов отмечаются ксенолиты и скиалиты метаморфических и гранитоидных пород. Центральные части куполов сложены массивными гранитами и пегматитами. Массивные разновидности гранитов в большинстве случаев постепенно замещают гнейсо-граниты, но иногда они явно секут последние. Тела с секущими контактами отнесены ко второй фазе комплекса. Ограничения куполов тектонические, в их контактовых частях развиты гнейсированные, бластотектонизированные разновидности.

Гнейсовидность и полосчатость гранитоидов и реликтовых тел метаморфических пород подчиняются единому тектоническому плану куполов. Переходы между гранитоидами, гнейсами и кристаллическими сланцами постепенные и осуществляются через зону мигматитов.

Состав палингенно-метасоматических гранитоидов обусловлен как химизмом первичных гранитоидных и метаморфических пород, так и интенсивно проявленными процессами щелочного метасоматоза с развитием гигантопорфиробластовых гибридных пород, обогащенных калием.

Для пород первой фазы характерно разнообразие фаций пород — неравномернозернистые, порфробластовые, резко- и гигантопорфиробластовые разновидности. Характерными особенностями гранитов являются мелко-среднезернистое, реже крупнозернистое сложение, темная окраска кварца и гломеровое скопление его зерен, высокая концентрация микроклина (25–60 %) и неперенное содержание монацита и граната в числе

других акцессорных минералов (магнетит, сфен, апатит). Структура гранитов магматическая и метасоматическая. Последняя обусловлена микроклинизацией плагиоклаза и частичным замещением биотита магнетитом.

Граниты второй фазы — массивные, неравномерно-среднезернистые биотитсодержащие и лейкократовые, редко гнейсовидные мелкозернистые. Имеют аллотриоморфно-, гипидиоморфнозернистую, гранобластовую, катакластическую, венцовую, гломеробластовую структуры [283]. Пегматиты имеют письменную, грубозернистую, блоковую структуру с явлениями замещения и перекристаллизации [395].

Минеральный состав (%): олигоклаз — 30—40, микроклин — 20—30, биотит — до 5—8, кварц — 30—35. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, монацит, редко циркон, рутил, ортит. На восточной окраине Джалирского купола, в бассейне р. Сыруках, граниты альбитизированы.

Граниты комплекса относятся к умереннощелочному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. Для Ынгыргычинского купола по акцессорному монациту из биотитовых лейкократовых гранитов U-Pb методом было получено значение возраста 320 млн лет [77]. Rb-Sr датирование биотитовых гранитов Ынгыргычинского купола (135 ± 5 млн лет) и лейкократовых гранитов краевой (бассейн р. Сыруках) части Джалирского (151 ± 8 млн лет) свидетельствует о полной перестройке рубидий-стронциевой системы куполов в юре [137]. По пробам, отобраным как из гнейсо-гранитов, так и из гранитов и двуслюдяных гранитов, в различных частях куполов K-Ar методом установлен возраст 120—130 млн лет [137].

Геохронологические, структурные и вещественные данные гранитов куполов свидетельствуют об интенсивном юрском воздействии на докупольные граниты субстрата, одним из реликтов которого, возможно, является анализированный монацит [77]. Наличие на периферии куполов гипабиссальных гранитов дотулурского комплекса указывает на то, что в ходе этого процесса произошло повторное магмообразование.

Позднеюрские интрузивные и субвулканические образования

Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, монзонит-порфиры, риодациты, трахибазальты **нерчинского комплекса** ($\gamma J_3 n$) установлены в Витимо-Урюмской и Пришилкинской структурно-формационных зонах, где они слагают штокообразные тела, неки, неправильные тела эллипсоидной формы. Они тесно ассоциируют с вулканогенно-осадочными образованиями нерчинской серии и представляют собой орогенные образования подводящих каналов вулканитов. Иногда они находятся на удалении от полей развития эффузивных аналогов, как это имеет место в Витимо-Урюмской зоне, и контролируются едиными структурами с небольшими по размерам массивами пород амуджиканского комплекса и отличаются хорошо выраженными порфиоровыми фациями. В этих случаях они слагают кольцевые дайки и трубообразные тела неправильной или эллипсоидальной формы. Кроме штоков, где наблюдается переход от полнокристаллических пород к породам эффузивного облика, отмечаются мелкие дайкообразные тела, сложенные полнокристаллическими породами. Эти тела являются глубинными частями субвулканических штоков и корневых частей эффузивов.

В геофизических полях образования комплекса иногда выражаются распылчатыми локальными аномалиями гравитационного, высокомагнитными и отрицательными, иногда с кольцевыми аномалиями магнитного и повышенными значениями гамма-поля.

В формировании экструзивно-субвулканических пород установлена тенденция к уменьшению основности последующих внедрений от микрогаббро до диоритовых порфиритов и монцодиоритовых порфиритов, от кварцевых диоритовых порфиритов до гранодиорит-порфиров, от фельзит-порфиров до анортозитовых гранит-порфиров.

Среди малых интрузивных тел наблюдаются как «простые», так и «сложные», образованные многоактным внедрением магматического материала, что приводит к возникновению эруптивных брекчий. Последовательность формирования сложных интрузивных тел сохраняется от основных к кислым. Устанавливаются признаки комагматичности субвулканических и эффузивных аналогов. Состав субвулканических интрузий в структурно-формационных зонах несколько отличный. В Пришилкинской зоне развиты породы как нормального, так и субщелочного рядов — гранит-порфиры, риолиты, трахириолиты, трахириодациты, гранодиорит-порфиры, монцонит-порфиры. При переходе в Витимо-Урюмскую подзону щелочность заметно увеличивается, и по составу они отвечают латитам, кварцевым латитам, трахиандезитам, трахидацитам, трахириодацитам, трахириолитам, монцодиоритовым порфири-там, гранит-порфирам, гранодиорит-порфирам.

Монцониты, монцодиориты характеризуются порфировой структурой, серо-зеленым цветом, наличием вкрапленников до 50–60 %. Вкрапленники сложены зональным плагиоклазом (иногда с обратной зональностью (№ 30–55), зеленой роговой обманкой. Основная масса с зернами размером 0,15 мм состоит из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза (№ 20), пироксена, активно замещаемого амфиболом, биотита, кварца. Гранодиорит-порфиры до кварцевых сиенитов — породы серого цвета, обладают порфировым и слабопорфировым строением, которое обусловлено наличием вкрапленников плагиоклаза, калиевого полевого шпата, иногда кварца, погруженного в мелко-среднезернистый базис, сложенный калиевым полевым шпатом и кварцем. Количество вкрапленников варьирует от 20 до 70–80 %. Минеральный состав вкрапленников — плагиоклаз, часто обрастающий каймой калиевого полевого шпата, кварц, биотит, амфибол, ортоклаз.

Гранит-порфиры, фельзит-порфиры связаны взаимопереходами с гранодиорит-порфирами, которые широко развиты в Витимо-Урюмской зоне. Они находятся в пространственной и возрастной близости с кварц-молибденитовыми жилами. Гранит-порфиры и фельзит-порфиры массивные плотные, мелкозернистые породы светло-серого цвета с розоватым оттенком, очень сходные даже в удаленных друг от друга теллах. Количество вкрапленников в них непостоянное — уменьшается в фельзит-порфирах и увеличивается в гранит-порфирах до 25–30 %. Вкрапленники представлены идиоморфнозернистыми зональными кристаллами плагиоклаза (№ 15–20), кварца и ортоклаза. Основная масса имеет аплитовую, микрогранитовую, фельзитовую структуру и сложена кварцем, ортоклазом и альбитом в равных количествах. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апа-

титом, гематитом, цирконом, флюоритом, ильменитом, сфеном, пиритом, иногда баритом.

Спектр микроэлементов выражен содержанием (%): Co – 0,001–0,005; Ni – 0,001–0,002; V – до 0,006; Zr – до 0,015; Cu – от 0,002 до 0,006; Ga – 0,005; Y – до 0,001; Be – до 0,002; Mo – до 0,0005.

Ассоциация пород субвулканических интрузий комплекса в Пришилкинской зоне соответствует андезит-риолитовой формации, в Витимо-Урюмской – переходной к трахиандезит-трахириолитовой. Специфической особенностью формаций, в отличие от типовых андезит-риолитовой и трахиандезит-трахириолитовой, является повышенная роль вулканитов умереннокислого субщелочного состава.

Нижняя возрастная граница субвулканических интрузий определяется прорыванием ими биостратиграфически охарактеризованных верхнеюрских образований нерчинской серии в Оловской и Ундургинской впадинах [346]. Верхняя возрастная граница установлена в вулканических структурах: Маякской [52], Бугарихтинской [282] и Венегерской [272] на основании прорывания их позднеюрскими гранитоидами амуджиканского комплекса.

В фаунистически и палинологически охарактеризованных отложениях нерчинской серии (не древнее титонского века) в бассейне рек Жарча, Усугли присутствуют обломки субвулканических кварцевых сиенит-порфиров, гранодиорит-порфиров, которые прорывают гранодиориты и кварцевые сиениты амананского комплекса.

На основании приведенных данных и с учетом отмеченной выше комагматичности субвулканической и покровной фации нерчинской серии возраст субвулканических образований принимается позднеюрским.

Амуджиканский комплекс, представленный гранитами, гранит-порфирами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми сиенитами, монцонитами, монцодиоритами, развит в Витимо-Урюмской, Пришилкинской и Витимо-Нюкжинской структурно-формационных зонах и подзонах и формируется в три фазы: первая ($\mu J_3 a_1$) – монцониты, монцодиориты; вторая ($\gamma \delta J_3 a_2$) – гранодиориты, гранодиорит-порфиры, кварцевые сиениты; третья ($\gamma J_3 a_3$) – граниты, гранит-порфиры. Они слагают трещинные массивы, в том числе и крупные (первые сотни км²), которые контролируются тектоническими нарушениями северо-северо-восточного и северо-западного простирания, представляя типичные орогенные образования эпизоны. Массивы преимущественно «простого» – однофазного строения, иногда «сложного», сложенные образованиями всех фаз.

В структурном отношении интрузии в Витимо-Урюмской зоне концентрируются в полихронных очаговых зонах [160], в Пришилкинской и Витимо-Нюкжинской – в межсводово-глыбовых зонах. Интрузии локализуются по границам литосферных блоков, выраженных системами сближенных разломов и разрывных нарушений с поясами даек порфировых пород: в поясах Пришилкинской зоны – Дарасуно-Акиминском, Сретенско-Амуджиканском, Итака-Могочинском; в Витимо-Нюкжинской – Моклакан-Джелоунском. В последнем юрский комплекс представлен массивами разнообразной конфигурации, которые приурочены к узлам пересечения нарушений северо-западного и северо-восточного простираний. В сводово-глыбовом поднятии мелкие тела монцонитов первой фазы размещаются в краевых частях круп-

ных массивов гранитоидов второй или третьей фаз. В межсводово-глыбовых зонах комплекс представлен преимущественно массивами однофазного зонального строения, которые обычно образуют линейные или дуговые системы плутонов и сопровождаются полями гидротермально-метасоматических изменений и проявлений золота и молибдена.

Эндоконтактовые изменения в интрузиях всех трех фаз выражены в проявлении мелкозернистых или порфировых фаций. В гранитоидах комплекса встречаются небольшие дайко- и жилообразные тела мелкозернистых биотитовых гранитов до гранодиоритов и жилы аплитов.

Дайки заключительной серии, формирующиеся в два этапа, концентрируются в поясах, вытянутых с общим направлением самостоятельных массивов комплекса, магмоконтролирующих разрывных нарушений. Разделение их на ранние и поздние дайки установлено только для Витимо-Урюмской и Витимо-Нюкжинской зон [346]. С ранней группой даек гранодиорит-, гранит-порфиров и др. парагенетически связано молибденовое оруденение в зонах окварцевания, серпентизации; с поздней группой гибридных порфиров, лампрофиров – золотое оруденение в зонах березитизации, лиственизации, окварцевания. Наиболее широко дайки (на геологической карте не отражены в силу их малой размерности) развиты в пределах сводово-глыбового поднятия, где комплекс наиболее полно дифференцирован. По-видимому, они, как и оруденение, связаны с интрузиями амуджиканского комплекса парагенетически.

Массивы, сложенные образованиями комплекса, характеризуются локальными гравитационными минимумами или положительными или зональными аномалиями магнитного поля. Монцонитоиды первой фазы, в отличие, выражены локальными максимумами гравитационного поля и положительными аномалиями магнитного.

Петрографическая характеристика пород комплекса близка к таковой образований шахтаминского, поэтому остановимся только на наиболее типичных ее особенностях. Для гранитоидов амуджиканского комплекса характерно присутствие даже в наиболее кислых разностях, наряду с биотитом и роговой обманкой пироксена; в монцонитоидах первой фазы – в значительном количестве биотита и калиевого полевого шпата. В монцонитах наблюдается обрастание зерен пироксена амфиболом, а затем позднемагматическим титанистым биотитом. Размер пластин биотита достигает 1 см и более. В отличие от близких эндоконтактовых фаций, они не содержат меланократовых шлировидных включений и имеют преимущественно монцонитовую структуру. Вкрапленники ортоклаза гранитоидов второй и третьей фаз окружены олигоклазовой оторочкой, что в некоторой степени сближает их с породами типа рапакиви. Наблюдается неравновесность минерального состава вкрапленников и основной массы, обогащенной темноцветными минералами. Одним из важных типоморфных признаков петрографической особенности образований комплекс является наличие в порфировых выделениях дымчатого кварца дипирамидальной формы независимо от состава основной массы породы. Основные аксессуарные минералы пород комплекса представлены магнетитом и сфеном, в заметных количествах присутствуют ильменит, апатит, циркон, пирит, в небольших количествах – флюорит, барит, гематит, рутил, шеелит, ортит и молибденит.

Для гранитоидов комплекса характерны повышенная магнезиальность, пониженная железистость темноцветных минералов, для гранитоидов, кроме третьей фазы, — пониженная кислотность.

Установлена тенденция изменения щелочности пород комплекса по латерали в направлении с юга на север. Так, в Пришилкинской зоне имеют место массивы гранитоидов нормального ряда с преобладанием Na_2O над K_2O , отвечающие формации диорит-гранодиорит-гранитовой орогенных зон; в Витимо-Урюмской — общая щелочность пород и доля в ней K_2O постепенно увеличиваются. Площади с интрузиями повышенной щелочности в целом совпадают с контурами максимальной мощности земной коры [160] и более близки к монцонит-сиенит-граносиенитовой формации. На одних и тех же участках позднеюрские гранитоиды имеют несколько большую общую щелочность по сравнению с образованиями позднепалеозойских комплексов при одинаковой кремнекислотности.

В Витимо-Урюмской зоне гранитоиды комплекса характеризуются меньшими значениями $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$, что, вероятно, свидетельствует об уменьшении глубин становления массивов. В гранитоидах комплекса также наблюдается увеличение содержания Rb и Li от ранней фазы к поздней, что служит показателем поступательного их развития.

Большинство элементов-примесей содержатся в количествах, близких к кларковым, относительно повышены содержания Pb, Cu, Au, La.

Возрастное положение комплекса определяется прорыванием гранитоидов всех фаз амананского комплекса позднего палеозоя, флористически охарактеризованных отложений средней юры могочинской свиты [306], палинологически охарактеризованных осадочно-вулканогенных отложений нерасчлененной нерчинской серии по рекам Ульдурга [346], Бугарихта [282], Ундурга [272] и др.

Верхний возрастной предел его устанавливается по наличию галек разновидностей всех пород комплекса в нижнемеловых отложениях Ксеньевской впадины [346]. Следует подчеркнуть, что в терригенной части разрезов образований нижнего мела инегиурской серии присутствие интрузивных пород достоверно амуджиканского комплекса не установлено.

Определение возраста пород комплекса K-Ag изотопным методом составляет от 132 ± 10 до 157 ± 8 млн лет (Амуджиканский, Бугарихтинский, Ерничный, Сырыгичинский и другие массивы [137]). На основании изложенного принят позднеюрский возраст амуджиканского комплекса.

Дотулурский комплекс ($\gamma J_3 d$) представляют граниты, лейкограниты и гранит-порфиры. Гранитоиды дотулурского комплекса преимущественное развитие получили в пределах Витимо-Урюмской и частично Витимо-Нюкжинской структурно-формационных зон в бассейне рек Ульдурга (Дотулурский), Урюм (Урюмский), Итака (Сырукахский, Джалирский), Олекма (Олгондинский), Нерча (Перевальный) и др. и являются типичными образованиями эпизоны, связанные с рифтогенезом. Они слагают штоки, гипабиссальные интрузии слабоудлиненной и изометричной формы площадью до 120 км². Массивы расположены в нарушениях, контролирующих рифтогенные структуры, и характеризуются зональным строением. Центральные части интрузий сложены равномернозернистыми, слабопорфировидными с гнездами пегматоидных, лейкократовыми гранитоидами; гра-

нит- и аплит-порфирами. Площади развития порфировых фаций зависят от наклона погружения контактов и изменяются от 300 до 1600 м. По отношению к структурам вмещающих пород массивы гранитоидов комплекса занимают резко секущее положение.

Комплекс сформировался в одну фазу внедрения и представлен мелко-среднезернистыми биотитовыми субщелочными гранитами, щелочными лейкогранитами с эгирином и рибекитом [346] с пегматоидными обособлениями, миароловыми пустотами, выполненными хорошоограниченными кристаллами полевого шпата, мориона, опала, флюорита. Жильные дериваты сложены щелочными аплитами, гранит-порфирами, микрогранитами, комендитами. Автометасоматические изменения выражены серицитизацией, пертитизацией калишпатов, альбитизацией, грейзенизацией.

В геофизических полях интрузии выражены отрицательными, локальными контрастными гравиметрическими аномалиями, отрицательными аномалиями магнитного поля зонального строения, положительными аномалиями радиационного поля с высокими значениями аномалий K и Th.

Граниты – среднезернистого сложения, массивные, кремовой до светло-серой окраски породы с сиреневатым оттенком и миароловыми пустотами размером до 1 см. Субщелочные граниты сложены (%) калишпат-пертитом – 55–70, кварцем – 30–40, альбитом – 10–12, цветные минералы – эгирин, рибекит и коричневый биотит составляют 1–2, реже 4. Гранит-порфиры (%) – плагиоклаз (олигоклаз-альбит) – 17–20, калиевый полевой шпат – до 60–65, биотит – до 5, содержание щелочных цветных минералов резко снижается до 1, кварц – 18–20. Аляскиты состоят из калишпат-пертита, альбита, кварца, изредка мусковита. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, пирит, галенит, сфен, циркон, флюорит, торит, монацит, брукит, гранат, урансодержащие тантало-ниобаты.

Спектральным анализом в гранитоидах обнаруживаются повышенные содержания Pb, Zn, Mn, V, Zr, Be, Co, Ni, Cr, Cu, Mo, Sn, W.

По химическому составу породы комплекса сильно пересыщены кремнеземом, богатые щелочами с преобладанием калия. От близких по составу гранитов нерчуганского комплекса отличаются меньшей величиной коэффициента окисленности железа. На диаграмме $TiO_2/Fe_2O_3 + FeO-SiO_2$, используемой для формационного разделения пород одинакового петрохимического состава, фигуративные точки пород дотулурского и нерчуганского комплексов сближены. Геохимические и минерало-петрохимические характеристики гранитоидов дотулурского комплекса и ассоциирующихся с ними эффузивов Усуглинской [66], Итакинской, Олекминской и других впадин позволяют отнести их к геохимическому типу агпайтовых редкометалльных гранитоидов, образовавшихся за счет дифференциации базальтоидных магм мантийного происхождения.

С постмагматической деятельностью Олгондинского и Сырукахского массивов субщелочных лейкократовых гранитов связываются альбититы, амазонитовые граниты с редкоземельным оруденением, реже грейзены, зоны окварцевания и кварцевые жилы с вольфрамом; с Дотулурским и Урюмским – флюоритовое оруденение; с Эдокуйским – молибденовое оруденение и т. д. В экзоконтактах массивов развиты зоны каолинизации, аргиллизации, гематитизации с урановым оруденением.

Петро-, минералого-, геохимические особенности пород комплекса, его строение и структурное положение говорят об образовании бимодальных ассоциаций в геодинамической обстановке континентального рифтогенеза, одновременно ассоциация пород дотулурского комплекса совмещает черты аляскитовой и щелочно-гранитовой формации.

Возраст гранитоидов Дотулурского массива определен изотопным K-Ar методом по минералам — 145–160 млн лет [4] и по породе — 144 млн лет [64]. Позднеюрский возраст комплекса подтверждается активными рвуцими контактами с породами амуджиканского комплекса и вулканитами нерчинской серии, охарактеризованной фаунистически. Верхняя граница комплекса не установлена, известно лишь отсутствие галек гранитов в конгломератах доронинской свиты в Усуглинской и Олекминской впадинах [64]. Возраст комплекса принимается позднеюрским, хотя формирование его может быть и позднеюрско-раннемеловым.

Кукульбейский комплекс ($1\gamma J_3k$) представляют граниты, лейкограниты (в преобладании) и гранит-порфиры. Гранитоиды получили распространение в Аргунской структурно-формационной зоне, в бассейне среднего течения р. Газимур, где они слагают небольшие гипабиссальные массивы вытянутой формы и штоки площадью 7–10 км², редко до 110 км². Они занимают узлы пересечения разломов северо-восточного, северо-западного и широтного простирания и по отношению вмещающих пород занимают резко секущее положение (Ботовский, Семкокучинский массивы и др.) и представляют образования, связанные с рифтогенезом, эпизон.

В геофизических полях массивы выражены интенсивными гравиметрическими минимумами локальных аномалий, контуры которых значительно превышают выходы гранитоидов. Это указывает на то, что значительная часть массивов представляет собой слабо эродированные плутоны. В аэромагнитных полях массивы выражены зональными отрицательными аномалиями. Им также соответствуют повышенные значения уровня гамма-активности.

Основная масса пород комплекса формировалась в течение одной фазы внедрения. Массивы обладают зональным строением. Центральные их части сложены среднезернистыми лейкогранитами, аляскитами, иногда порфировидными двуслюдяными гранитами, периферические — гранит-порфирами. Жильные дериваты представлены аплитами, пегматоидными гранитами, микрогранит-порфирами. Над более крупными, находящимися на глубине плутонами, особенно характерно интенсивное развитие пегматитов и пегматоидных гранитов во вмещающих породах.

Специфической чертой комплекса является развитие процессов грейзенизации, альбитизации.

В экзоконтактах вмещающие осадочные породы подвергаются ороговикованию. Ширина зон контактового метаморфизма зависит от размеров интрузивных тел, положения зон контакта и достигает нескольких сот метров.

Граниты имеют равномернозернистое или слабопорфировидное сложение и содержат темный кварц до 35 %, иногда биотит и мусковит до 1–2 %. Лейкограниты содержат кварц до 40 %. Плагиоклаз представлен альбитом—олигоклазом, альбитом, калинатровый полевошпат — ортоклаз-пертитом. Миароловые пустоты выполнены друзовидным, дымчатым

кварцем, иногда флюоритом. Гранит-порфиры имеют состав, аналогичный гранитам. Порфировые выделения представлены округлыми выделениями темно-серого кварца. Петрологической особенностью гранитоидов является равномерное зернистое сложение с миароловыми пустотами и темным морионовидным кварцем. Характерными акцессорными минералами являются флюорит, касситерит, циркон, ортит, сфен, ильменит, монацит.

Основные петрохимические особенности пород комплекса заключаются в их высокой кислотности, пересыщенности глиноземом, повышенном содержании суммы щелочей с преобладанием калия и высокой железистости биотита [90].

Характерными микроэлементами являются F, Sn, W, Be, Li, Zr, Nb.

По структурно-петрохимическим признакам граниты относятся к формации субщелочных лейкогранитов рифтогенных зон. Комплекс представляет собой наиболее зрелые, максимально перемещенные выплавки верхних структурных этажей, с которыми пространственно и генетически связано образование дифференциатов — высокоспециализированных остаточных рудогенерирующих магм [166]. Формирование комплекса происходило в геодинамической обстановке внутри континентального рифтогенеза.

С интрузиями комплекса пространственно и генетически связаны оловорудные, тантал-ниобиевые, литиевые и рудопроявления других редких металлов.

Вблизи южной рамки листа интрузии комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижней юры, гранитоиды шахтаминского комплекса, отложения средней—верхней юры. Гранит-порфиры и другие породы комплекса установлены в составе гальки конгломератов отложений нижнего мела [311]. Основная часть цифр определений абсолютного возраста гранитов кукульбейского комплекса ложится в интервалах 132—146 млн лет. На основании изложенного возраст комплекса пока рассматривается как позднеюрский.

МЕЛОВЫЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Трахириолиты, трахириодациты, трахибазальты, трахиандезибазальты **инегирского комплекса** ($\tau\lambda$, $\tau\beta K_1 i$) слагают небольшие тела, которые в большом объеме распространены в Витимо-Урюмской, Западно-Становой и Пришилкинской структурно-формационных зонах. Они тяготеют к бортам рифтогенных впадин, реже к центральным их частям и контролируются едиными разломами. Основанием для выделения их в комплекс является тесная структурно-пространственная связь с выходами образований инегирской серии, комагматичность с эффузивами покровной фации, входящими в разрез серии, активные контакты как с вулканитами, так и с подстилающими их образованиями. Последовательность становления пород комплекса неоднозначна, но имеющиеся косвенные признаки — наличие покровов базальтов в верхних частях разрезов отложений инегирской серии, определения абсолютного возраста позволяют рассматривать трахибазальты в качестве заключительных образований.

Трахириолиты и трахириодациты слагают тела неправильной с заливообразными выступами — немки или овальной, слабоудлиненной формы — лакколиты с крутопадающими контактами к центру, либо пологими в сторону вмещающих пород. Они хорошо выражаются локальными минимумами в гравитационных и высокоактивными в радиационных геофизических полях.

Эндоконтактовые изменения выражены либо маломощными зонами развития афировых стекловатых разностей, либо эруптивными структурами, когда трахириолиты переполнены обломками вмещающих пород. Эндоконтакты тел трахириолитов сопровождаются зонами каолинизации и аргиллизации; базальты — ороговикования.

Трахириолиты содержат вкрапленники кварца, щелочного полевого шпата, изредка альбита. Основная масса кварц-полевошпатового состава сфалеритовой и фельзитовой структуры с элементами графической — содержит биотит, магнетит, иногда флюорит. Трахириодациты и трахидациты при общем сходстве с трахириолитами отличаются присутствием щелочной роговой обманки, андезина и меньшим количеством вкрапленников.

Трахибазальты и трахиандезибазальты характеризуются разнопорфировой, лейстовой (трахитоидной) и афировой структурой. Количество вкрапленников не превышает 12–17 %, а размер их 0,8–0,9 мм. Они представлены плагиоклазом и пироксеном (чаще клинопироксеном), первый преобладает, и часто обрастают плагиоклазами. Основная масса пилотакситовой, реже стекловатой структуры состоит из войлочного агрегата микролитов плагиоклаза, мелких зерен клинопироксена и рудного минерала, иногда в большом количестве. Отмечаются миндалекаменные разновидности с размером миндалин по удлинению до 8–10 мм в количестве их от 2 до 10 %. Миндалины выполнены кварц-хлоритовым или кварц-карбонатным агрегатом. Вторичные минералы — эпидот, гидрослюды.

Базальтоиды комплекса объединяют группу пород по содержанию кремнезема от тешенитов, трахибазальтов до трахиандезибазальтов и отличаются повышенной щелочностью при высоких значениях калия, концентрацией TiO_2 и P_2O_5 , низкой магнезиальностью и повышенными значениями коэффициента железистости, равного в среднем 0,7. Спектр микроэлементов базальтоидов в полной мере обладает спецификой, присущей внутриконтинентальным рифтогенным базальтам, и характеризуется повышенными содержаниями F, Rb, Ba, Sr, Y, TR, а также Nb и Zr [66].

Риолитовые породы отличаются от средних пород повышенной щелочностью с преобладанием калиевой составляющей, низкими содержаниями глинозема, магнезиальности, известковистости. Спектр геохимических элементов риолитов характеризуется повышенными концентрациями Rb, Nb, Zr, TR, а также F и Ba.

Раннемеловой возраст комплекса принимается на основании активных контактов с породами инегиурской серии, присутствием его пород в гальках конгломератов тигнинской свиты [270]. Изотопными методами датированы Оловские силлы и штоки (113 млн лет, K-Ar метод и 130 млн лет, Rb-Sr метод [137]), Олгондинские тела и дайки (114 млн лет, Rb-Sr метод [364]), Тундакский силл (119 млн лет, K-Ar метод [364]).

ТЕКТОНИКА

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА N-50

Территория листа N-50 относится к Восточно-Азиатскому суперрегиону, который охватывает Сибирскую и Северо-Китайскую платформы, разделенные протяженным Центрально-Азиатским подвижным поясом (ЦАПП). С позиции геоблокочной концепции Восточно-Азиатский суперрегион представляет собой ансамбль геоблоков, ограниченных межгеоблокочными шовными структурами.

Сложность строения территории обусловлена расположением ее на стыке крупных тектонических структур: юго-восточной части Сибирской платформы (юго-западная часть *Алдано-Станового геоблока*), восточной окраины Саяно-Байкальской складчатой области (краевая восточная часть *Байкальского геоблока*) и западной части Монголо-Охотской складчатой области (северо-западное окончание *Амурского геоблока*).

Алдано-Становой геоблок, активизированный в позднем палеозое и мезозое, сформировался на консолидированном раннедокембрийском основании. Геологическая же эволюция Байкальского и Амурского геоблоков охватывает фанерозой. Основание последних, начиная с рифея, неоднократно подвергалось активизации, деструкции и образованию структур типа рифтогенных и окраинно-континентальных прогибов. Основание геоблоков отличается сиаличностью, повышенной проницаемостью, многостадийностью магматизма и метаморфизма.

Зоны динамического взаимодействия геоблоков – расхождение, схождение и латеральное сдвигание (транспрессия) формируют *межгеоблокочные мобильные системы* (*Байкало-Муйская* и *Агинско-Борщовочная*), характеризующиеся наибольшей геолого-структурной сложностью. Байкало-Муйская система разделяет Алдано-Становой и Байкальский геоблоки. Разломы Агинско-Борщовочной системы представляют центральное звено *Монголо-Охотской межгеоблокочной надсистемы*. Она разделяет Алдано-Становой, Байкальский и Амурский геоблоки. Зоны контролируют развитие и локализацию глубинного магматизма, складчато-сдвиговые дислокации, интенсивный динамометаморфизм, тектоническое разлинзование и меланжирование, сгущение дизъюнктивной и складчатой тектоники и представляют собой звенья региональных и трансрегиональных шовных и структурных разломов. В морфологическом отношении межгеоблокочные мобильные системы соответствуют зонам мегамеланжа и меланжа, коллизионно-аккреционным сутурным швам, зонам линейно-блокочных дисло-

каций и смятия. Особое строение и развитие имеет *Пришилжинская мобильная зона смятия*, приуроченная к границе Байкальского, Алдано-Станового и Амурского геоблоков.

Рассматриваемая площадь находится в сфере влияния надрегиональной зоны Вебирс. На территории листа ее представляют системы разломов северо-северо-восточного и субмеридионального простираний. К этой надрегиональной зоне относится и *Патомско-Жуинская* система разломов [171]. Она, сопровождаясь зонами тектонического меланжирования, надвигов, динамометаморфизма, одновременно является восточным звеном Байкало-Муйской межгеоблоковой зоны смятия. Далее на юго-западном продолжении разломы системы Вебирс редуцируют Становой разлом, ограничивают с запада Амалатский срединный массив архея и разделяют Нерча-Урюмский и Хилок-Витимский блоки Селенгино-Яблонового мегаблока (см. ниже). Еще далее, к юго-западу, продолжением системы Вебирс, возможно, является Онон-Туринский разлом.

В геоблоках различаются литосферные неоднородности, которым отвечают *мегаблоки и блоки* более высоких порядков, каждый из которых характеризуется индивидуальными особенностями геологической эволюции, строением и набором геолого-структурных признаков. Они соответствуют структурно-формационным зонам или подзонам. Границами между блоками являются долгоживущие региональные разломы — структурные швы, которые выражены зонами полиметаморфических преобразований: динамометаморфизмом, расщеплением, будинированием, меланжированием и т. д. Эти зоны представляют собой структурные швы, долгоживущие разломы, подновляемые в фанерозое. Остановимся на характеристике геоструктурных единиц, выделяемых в пределах карты.

Байкальский геоблок представлен своей восточной окраиной, характеризуется гетерогенным строением и занимает территорию, расположенную в междуречье Ципа—Витим—Каренга—Белый и Черный Урюмы. Он включает Баргузино-Витимский, Селенгино-Яблоновый и Байкало-Патомский мегаблоки. Последний находится за пределами карты. На юге он ограничивается межгеоблоковой сдвигово-надвиговой Байкало-Муйской мобильной системой, юго-восточное окончание которой представляет Южно-Муйский сегментарный блок с офиолитовым меланжем.

Баргузино-Витимский мегаблок отличается преобладающим развитием позднепалеозойских гранитоидов крупнейшего Ангаро-Витимского батолита, основная часть которого находится северо-западнее за пределами карты. Гранитоиды содержат фрагменты терригенных, карбонатных и терригенно-вулканогенных толщ рифея, венда, нижнего и среднего палеозоя. Вблизи юго-восточной границы мегаблока расположен Амалатский выступ — срединный массив, сложенный глубокометаморфизованными образованиями архея и раннего протерозоя. На юго-западном фланге мегаблока на Амалатском плато развиты кайнозойские базальты. С юго-востока мегаблок ограничен *Привитимским горстовым поднятием*, окаймленным впадинами забайкальского типа с юрско-меловыми отложениями.

Баргузино-Витимский мегаблок включает Уакитский и Ципикано-Усойский блоки первого порядка, которые отвечают одноименным структурно-формационным зонам.

Уакитский блок занимает междуречье Бамбуйка–Ципа и с юго-запада по сдвигу-надвиговой зоне контактирует с Южно-Муйским блоком. В строении кристаллического основания Уакитского блока принимают участие метаморфические образования нижнего протерозоя восточногогорбылокской толщи гнейсово-кристаллосланцевой формации и разновозрастные конкордантные интрузии габбро янгудского комплекса метагаббровой формации, которые вместе с первыми представляют субстрат мигматит-плутона, сложенного гранито-гнейсами амнундикского комплекса раннего протерозоя.

Рифейский структурный этаж блока слагают осадочные толщи карбонат-кремнисто-сланцевой формации рифея. Они слагают пакеты тектонических блоков в зоне надвига. При этом осадки смяты в S-образные складки северо-западного простирания, оси которых испытывают юго-восточную виргацию под углами 45–65°. Позднерифейские вулканогенные образования в рифтогенных структурах северо-западного простирания участвуют в формировании вулкано-купольных и вулкано-тектонических структур центрального типа с радиальной системой разломов [73]. Складчатые структуры стратифицируемых пород вулканических построек коробчатого типа отмечаются только в приразломных зонах.

Венд-кембрийский структурный этаж представлен образованиями карбонатной, глинисто-карбонатной и терригенно-карбонатной формаций. Образования выполняют грабенообразные структуры и тектонические пакеты в зонах меланжа, смяты в дистармоничные и коробчатые складки. В целом, они формируют моноклинали. По завершении байкальского этапа тектогенеза внедрились интрузии базитов по южному обрамлению блока, контролируемого Ципиканским разломом.

Образования среднепалеозойского(?) структурного этажа, связанные с варисским этапом активизации геоблока, представлены осадочно-вулканогенными, карбонатно-терригенными и флишоидными формациями. С ними ассоциируют интрузии габбро-пироксенит-сиенитовой и сиенит-гранодиорит-гранитовой формаций. Интрузии последних в форме штоков участвуют в строении вулканоплутонических структур и протяженных плутонических зон. Осадочно-вулканогенные образования среднего палеозоя в зоне Среднебамбукойского меланжа с породами нижних структурных этажей формируют тектонические пакеты, а вне зон меланжа представляют собой фрагменты тектонических покровов [72]. Лакколиты и штоки магматических комплексов образуют в меланже дугообразный выступ, обращенный к северо-востоку и, вероятно, экспонируют юго-восточный контакт Ангаро-Витимского батолита, погружающегося в этом же направлении.

Ципикано-Усойский блок с северо-запада ограничивается зоной развития тектонических блоков, выполненных терригенно-вулканогенными образованиями рифея и среднего палеозоя. Максимальное распространение они получили на контакте с Уакитским блоком. Северо-восточное ограничение с Олекма-Нюкжинским блоком трассируется поясом интрузий щелочно-гранитовой формации и Джилиндо-Могочинской зоной глыбово-блоковых дислокаций. Граница с Нерча-Урюмским блоком проводится по Привитимской зоне горстового поднятия, с северного фланга

к которому примыкает Амалатский выступ, сложенный образованиями раннего докембрия. Зона блоковых дислокаций, занимая междуречье Ципа–Витим, представляет собой промежуточную область накопления раннепалеозойских терригенных и терригенно-карбонатных толщ между Верхнеолекминским (Витимо-Урюмским блоком) и Ангаро-Витимским (Уакитским блоком) региональными сводами. В юго-восточной части блока преобладают гранитоиды раннего протерозоя и рифея, с остатками непереработанного и неоднократно ремобилизованного его кристаллического основания. В северо-западной части блока преимущественно пользуются гранитоиды среднего палеозоя с сохранившимися фрагментами кровли, сложенной рифейскими гранитоидами, венд-кембрийскими и среднепалеозойскими стратифицированными породами. В юго-западной части сближенные блоки пород палеозоя могут представлять собой фрагменты северо-восточного окончания Багдаринского прогиба, основная часть которого сохранилась к западу, за пределами карты [36].

Сложная тектоническая ситуация в наиболее подвижной части блока и неравномерная переработка кристаллического основания обусловили, по-видимому, сохранность архейских образований Амалатского выступа. С зонами северо-западного простирания, которые пересекают блок, ассоциируют габброиды атарханского комплекса. Интрузии их удлиненной и неправильной формы были активизированы в раннем палеозое и, по-видимому, представляют собой фрагменты зон растяжения рифейского этапа тектогенеза. В геофизических полях они отчетливо выражаются линейными интенсивными положительными аэромагнитными аномалиями, совмещенными с участками деформаций гравитационного поля с характерными «площадками» положительных гравитационных аномалий. На космических снимках они однозначно дешифрируются по аномалийному темному фону, ориентировке орогидрографических элементов рельефа. В целом, Ципикано-Усойский блок отличается от соседних повышенным уровнем положительных значений гравитационного поля (Δg). В северо-западной части его на фоне невысоких отрицательных значений Δg , отражающим, вероятно, уменьшение мощности батолита, либо его полное выклинивание, выделяются локальные аномалии вытянутой формы северо-восточного направления. Они отвечают выходам гранитоидов витимканского комплекса среднего палеозоя и гуджирского – ранней юры. Локальные положительные аномалии аэромагнитного поля (ΔT) отражают вытянутые массивы базитов атарханского комплекса габбро-норитовой формации. Высокими положительными значениями гравитационного и аэромагнитного полей характеризуются высокометаморфизованные образования архея Амалатского массива, которые, по заключению ряда исследователей [15], могут представлять собой кристаллическое основание Ципикано-Усойского блока. Тем не менее, датировки абсолютного возраста унаследованных цирконов гранитоидов, прорывающих метаморфиты, не превышают 1200 млн лет [335]. Изотопное определение возраста первичного вещества, из которого выплавились граниты, показало 1,7–2,1 млрд лет (Sm-Nd метод, [335]). Таким образом, можно предположить, что основанием блока скорее всего могут являться метаморфиты раннего протерозоя, а Амалатский выступ представляет собой срединный (остаточный) массив.

Рифейский структурный этаж блока представляют вулканиты усть-келянской толщи и субвулканические образования усть-келянского комплекса. Первые и вторые, слагающая тектонические блоки, являются фрагментами вулкано-тектонических структур и автономных интрузий. В Привитимском линейно-горстовом поднятии рифейские образования являются сингенетичными с динамометаморфическими образованиями линейных зон дислокаций, либо могут представлять собой реликты сингенетичных шпирзон линейно-блоковых поднятий более поздних этапов тектогенеза, о чем могут свидетельствовать определения абсолютного возраста гранитоидов — 320—143 млн лет [335, 77].

Венд-кембрийский структурный этаж формируют слабодислоцированные породы терригенно-карбонатной и карбонатной формаций, сохранившиеся в останцах кровли гранитоидов витимканского комплекса.

Среднепалеозойский структурный этаж сложен терригенно-вулканогенными ассоциациями пород тектонических покровов, погружение которых в региональном плане устанавливается как северо-западное.

Штоки и лакколиты гранитоидов раннеюрского гуджирского комплекса и континентальные вулканогенно-осадочные ассоциации пород верхней юры—нижнего мела рифтогенных впадин трассируют юго-восточную границу Ципикано-Усойского блока и отражают мезозойский этап тектономагматической активизации Баргузино-Витимского мегаблока.

Селенгино-Яблоновъй мегаблок граничит с Баргузино-Витимским мегаблоком по Привитимской зоне линейно-горстовых поднятий. Зона контролируется разрывными нарушениями Уда-Витимской системы разломов [169], трассируется многочисленными интрузиями гранитоидов гуджирского комплекса ранней юры, массивами гранитоидов позднего палеозоя вытянутой формы, согласной с простиранием поднятий, и протрузиями базит-гипербазитов рифея. К юго-западу, за пределами карты, последние имеют более широкое распространение. Северо-восточная его граница с Алдано-Становым геоблоком осуществляется по Джилинда-Могочинской зоне. Ее индикаторами являются интрузии известково-щелочных и щелочных гранитоидов поздней перми и раннего триаса. Южную границу мегаблока трассирует система рифтогенных впадин. На юго-востоке блок граничит с Пришилкинской мобильной зоной смятия по разломам Итака-Урюмской, Урюмской и Могоча-Бушулейской систем.

В геологическом строении мегаблока ведущая роль принадлежит гранитоидам раннего палеозоя гранодиоритовой и гранитовой формаций, подчиненная — позднего протерозоя гранит-гранодиоритовой формации, мобилизованных на ранних стадиях тектогенеза мегаблока. Первые формируют сложный Каренгино-Олекминский ареал-плутон гранитоидов раннего палеозоя, который, вероятно, предопределил развитие Нерча-Урюмского блока впоследствии как Верхнеолекминское сводовое поднятие. В понижениях кровли плутона сохранились фрагменты грабенов, прогибов, выполненные вулканогенными отложениями рифея, терригенно-карбонатными и терригенным венда и кембрия. Яркой особенностью свода является широкое развитие в его пределах зон интрузий монзонит-гранодиорит-гранитовой и щелочногранитовой формаций, сопровождающихся комагматичными толщами вулканитов Селенгино-Витимского вулканогенного пояса.

плутонического пояса [32]. В нем выделяются вулcano-плутонические ундулирующие зоны субширотного, широтного и северо-восточного простираний протяженностью до 300–400 км при общей протяженности пояса более 1500–1700 км.

В пределах изученной территории восточную часть мегаблока занимает Нерча-Урюмский блок, центральную – восточное окончание Хилок-Витимского блока.

Основание Нерча-Урюмского блока составляет гранодиоритовая и гранитовая формации раннего палеозоя. Они вмещают тектонические блоки метаморфитов и гранитоидов гнейсогранитовой формации раннего протерозоя кристаллического фундамента блока, вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатной формаций рифея этапа его деформации, формаций венда–нижнего кембрия эпиплатформенного этапа развития. На раннепалеозойское основание наложены вулcano-плутонические зоны пермско-раннетриасового и позднемезозойского возрастов, в составе которых преобладают монцонитоидные, гранодиорит-гранитные и щелочногранитные гипабиссальные интрузии. Краевые и внутренние разломы блока контролируют обширные континентальные рифтогенные впадины поздней юры–раннего мела. Наиболее широкое развитие впадины получили на границах блока. По сдвигу северо-северо-восточного простирания, выполненного автохтонными гранитоидами рифея, блок разделяется на западную и восточную части, в которых по особенностям строения выделяются блоки более высоких порядков. В западной части – Каренгинский, Юмурченский, восточной – Букачача-Сырыгичинский и центральной части – Нерчинский.

Начиная с позднего палеозоя блок развивался в режиме сводового поднятия и характеризуется определенной закономерностью геологического строения.

Тектонические блоки метаморфитов и гранитоидов раннего протерозоя сохранились в восточной части сводового поднятия. Они тяготеют либо к периферии его юго-восточного фланга, либо к сдвиговой зоне, в которой локализован Нерчинский гранито-гнейсовый вал. Слагающие их метаморфиты находятся в моноклиналином залегании и полого погружаются в северных румбах. Моноклинали осложнены линейными и наклонными складками, шарниры которых согласны с общим падением моноклиналей в северо-западных румбах. Простирание осей складок северо-восточное под углом 50–60°; в зонах ундуляции простирание шарниров складок изменяется от 30 до 80°. Одновозрастные с метаморфитами гранитоиды сопровождаются зонами мигматизации и фельдшпатизации. Они слагают конформные тела валообразной и куполовидной формы. В куполах наблюдаются крутые углы падения крыльев при пологом залегании ориентированных структурных элементов в центральных частях. На периферии этих структур отмечаются различноориентированные складки высоких порядков [119].

Рифейские толщи выполняют тектонические блоки, которые контролируются разломами северо-западного простирания. С ними на северном фланге свода ассоциируют небольшие по размерам протрузии ультрабазитов. Рифейские толщи в тектонических блоках чаще всего находятся в моноклиналином залегании с падением на северо-восток под углами 30–40° и

лишь в приразломных зонах осложнены дисгармоничными складками. Контакты протрузий тектонические с крутыми углами падения [123].

Венд-раннепалеозойские структуры связаны со становлением Каренгино-Олекминского ареал-плутон гранитоидов, осложненного куполовидными выступами. Сохранившиеся в межкупольных пространствах фрагменты кровли сложены терригенными породами тыпинской и наредгинской толщ с фрагментами пликативных структур. Они представляют собой брахиформные складки, оси которых ориентированы параллельно контурам выступов, сложенных докембрийскими породами [119, 30, 123]. Межкупольные пространства плутон, переполненные блоками довендских образований, напоминают гигантские брекчии, сцементированные гранитоидами ареал-плутон. Магнитные поля этих структур являются дифференцированными, сложного строения с общим понижением уровня значений (ΔT). По расчетам геофизических данных, ареал-плутон образует пластинообразное тело с общим погружением его основания к центру блока. Оно характеризуется неодинаковой глубиной залегания негранитизированного основания, которая изменяется с юго-запада на северо-восток от 12–13 до 7–9 км.

В позднем палеозое Нерча-Урюмский блок, как и вся южная часть Олекмо-Витимской горной страны, испытывая общее воздымание, вовлекается в сводовое поднятие. Растяжение свода привело к заложению рифтогенных, глубинных разломов [32], которые обусловили расчленение свода на ряд блоков различной мобильности и проявления одновременного магматизма. Наиболее активно при этом развивались зоны северо-восточного простираения, среди которых выделяются: Ульдурга-Иначинская, Кучегер-Нерчуганская, Верхнекаренгино-Олекминская, Канталакская и Хулуглинская.

Магматическая деятельность в позднепалеозойско-раннемезозойское время отразилась в образовании вулкано-плутонических ассоциаций: андезит-риолитовой с монцонит-гранитовой и трахириолитовой с щелочно-гранитовой формациями. Она выразилась формированием мощных покровов вулканических пород и становлением плутонов разных размеров. Характерной особенностью этапа является преимущественное развитие пород кислого и умереннощелочного составов, как в эффузивной, так и в интрузивной фазе. Они формируют вулканические линейные гряды и вулканы. Последние наиболее характерны для Кучегер-Нерчуганской и Верхнекаренгино-Олекминской структур. Массивы обладают изометричной и вытянутой в северо-восточном направлении формой. С южной стороны массивы обычно характеризуются крутопадающими контактами, с северной – пологопадающими с широким развитием порфировых фаций и сателлитов. В структуре геофизического поля блока устанавливаются сочетания положительных аномалий более высоких порядков, которые группируются в протяженные линейные «зоны». В пределах зон выделяются мелкие отрицательные и положительные аэромагнитные аномалии (ΔT) линейной, изометричной форм более высокого порядка, интенсивность которых колеблется в пределах от -200 до $+1000$ нТл. Кроме того, с этими зонами ассоциируют линейные и изометричные аномалии высоких порядков гравитационного поля. Сочетания гравитационных и аэромагнитных аномалий образуют кольцеобразные фигуры. При сопоставлении их с гео-

логическими данными установлено, что они отражают вышеупомянутые особенности строения вулканоплутонических структур.

Позднеюрский магматизм проявился преимущественно в структурах периферии свода, а также в резко несогласной, по отношению к предшествующим структурам в Джалир-Верхнеолекминской зоне разломов северо-западного простирания. Она контролирует ряд купольных вулканоплутонических структур: Амутканскую, Кропоткинскую, Сигирлинскую, Джемкуканскую и др. В их строении принимают участие образования трахиандезит-трахириолитовой и монцонит-гранитовой, базальт-трахириолитовой и умереннощелочно-гранитовой формаций.

Узлы пересечения позднеюрских и позднепалеозойских структур наиболее благоприятны для локализации проявлений молибдена, вольфрама и золота.

Позднеюрские—раннемеловые структуры заключительного этапа тектоно-магматической деятельности выражены образованием на восточном фланге свода Кручино-Венегерской, Улдургино-Олекминской горст-антиклиналей (шириной до 80 км), Нерчуганской, Кручино-Нерчинской грабен-синклиналей (с системами рифтогенных впадин) шириной до 50 км северо-восточной ориентировки.

Кручина-Нерчинская грабен-синклиналь включает Кручининскую, Усуглинскую, Кыкоро-Акиминскую, Джекдакиндинскую, Верхненерчинскую и ряд мелких рифтогенных впадин. Общая протяженность структуры составляет 350—380 км. Длина рифтогенных впадин колеблется от 30 до 80 км, при ширине 10—15 км. Синклинальное строение впадин подчеркивается падением слоистости пород: в юго-восточной части на северо-запад под углом 18—20°, а в северо-западной — на юго-восток под более крутым углом — до 50°.

Нерчуганская грабен-синклиналь включает субпараллельно- и кулисообразно расположенные впадины: Букачачинскую, Шивиинскую, Белоурюмскую, Джалирскую, Нерчуганскую, Береинскую, Асинитинскую, которые от Кручино-Нерчинской структуры отличаются меньшими размерами и интенсивным проявлением эксплозивной деятельности вулканов. Некоторые впадины грабен-синклиналей, в отличие от первой, характеризуются строением «обратного зеркального отражения» — крутым падением пород в синклиналях обладают юго-восточные части крыльев. Как упоминалось выше, Витимо-Урюмский блок состоит из ряда блоков более высокого порядка, в том числе и Нерчинского.

Нерчинский блок второго порядка, по диагонали с юго-запада на северо-восток пересекающий Витимо-Урюмский блок, сложен гранитоидами рифея и ограничивается разломными зонами. С северо-запада они представляют собой структуру «конского хвоста», с юго-востока — ступенчато-взбросовую, которые совместно с первой представляют сдвиго-раздвиговую систему. При раскрытии она была выполнена гранитоидами рифея (Нерчинский вал), и после раннего мезозоя по ней были возобновлены тектонические подвижки. С юго-востока система контролирует плутоны лейкогранитовой формации (дотулурский комплекс) и рифтогенные впадины Кручино-Нерчинской грабен-синклинали. Одновременно система является барьером для распространения гранитоидов амуджиканского комплекса поздней юры к западу.

Букача-Сыргичинский блок второго порядка отличается интенсивной вспышкой магматизма поздней юры и наложением Нерчунганской грабен-синклинали с системой рифтогенных впадин, выполненных образованиями верхней юры—нижнего мела.

Каренгинский блок второго порядка характеризуется большей сохранностью(?) рифейских и венд-кембрийских отложений, интенсивным проявлением магматизма лейкогранитовой формации поздней юры, надвиговым характером позднемезозойской дизъюнктивной тектоники.

Юмурченский блок второго порядка, обладая максимальным проявлением пермо-триасового магматизма, сопровождающегося интенсивным вулканизмом, характеризуется развитием мощных вулканических толщ и крупных вулканариев.

Отличия в геологическом строении и эволюции блоков в фанерозое определяют их металлогеническую специализацию: Букача-Сыргичинский блок наиболее благоприятен на поиски золото-молибденовых проявлений, Каренгинский — молибден-бериллиевых, Юмурченский — редкометалльных, Нерчинский — редкоземельных и флюоритовых.

Хилок-Витимский блок Селенгино-Яблонового мегаблока в пределах территории представлен только своей восточной окраиной. Он занимает крайне ограниченное пространство в междуречье Витим—Юмурчен—Кручина. Западной границей его является система разломов северо-северо-западного и субмеридионального простираний, которая контролирует ряд протрузий гипербазитов в бассейне р. Юмурчен и интрузий базитов на водоразделе рек Читинка—Кручина. Система разломов сопровождается мощными зонами (до 1,5 км) милонитизации, брекчирования и меланжирования на водоразделе рек Читинка—Кручина—Ульдурга (Зенкуй). Отдельные фрагменты тектонических зон совпадают с гравитационными ступенями и интенсивными положительными аэромагнитными аномалиями. Не исключается возможность, что это система нарушений может относиться к надрегиональной зоне Вебирс. Она ограничивает блок, расположенный к востоку, — Верхнеолекминский свод, который характеризуется резко отличной историей геологического развития и строения до среднего палеозоя.

Основанием Хилок-Витимского блока являются образования гранодиоритовой и гранитовой формаций раннего палеозоя с реликтами глубокопереработанных кристаллических пород малханского метаморфического комплекса рифея.

На гранитоидное основание блока наложены вулканоплутонические структуры, в строении которых принимают участие породы андезит-дацит-риолитовой, трахириолитовой с монзонит-сиенит-гранитовой и щелочногранит-сиенитовой формациями позднего палеозоя—раннего мезозоя. Последние являются южным звеном Селенгино-Яблонового вулканоплутонического пояса. Они слагают ряд полихронных вулканокупольных структур с фрагментами покровов эффузивов, прорванных штоками гранитоидов лейкогранитовой формации юры. Последние характеризуются тенденцией пологого склонения северо-западных контактов в северных румбах. По границам блока развиты рифтогенные впадины: Ушмунская, Кручининская асимметричного строения. Впадины выполнены вулкани-

тами риолитовой формации верхней юры и отложениями молассы нижнего мела, которые характеризуются крутыми углами падения (до 50°) в северо-западной прибортовой части впадин.

Байкало-Патомский мегаблок представляет Южно-Муйский блок межмегаблоковой *Байкало-Муйской сдвиго-надвиговой мобильной системы*. Последний является пакетом погружающихся на восток и северо-восток тектонических клино- и пластинообразных сегментов – блоков II порядка [117] мобильной системы: Кедровско-Шаманского, Киндикано-Илеирского, Таллаи-Кеменского.

Блок ограничен глубинными разломами: Байкало-Витимской системы с запада и Патомско-Жуинской с востока. Он характеризуется сложным внутренним строением, обусловленным кулисообразным размещением в зонах разломов, разделяющих его на сегменты-блоки [181], массивов базитов и гипербазитов. Интрузии базитов по данным ГСЗ прослеживаются на глубину 5–7 км. Блок характеризуется повышенным уровнем значений гравитационного поля (Δg), локальными положительными аномалиями (ΔT) на фоне отрицательного значения магнитного поля и низких значений радиационного поля (ΔR). Исключение составляют зоны кварцполевошпатовых метасоматитов, которые контролируют известные в районе многочисленные проявления золота и олова. Они характеризуются повышенным уровнем радиационного поля (ΔR) и отрицательными линейными аномалиями магнитного поля (ΔT).

Кедровско-Шаманский сегментарный блок второго порядка характеризуется асимметричным строением. Он подстилается образованиями зоны тектонического серпентинитового меланжа, которые вмещают линзовидные конкордантные массивы – Кедровский и Витимконский. По геофизическим данным, массивы соединяются на глубине. С массивами базитов связано титаномагнетитовое и ильменитовое оруденение. Висячий фланг блока сложен метаосадочными породами кедровской толщи, которые вмещают интрузии базитов и гранитоидов кедровского и бамбукойского комплексов. Последние содержат фрагменты кровли, сложенные метаморфогенными образованиями толщи, смятыми в S-образные складки с углами падения крыльев 35–60°.

Киндикано-Илеирский сегментарный блок второго порядка занимает центральную часть Южно-Муйского блока и на юго-западном продолжении срезается Кемено-Ирокиндинским разломом. Разлом сопровождается зонами смятия и тектонического меланжирования мощностью до 1–1,5 км. От Кедровско-Шаманского блока он отделяется Тулдунским разломом. В строении блока принимают участие высокометаморфизованные породы киндиканской толщи кристаллосланцево-гнейсовой формации. По мнению ряда исследователей, они представляют собой кристаллическое основание Южно-Муйского блока [117]. Подчиненную роль в блоке занимают образования метагаббровой, гранитоидной формаций янгудского и амнундикского комплексов, которые слагают ксенолиты непереработанной кровли интрузии гранитоидов бамбукойского комплекса. При этом метаморфиты киндиканской толщи, претерпевшие интенсивный бластез, смяты в пликативные структуры, осевые линии которых дугообразно выгнуты по направлению к юго-западу. Протяженность складок со-

ставляет 20–22 км, размах крыльев — 5–6 км. На крыльях складок отчетливо наблюдаются структуры послыоного течения с будинами амфиболизированных, серпентинизированных базитов кедровского комплекса позднего рифея, что, вероятно, свидетельствует о неглубоком их залегании.

Таллаи-Кеменский сегментарный блок второго порядка является юго-западным ограничением Южно-Муйского пакета блоков и представляет собой горст-антиклинальную структуру с явно выраженной асимметрией. Центральная часть блока представляет собой горстовое поднятие, с запада и востока ограниченное щелевидными грабенами. Юго-западной границей блока является Среднебамбукойский глубинный разлом, выраженный в гравитационном поле перепадом значений плотности порядка 30 мГал. Разлом сопровождается мощной зоной тектонического меланжа, в олистолитах которого выделены отложения рифея, кембрия, среднего палеозоя. Юго-восточный фланг горста погружен в гранитоиды витимканского комплекса, которые представляют восточную окраину Ангаро-Витимского батолита. Грабены, оконтуривающие горст, сложены отложениями венда, кембрия и среднего палеозоя терригенно-карбонатной, карбонатной и терригенно-вулканогенной формаций, основанием для которых являются динамометаморфические образования рифея в составе ирокиндинского комплекса. Последние переполнены многочисленными дуплексами гранитоидов раннего протерозоя амнундикского комплекса гранитовой формации. Асимметричное строение блока подчеркивают в восточной части горстового поднятия выходы базитов маринкинского и кедровского комплексов перидотит-габбровой и перидотит-анортозит-габбровой формаций, нижние кромки которых находятся на глубине до 2–3 км. На юго-западном фланге блока преобладающее развитие получили гранитоиды рифейского бамбукойского комплекса гранитовой формации.

Алдано-Становой геоблок, занимающий северо-восточную часть территории листа, охватывает междуречье Витим–Калар–Калакан–Тунгир и представлен своим юго-западным окончанием. Переработка в позднеархейское и раннепротерозойское время складчато-инъективных структур раннего архея обусловила плутоно-метаморфическую, складчато-глыбовую природу внутренней структуры геоблока и, вероятно, предопределила плутоногенный стиль его развития. На листе в пределах геоблока выделяются Олекма-Нюкжинский блок Западно-Станового мегаблока и межблочная Каларская шовная система Западно-Алданского мегаблока.

Каларская шовная система является граничной структурой между платформой и Становой раннедокембрийской складчатой областью. С юга она ограничивается Калаканским структурным разломом, являющимся западным продолжением виргирующего в этом интервале Станового разлома. Западную границу шовной системы определяет Патомско-Жуинская структурная зона разломов. Каларская шовная структура занимает площадь Витим-Калар-Калаканского междуречья, вытянута в субширотном направлении и представляет собой ансамбль пластинообразных, линзовидных блоков. Разделяющие их разломы погружаются в северных румбах под углами от 60 до 10–7°. В геологическом строении блоков преимущественным развитием пользуются образования гранулит-кристаллосланцевой, диорит-эндербитовой, гранитогнейсовой формаций архея;

гнейсово-кристаллосланцево-кварцитово́й формации раннего протерозоя, а в северной части системы, в зоне авлакогена, плитообразных плутонов гранитовой формации раннего протерозоя.

На древнее кристаллическое основание мобильной структуры наложены зоны интрузий габброидного и гранитоидного составов позднего палеозоя, щелочногранитовой раннего триаса и позднемезозойские угленосные грабены западного фланга Южно-Якутской рифтовой зоны.

Интенсивная дизъюнктивная тектоника кристаллического основания Каларской шовной системы не позволяет достаточно достоверно восстановить пликативные структуры архея и раннего протерозоя. Структуры архейских пород, которые слагают вытянутые в субширотном направлении блоки, характеризуются субмеридиональным и северо-западным простиранием. Это отчетливо отмечается в валообразном поднятии восточной части Калар-Калаканского водораздела, сложенного в основном породами гранодиорит-гранитогнейсовой формации. Структура же западной части Каларского выступа характеризуется пересечением двух складчатых направлений северо-восточного и северо-западного планов. Это, вероятно, обусловило для него сочетание широких куполовидных и мульдобразных складок размером до 50 км с разделяющими их узкими линейными складчатыми структурами, размеры которых не превышают первые километры с углами падения пород на крыльях от 30 до 10–15°. Отдельные интервалы пликативных структур характеризуются развитием лежащих, крутых и изоклинальных складок более высоких порядков.

Магматические образования архея наследуют складчатые структуры субстрата. Они характеризуются брахиформными и куполовидными структурами с пологими углами падения пород на крыльях.

Образования раннего протерозоя гнейсово-кристаллосланцево-кварцитово́й формации (усувкаунский комплекс) выполняют зоны линейризации между тектоническими блоками, ограничиваемые листрическими блокоразделяющими разломами. Одной из таких является зона многоярусного сложения линзовидных блоков в междуречье Амнунная–Джемку–Китемяхта, оконтуренная пологими разломами, погружающимися на север. Размеры блоков в длину составляют 35–50 км, в ширину до 10–15 км. В зонах надвигового характера интенсивно преобразованные породы усувкаунского комплекса смяты в асимметричные, флексуорообразные, иногда изоклинальные складки высоких порядков. На водоразделе рек Амнунная–Калар полого погружающиеся на северо-восток зоны ультрамилонитов, бластомилонитов содержат линзовидные блоки пород архея. На северо-западном фланге Каларской системы разломов, на водоразделе рек Витим–Таксимо–Усмун, породы усувкаунского комплекса слагают моноклираль протяженностью более 40 км и мощностью 8–10 км, круто погружающуюся на юго-восток.

Гранитоиды кодарского комплекса по отношению к зонам линейризации слагают конкордантные плитообразные интрузии, также полого погружающиеся на северо-восток [152, 180].

В конце палеозоя–начале мезозоя на фоне общего воздымания в Каларской шовной системе возобновляются процессы тектоно-магматической активизации. Они выразились становлением интрузий монзонит-сиенит-гранитовой формации, контролируемых разломами северо-западного про-

стирания (ингамакитский комплекс), на ранее консолидированной коре. Форма интрузий штоко- и лакколитообразная с тенденцией погружения их на восток и северо-восток [177]. Со становлением плутонов происходит возобновление тектонических подвижек с надвиганием отдельных элементов системы на юго-восток и формированием в краевой части ее купольных структур интрузий щелочногранитовой формации.

Границы Каларской шовной системы с северо-запада и юго-востока трассируются рифтогенными впадинами асимметричного строения. Нередко разломы северных бортов впадин после раннего мела возрождаются и развиваются как надвиги.

Особенности геологического строения шовной системы нашли отражение в структуре геофизических полей. Северный блок преобладающего развития гранитоидов раннепротерозойского и позднепалеозойского комплексов характеризуется повышением уровня отрицательных значений гравитационного и магнитного полей. Центральный (Янканский) блок в междуречье Калар—Калакан с выходами образований ранних этапов формирования докембрия выражается положительными значениями ΔT магнитного и Δg гравитационного полей, что, вероятно, свидетельствует о плитообразном строении центральной части блока. Южный блок, испытавший более напряженные тектонические преобразования, характеризуется отрицательными значениями Δg гравитационного поля и резко деформированной структурой магнитного поля с линейными положительными локальными аномалиями интенсивностью до 350—400 нТл, ориентированными в северо-восточном направлении.

Олекма - Нюкжинский блок охватывает междуречье Витим—Калакан—Тунгир. На севере он граничит с Каларской шовной системой, от Байкальского геоблока отделяется Джилинда-Могочинской системой разломов, с юга обрамляется Пришилкинской мобильной зоной. В орографическом плане блок представляет Витимо-Олекминскую горную страну.

Основу блока составляют образования гранодиорит-гранитоидной и гнейсогранитовой формаций раннего докембрия, вмещающих крупные тектонические блоки метаморфитов гранулит-кристаллосланцевой, гнейсово-кристаллосланцево-карбонатной формаций, в краевых частях — интрузии базитов архея. Породы гранодиоритовой и гранитовой формации раннего палеозоя слагают плутоны на юго-западной и южной окраинах блока. На древний фундамент наложены Тундак-Эльпинская и Калакан-Тунгирская вулканоплутонические зоны пермского и триасового возраста и интрузий монзонит-гранодиорит-гранитовой формации поздней юры. Раннемеловые рифтогенные впадины трассируют как границы блока, так и блокоразделяющие внутриблоковые разломные зоны.

В структуре блока раннедокембрийского этапа выделяются два яруса: нижний — архейский и верхний — раннепротерозойский. В ярусе архея различаются два подъяруса. Нижний образован структурами гранулитового комплекса, диоритоидами олошкинского и эндебритами верхнемоклинского. Верхний представляют породы тунгирского комплекса с кварцевыми диоритами амарского и гранитоидами древнестанового комплекса. Предполагается, что блоковые структуры архея, являясь результатом последующих наложенных орогенных процессов, развивались унаследованно.

При анализе даже незначительно удаленных друг от друга выходов пород могочинского комплекса устанавливаются различия их общего структурного плана. Простириание образованных ими структур меняется от северо-западного — $320\text{--}330^\circ$ до северо-северо-восточного — $10\text{--}30^\circ$. Неустойчивость простириания складчатых структур устанавливается в пределах Моклаканского выхода [152]. В междуречье Моклакан—Олекма архейские образования смяты в линейные складки. В восточной части выхода оси складок имеют простириание $320\text{--}330^\circ$; в центральной, северной частях изменяются до субширотного; в западной — приобретают северо-восточное до $30\text{--}40^\circ$. Такое плавное изменение простирианий осевых линий складок вырисовывает полуовал. Нарастивая друг друга в остальных частях выхода, они образуют овал типа брахиформной складки, размах крыльев которой составляет $55\text{--}60$ км. При этом углы падения пород на крыльях складки варьируют в широких пределах — от 20 до 75° . По-видимому, подобное поведение пликативной структуры выхода объясняет различную ориентировку складчатых сооружений раннеархейских образований и в других участках Олекма-Нюкжинского блока.

Сравнительно простым структурным рисунком отличаются архейды в Могочинском выступе. Простириание осей складок выдержанное северо-западное до меридионального. Здесь выделяются сопряженные анти- и синформы шириной от 14 до 20 км, запрокинутые к юго-западу со сравнительно пологими углами падения планпараллельных структур на крыльях — от 10 до 30° . Магматические образования верхнемоклинского и олошкинского комплексов находятся в структурном согласии с образованиями могочинского комплекса.

Структура верхнего подъяруса, в строении которого принимают участие породы тунгирского, амазарского и древнестанового комплексов, сохранилась фрагментарно. В выходах по рекам Тундак, Калакан по генерализованному простирианию «расслоенности» пород, осевых линий складчатых форм, гнейсовидности вмещающих ультраметаморфитов реконструируется вытянутая в северо-северо-восточном направлении Тунги́ро-Калаканская синформа протяженностью около $100\text{--}110$ км и размахом крыльев более 50 км. Структура осложнена разломами, зонами замещения гранитоидами. В современном срезе сохраняются только фрагменты центриклинальных замыканий, сложенных породами тунгирского комплекса. Углы падения образований на крыльях — $15\text{--}20^\circ$; на замыкании колеблются от 10 до 45° . В междуречье Тунгир—Олекма восстанавливается синформа с ундулирующей осевой линией простириания от северо-западного до северо-северо-восточного, с размахом крыльев до $50\text{--}55$ км и протяженностью около $150\text{--}170$ км. Углы падения планпараллельных структур составляют $15\text{--}20^\circ$.

Ультраметаморфогенные образования древнестанового и метасоматически измененные породы амазарского комплексов образуют выходы с идеально выраженной конформностью со структурами вмещающих их пород. Внутренняя структура выходов осложнена многочисленными разрывными нарушениями, зонами агматитов, линейаризации широтного простириания, гранитоидными телами более поздних магматических комплексов. В целом, для структур архея характерны брахиформные и линейные струк-

туры. Последние имеют преобладающее северо-северо-восточное до субмеридионального простирание.

Раннепротерозойский структурный этаж в блоке представляют метаморфические породы верхнеолекминского комплекса и гранитоиды позднеостанового. В их размещении наблюдается следующая закономерность. Они контролируются мощными зонами линейаризации субширотного простирания, согласного с простиранием Каларской зоны линейных блоков в Калаканской шовной зоне, выполняют центральные части блоковых поднятий, а также, тяготея к Джилинда-Могочинской блоково-разломной структуре, обрамляют с юго-запада Ньюжа-Олекминский блок. Зоны линейаризации, характеризующиеся неустойчивыми элементами простирания, «обтекают» выступы раннеархейских образований, как бы облекая их. В зонах линейаризации метаморфические породы, претерпевшие бластез, слагают моноклинали, осложненные линейными складками. Оси асимметричных пликативных структур характеризуются падением в северных румбах под углами 40–50°. Углы падения на крыльях колеблются в пределах 20–70°. Метаморфические породы верхнеолекминского комплекса по простиранию сменяются зонами интенсивной калишпатизации и мигматизации, замещаются гранитоидами позднеостанового комплекса, которые образуют валообразные структуры, купола размером до 20 км [172, 113]. Тела гранитоидов иногда наследуют направление структур архейской складчатости. Купола и валы имеют зональное строение. Ядра сложены фациями массивных гранитоидов, периферийные части – гнейсовидными фациями и содержат пластовые и линзовидные скиалиты амфиболизированных габбро олошкинского и кристаллических сланцев верхнеолекминского комплексов. Падение пород на крыльях куполов 60–70°, валов – 40–45°.

В междуречье Каренга–Калакан наблюдается своеобразная «расслоенность», пакетированность магматических пород ряда: габбро–гранит. Первые в зонах динамометаморфизма превращаются в различные по составу, структурно–текстурным особенностям амфиболовые сланцы и гнейсы и формируют разномасштабные будинаж–структуры в нижних частях пакетов. Верхние части пакетов сложены гранодиоритами и гранитами, плавно сменяя нижние части. Границы между пакетами погружаются в северных румбах под углами 20–30°. Мощность пакетов составляет 0,5–1,5 км. Следуя к северу по падению «пакетов» при одном и том же строении, мощность их увеличивается [164]. Подобные соотношения отмечались неоднократно в бассейне рек Калакан [177], Олекма, Тунгир [113].

Изложенный материал позволяет сделать вывод о том, что, вероятно, структура Ньюжа-Олекминского блока представляют собой чередование мощных и контрастно построенных пакетов–блоков, в той или иной степени преобразованных магматическими образованиями, содержащими пластины – «чешуи» образований архея, которые полого погружаются под Каларскую зону.

Раннепалеозойский этап активизации, охвативший расположенный к юго-западу Нерча-Урюмский блок, внедрением гранитных масс «спаял» последний с Олекма-Нюкжинским. Гранитоиды раннего палеозоя гранодиоритовой и гранитовой формаций слагают ряд плутонов по юго-западной окраине блока. Плутоны имеют полигональные угловатые очертания в

плане и крутые углы падения контактовых поверхностей. Слабо выраженная зональность массивов проявляется в закономерном распределении петрографических разновидностей мелкозернистых и аплитовидных фаций. Последние в основном характеризуют северо-восточные контактовые зоны массивов, что косвенно свидетельствует о более пологом их погружении в северо-восточном направлении.

Позднепалеозойско-раннемезозойский структурный этаж формируют вулканоплутонические ассоциации. Они представлены монзонит-гранитовой и щелочногранитовой формациями, связанными с заложением регионального Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса [32]. Он по диагонали пересекает Нюкжа-Олекминский блок. В его пределах выделяются две зоны: Калар-Тунгирская и Тундак-Эльпинская.

Тундак-Эльпинская зона приурочена к горстовому поднятию северо-восточного простирания. На пересечении с ним в разломных зонах северо-западного простирания формируются крупные массивы неправильной формы монзонит-гранитовой формации. Особенностью их является практическое отсутствие в их строении пород первой фазы, плитообразная форма мощностью до 3 км (геофизические данные) и отсутствие порфировых и эффузивных фаций.

Калар-Тунгирская зона северо-западного простирания обрамляет с юго-запада Нюкжа-Олекминский блок и протягивается более чем на 270–280 км при ширине до 80 км. Зона контролируется Джиллинда-Могочинской блоково-сдвиговой структурой. Массивы в ее пределах имеют удлинённую форму, вытянутую согласно простиранию структуры. Размеры интрузий по удлинению достигают 65 км при ширине 20–30 км и характеризуются зональным строением. Типичным для них являются крутые юго-западные и более пологие северо-восточные контакты, развитие широкой полосы порфировых фаций, более лейкократовых разностей гранитоидов и широкое развитие сателлитов и дополнительных интрузий. Иногда они формируют купольно-кольцевые структуры зонального строения размером до 50–60 км (Орекитканская, Богдаринская, Дзекдачинская, Верхнеолекминская, Павлинкинская и др.).

Позднеюрский структурный этаж формируют интрузии гранитоидов монзонит-гранитовой формации амуджиканского комплекса. Выходы их строго контролируются разломами юго-западной граничной зоны блока и структурами северо-западного простирания. Ряд мелких массивов гранитоидов гранитовой формации контролируются разломами рифтогенных впадин. В телескопированных структурах они обычно сопровождаются редкоземельной минерализацией.

Раннемеловой структурный этаж представляют образования вулканогенно-терригенной и молассовой формаций, выполняющие многочисленные рифтогенные впадины, расположенные преимущественно в краевых частях блока, а также ряд мелких «эмбриональных» впадин внутри блока. Они расположены на юго-восточном фланге в обрамлении центрального горстового поднятия, пересекающего блок с юго-запада на северо-восток.

Пришилкинская структурно-мобильная зона смятия (ПСМЗС) характеризуется гетерогенно-блоковым строением. Участие ее в строении образований почти всех установленных в районе временных подразделений сви-

детельствует о полихронном ее развитии. Положение зоны на сочленении геоблоков — Алдано-Станового, Байкальского и Амурского определяет ее как подвижную структурно-геоблокоразделяющую структуру.

ПСМЗС охватывает территорию, расположенную в междуречье Шилка—Торга—Белый и Черный Урюмы, и прослеживается на восток за пределы листа. Подобное положение зоны не могло не отразиться на особенностях ее развития и геологического строения. Северной границей зоны являются разломы Бушулей-Могочинской системы, которые ограничивают южные окончания Нерча-Урюмского и Олекма-Нюкжинского блоков. Протяженность ее более 450 км и ширина более 70 км.

Могоча-Бушулейский разлом (МБР) разделяет зону на две составные части — северную и южную. В северной преимущественно локализуются массивы гранитоидов гранодиоритовой и гранитовой формаций раннего палеозоя с провесами кровли, сложенными образованиями гнейсово-кристаллосланцево-амфиболитовой и гнейсо-гранитовой формаций раннего протерозоя, аналогов Олекма-Нюкжинского блока, и терригенно-вулканогенными — верхнего рифея. МБР по отношению к раннедокембрийским структурам занимает секущее положение, одновременно являясь ограничением ряда блоков внутри зоны, выполненных терригенно-вулканогенными толщами рифея. Это позволяет предполагать возраст его заложения как рифейский. В то же время, секущее положение его по отношению к главному шву Монголо-Охотского разлома свидетельствует о более раннем его заложении. Широкое развитие метаморфических пород и гранитоидов позднего рифея в южной части ПСМЗС, не свойственных Олекма-Нюкжинскому и Витимо-Урюмскому блокам, позволяет допустить МБР как границу блоков с разной историей геологического развития, как *палеограницу* с Амурским геоблоком.

В южной части ПСМЗС широким развитием пользуются метаморфические образования кристаллосланцевой формации, вмещающие конкордантные массивы гранитоидов бухточинского комплекса рифея. Они слагают моноклираль, погружающуюся на северо-запад, что подчеркивается смещением осей линейных высокомагнитных аномалий (ΔT) к северу относительно выходов границ массивов гранитоидов. Такое соотношение динамометаморфитов и гранитов, а также осложнение моноклиналей асимметричными синформами и куполовидными выступами по простиранию моноклинали является типичным свойством глубинных зон смятия. Характерным для нее являются многочисленные конкордантные массивы расслоенных габброидов кручининского и гранитоидов крестовского и олекминского комплексов раннего палеозоя. Монголо-Охотский шов в пределах Аникинского выступа занимает по отношению к зоне смятия секущее положение. Исходя из вышеизложенного, возраст зоны смятия и заложения МБР можно полагать как ранний протерозой—рифей.

Следует добавить, что цепочка плитообразных массивов гранитоидов перми, контролируемых МБР, и прурочность рифтогенных впадин, выполненных верхнеюрскими и нижнемеловыми отложениями по ее простиранию, свидетельствуют о его продолжительной активности.

ПСМЗС обладает блоковым строением. К северу от МБР выделяются блоки: Дарасунский, Жирекенский, Могочинский; к югу — Оловский, Усть-

Карский, Горбичанский. Блоки имеют тектонические ограничения. Разломы широтного, северо-восточного простираний с углами падения 35–70° создают блоково-листринговое строение ПСМЗС [270]. Они трассируются интрузиями расслоенных базитов кручининского комплекса, приразломными грабенами, выполненными вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры—нижнего мела и плутонами гранитоидов позднеюрских комплексов. Дарасунский, Усть-Карский, Могочинский блоки интенсивно насыщены интрузиями позднемезозойских комплексов.

В Дарасунском блоке плутоны локализируются в висячем крыле МБР на участке его резкой виргации на юг; в Усть-Карском они занимают аналогичную позицию только относительно Давенда-Ушмунского разлома северо-северо-восточного простирания вплоть до сопряжения его с основной ветвью Монголо-Охотского разлома.

Дарасунский блок в форме вытянутого треугольника охватывает междуречье Кручина—Нерча и ограничен нарушениями Нерчинского, Урюмского, Могоча-Бушулейского региональных разломов. В южном ограничении блока массивы гранитоидов вытянутой формы контролируются Верея-Тыргинским разломом. Основной особенностью блока является Эдакуй-Усуглинская магмоконтролирующая зона, по простиранию которой локализируются зональные многофазные массивы гранитоидов амуджиканского комплекса. В зоне полого падающих северо-западных контактов их сопровождают некки, жерловины, штоки порфировых разностей. Магматогенная зона согласна с простиранием виргирующего МБР. По интерпретации геофизических материалов в зоне виргации с субширотного на юго-западное простирание разлом погружается в направлении запад-северо-запад под углом 45–55° в сторону магмоконтролирующей зоны. Большая часть золоторудных месторождений и проявлений золота локализована в пространстве между выходами интрузий и МБР. К зоне встречного падения разлома и магмоконтролирующей зоны с широким развитием сателлитов в надынтрузивной части приурочены многочисленные рудные проявления золота.

Усть-Карский блок находится в междуречье Шилка—Урюм. Северным его ограничением является МБР, с северо-запада он оконтуривается зоной кулисовидных разломов, содержащей блоки тектонических пакетов метаморфитов позднего докембрия, продолжающихся до сопряжения с Монголо-Охотским разломом. Юго-восточной границей блока является Пришилкинское звено Монголо-Охотского разлома, которое на юго-западном окончании совмещается с Восточно-Агинской сутурной зоной, вмещающей Молодовские офиолиты [105]. Блок характеризуется асимметричным строением. Южный фланг его сложен гранитоидами бухточинского комплекса с реститами метаморфитов пришилкинского комплекса. Севернее Ундургинского разлома блок выполняют гранитоиды раннего палеозоя. Рифейские образования, находящиеся в моноклинальном залегании, погружаются в северных румбах под углами 25–50°. Основной особенностью блока является цепь массивов гранитоидов шахтаминского и амуджиканского комплексов. Она, залечивая разлом, контролирует восточное ограничение блока. Эта структура фактически является продолжением Октаикано-Шахтаминской и Балей-Сретенск-Буглукской зоны интрузий гра-

нитоидов южного фланга блока. Амуджикано-Итакинская зона интрузий восточного ограничения блока, можно полагать, является их продолжением. Эта магматогенная структура объединяет Амурскую дайку, Карачачинский, Карийский, Богоджинский, Донбай и ряд других мелких массивов, локализованных вдоль восточной границы блока. Плутоническая структура дугообразной формы протяженностью более 250 км совмещается с осью аномалий экстенсивности золотого оруденения Восточного Забайкалья [54].

Усть-Карский блок характеризуется пониженным уровнем значений гравитационного и магнитного полей относительно блока, расположенного к востоку, что, вероятно, свидетельствует о его высокой фемичности. Параллельно этой границе располагается магматогенная структура. Подобные соотношения магматогенной зоны с блоком фемического состава характерны как для Дарасунского, так и для Могочинского блоков. Это дает повод для проведения аналогии характера локализации золоторудной минерализации в Дарасунском, Усть-Карском и Могочинском блоках.

Оловский блок занимает междуречье нижнего течения р. Нерча и р. Куэнга и находится между Дарасунским и Усть-Карским блоками. С северо-запада по МБР он контактирует с Жирекенским блоком, юго-восточной границей его является Пришилкинское звено Монголо-Охотского разлома [105]. Блок характеризуется трехъярусным строением. Нижний ярус — цоколь — представляет собой пакет тектонических пластин, сложенный метаморфическими и магматическими образованиями комплексов позднего протерозоя с многочисленными массивами габброидов раннепалеозойского комплекса в нижних уровнях пакетов [92]. В строении среднего яруса принимают участие штоки лейкогранитов и образования вулканоплутонических ассоциаций позднего палеозоя. Верхний ярус — чехол блока — сложен вулканогенно-осадочными и осадочными толщами верхнего мезозоя Зюльзинской и Оловской впадин. Они содержат силлы базальтоидов и некки кислых вулканитов. Последние выражены контрастными гравиметрическими аномалиями (Δg) отрицательного знака. Постранственно с некками кислых вулканитов ассоциирует ряд месторождений и проявлений урана. Наличие внутренних многочисленных разломов, вероятнее всего, следует связывать с пакетированием тектонических пластин в блоке. Подобная ситуация для южной части блока была смоделирована по гравиметрическим, магнитометрическим, электроразведочным и геологическим данным [92].

Горбичанский блок охватывает водораздел рек Желтуга—Шилка. По выражению в геофизических полях блок близок к Оловскому, но в геологическом плане отличается от него отсутствием площадного развития осадочных толщ мезозоя, которые сохранились только в северной части Могочинского грабена. Последние представлены терригенными отложениями могочинской свиты средней юры и вмещают ряд месторождений и проявлений урана. Основание блока слагают кристаллические породы раннего докембрия, кристаллические сланцы и плагиограниты комплексов позднего протерозоя. Периодичная повторяемость их в разрезе блока и последовательность разновозрастных метаморфических и магматических образований по вертикали в согласных структурных соотношениях позволяют говорить либо о «палеочешуйчатом» надвиге, либо о тектонической расчлененности основания блока.

Жирекенский блок выделяется между Оловским и Усть-Карским блоками, в бассейне рек Ундурга—Джелонда. С севера он ограничивается Урюмским разломом, с юга — МБР. Блок разделяется на две составные части Бушулей-Мамачихинской интрузией гранитоидов позднего палеозоя, которая имеет вытянутую в плане и гарполитообразную форму в разрезе. В магнитном поле интрузия выражается цепочкой положительных аномалий (ΔT), смещенных к северу от контура массива и ориентированных согласно его простиранию, что является подтверждением положения о падении интрузии в северных румбах. Массивы габброидов, расположенные по периферии блока, характеризуются положительными аномалиями гравитационного и магнитного полей. Северо-западную часть блока выполняют гранитоиды раннего палеозоя с остатками кровли, сложенной метаморфитами раннего протерозоя, вулканогенно-терригенными отложениями рифея. Геологический фон в юго-восточной части блока составляют гранито-гнейсы гнейсо-гранитовой формации раннего протерозоя. Гранитоидные массивы палеозоя прорваны мелкими штоками порфиров мезозоя, с которыми пространственно ассоциирует ряд месторождений и проявлений молибдена, золота, флюорита. С северо-запада и юго-востока блок обрамляется рифтогенными впадинами, выполненными отложениями верхнего мезозоя.

Могочинский блок находится в северо-восточной части Пришил-кинской мобильной зоны. Он занимает водораздел рек Амазар—Черный Урюм—Тунгир—Желтуга. С севера блок ограничивается Итака-Амазарским опережающим разломом Джилинда-Могочинской зоны разломов с межразломным блоком — Могочинским выступом архейских образований. Южная граница блока проводится по Могоча-Бушулейскому разлому. Западная граница блока менее определена. Ее, вероятно, представляют Итака-Урюмский и Чернинский разломы. Ярко выраженной особенностью ограничивающих разломов является то, что все они трассируются интрузиями базитов габбровой формации раннего палеозоя и монцонит-гранодиорит-гранитовой формации позднего палеозоя. На основании блока, сложенного метаморфитами кристаллосланцевой формации, гранитоидами гранит-гранодиоритовой и гранитовой формаций рифея и раннего палеозоя, наложены структуры активизационных комплексов позднего палеозоя—мезозоя. Они контролируются, как и структура блока в целом, ветвящимися нарушениями Могоча-Бушулейской зоны разломов. Последние создают клавишную систему блоков высокого порядка, погружающихся на север. Активизационные комплексы представлены образованиями вулканоплутонических ассоциаций щелочногранитовой с трахидацит-трахириолитовой и монцонит-гранитовой с трахиандезит-трахириолитовой формаций. Наряду с магматическими формациями активизационных комплексов в блоке находятся осадочные и вулканогенно-осадочные толщи: алевролит-конгломератовой формации средней юры, терригенно-вулканогенной и молассовой формаций верхней юры—нижнего мела. Образования первых формаций слагают массивы вытянутой формы и формируют Верхне-Олонгринскую вулканическую гряду. Вторые — на восточном продолжении разлома, контролирующего вулканическую гряду, выполняют Могочинскую впадину. В ней алевролит-конгломератовая толща подстилает-

ся вулканитами трахидацит-трахириолитовой формации нижнего триаса. На западном продолжении разлом контролирует Маякскую взброшенную вулcano-купольную структуру, в основании которой залегают терригенные образования средней юры. Интрузии, сложенные образованиями амуджиканского комплекса поздней юры, преимущественно тяготеют к западному флангу блока. Это типичные штоки, иногда S-образной формы с крутыми углами падения контактов; с большей их частью ассоциируют золоторудные проявления. В узлах пересечения интрузий амуджиканского комплекса и гранитоидов позднего палеозоя находятся месторождения молибденовой формации жильного типа.

Урюмский разлом на северо-западном фланге блока контролирует Черно-Урюмскую и Ксеньевскую рифтогенные впадины. Их выполняют нижнемеловые отложения. Впадины асимметричного строения с крутым (до 50°) залеганием пород в северо-западных бортах. В юго-восточных бортах они залегают полого (до 10°).

Амурский геоблок выделяется в юго-восточной части территории, в междуречье Шилка—Газимур—Урюмкан. Он включает Ундино-Газимурский мегаблок в составе Аргунского композитного массива и Кактолга-Орогочинский мегаблок мобильной зоны. От Пришилкинской зоны смятия он отделяется Монголо-Охотской складчато-надвиговой надсистемой (*Монголо-Охотской системой разломов* — см. ниже) и Агинско-Борщовочным блоком Агинской межгеоблоковой зоны мегамеланжа [169]. Ундино-Газимурский мегаблок от Монголо-Охотской мегасистемы отделяется Восточно-Агинским краевым швом.

Ундино-Газимурский мегаблок в пределах карты представлен только северо-восточной окраиной. В составе образований, слагающих мегаблок, выделяются структурные комплексы кристаллического основания, сильно деформированного «эпигеосинклинального(?) чехла», орогенных и коллизионных(?) магматических образований. В строении мегаблока также принимают участие наложенные активизационные структуры мезозоя.

Комплексы кристаллического основания мегаблока представлены образованиями гнейсово-кристаллической формации Уктычинского выступа, который располагается по северо-восточной периферии мегаблока, а также Южно-Пришилкинского выступа в крыле Междуреченского и кровле Аникинского гранито-гнейсовых валов.

Метаморфиты гнейсово-амфиболит-кристаллосланцевой формации слагают тектонически расслоенные пластины. При этом метаморфиты в них смяты в линейные, часто высокоамплитудные лежачие, опрокинутые и килевидные складки высоких порядков с размахом крыльев в несколько сот метров.

Структуры венд-раннепалеозойского этапа в пределах мегаблока сложены карбонатно-терригенными образованиями алевролитово-кварцево-песчаниковой, известняково-доломитовой и сланцево-известковой формаций венда—кембрия. Их выходам соответствуют положительные аномалии гравитационного и магнитного полей. К основным структурам этажа относится Кактолгинский, Пригазимурский, Прибудюмканский и Урюмканский синклиории, ориентированные в северо-восточном направлении. В наиболее крупных синклиориях протяженностью более 220 км, при

ширине 80–120 км выделяется ряд пликативных структур второго порядка с размахом крыльев до 16–18 км при углах падения их 25–50°. В центри-клинальных частях они осложнены структурами более высокого порядка.

Средне-верхнепалеозойский структурный этаж образован девонскими терригенно-вулканогенными образованиями, динамометаморфитами агинско-борщовочного и гранитоидами ундинского комплексов. Девонские отложения рассматривались как островодужные и задуговые терригенно-базальтовой и известняково-песчаниково-алевролитовой формаций [41]. Они сохранились в юго-западной части Пригазимурского и северо-восточной Прибудюмканского синклинория и слагают фрагменты складчатых структур размером 25–30 × 8–10 км с падением пород на крыльях до 70°. Отложения девона несогласно залегают на венд-кембрийских осадках и ограничены сбросо-сдвигами и надвигами.

Динамометаморфиты агинско-борщовочного комплекса локализованы преимущественно в Монголо-Охотской складчато-надвиговой надсистеме и Приаргунском синклинории. Они участвуют в строении надвигов, сложенных породами основания мегаблока, терригенно-карбонатными осадками венда–кембрия и девона и образуют матрикс зон меланжа. Матрикс представляет собой милониты, бластомилониты, бластокатаклазиты. Тектонические меланжи слагают Карийское, Верхнекуларкинское, Нижнегорбичанское крупные поля. Для динамометаморфитов характерны анти- и синформные структуры, осложненные изоклинальной складчатостью, взбросо-надвиговыми и сдвиговыми деформациями. В бассейне р. Никольская в зоне меланжа тектонические линзы базитов по химическому составу соответствуют офиолитам океанических островов [105, 41].

Магматические образования этажа представляют конкордантные и дискордантные гранодиорит-гранитные интрузии ундинского комплекса батолитового типа.

Нижне-среднеюрский этаж сложен осадочными толщами онтогоинской серии и верхнегазимурской свиты, которые выполняют узкие грабены, образующие кулисообразную систему по левобережью р. Шилка и долине р. Газимур протяженностью более 180 км. Отложения представляют флишоидную и молассовую формации окраинных морей. Они смяты в асимметричные линейные, запрокинутые на юго-восток, складки северо-восточного и субширотного простирания, протяженностью до 30–50 км, осложненные срывами и взбросо-надвигами. В районе р. Дыренская Кактолга нижнеюрские отложения слагают брахисинклиналь размером 15 × 10 км и углами падения на крыльях слоистости пород 20–30°.

Средне-позднеюрский этаж образован гранитоидами гранитовой формации борщовочного комплекса и монцонит-гранитовой формации шахтаминского. Гранитоиды гранитовой формации формируют Междуреченский, Половинкинский, Аникинский, Будюмканский гранито-гнейсовые валы. Они образуют кулисообразную структуру протяженностью более 200 км. Валы ограничены разрывными нарушениями северо-восточного простирания и осложнены куполовидными структурами второго порядка, ядерные части которых сложены массивными гранитоидами, периферийные – гнейсовидными разновидностями гранитов, переполненными скиалитами пород основания мегаблока, ксенолитами пород аргунской серии

и агинско-борщовочного комплекса. В обрамлениях валов гранитоиды интенсивно тектонизированы с наложенными зонами blastsмилолитов, милолитов и катаклазитов. Зоны динамометаморфитов имеют мощность 3–5 км. Степень изменений пород постепенно снижается в направлении к осевой части валов. Для валов характерна центробежная ориентировка планпараллельных текстурно-структурных элементов. В пределах Аникинского антиклинория купольные структуры только частично вскрыты эрозией. Размеры их в диаметре составляют порядка 12–15 км. В целом они занимают секущее положение к структурам венд-кембрийских толщ.

Магматические образования монционит-гранитовой формации шахтаминского комплекса представлены северо-западным окончанием Октаиканского массива гранитоидов, который с юга ограничивает Междуреченский гранито-гнейсовый вал, а также ряд штоков в Будюмканской межблоковой зоне разломов.

Позднеюрский структурный этаж образован отложениями континентальной терригенной молассы в составе ундинской нерасчлененной серии. Они выполняют ряд грабен-синклинальных структур, кулисовидно расположенных в долинах рек Шилка, Газимур, Будюмкан. Протяженность грабен-синклиналей колеблется от 20 до 80 км, ширина от 2 до 10 км. Отложения серии налегают на более ранние образования с резким угловым несогласием. Углы падения слоев во впадинах обращены к центру структур и изменяются от 15–20 до 40–50°.

Штоки гранитоидов лейкогранитовой формации кукульбейского комплекса в Будюмканской и Урюмканской синклинорных зонах являются неотъемлемой составляющей структурного этажа.

Раннемеловой структурный этаж сложен отложениями тургинской серии континентальной вулканогенно-терригенной формации. Они выполняют рифтогенные впадины в Пришилкинском, Пригазимурском и Будюмканском синклинориях и залегают со структурным несогласием на верхнеюрских отложениях. Наиболее крупная Усть-Карская впадина протяженностью более 130 км и шириной до 7–8 км находится в пределах Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой надсистемы и с северо-запада оконтуривает Ундино-Газимурский блок. Обрамление грабенов тектоническое, с амплитудой сбросов в сотни метров.

Ундино-Газимурский мегаблок включает блоки Ларгинский и Верхнегазимурский, различающиеся глубиной залегания гранитоидного основания. Для Ларгинского блока глубина залегания гранитизированного основания составляет 2–3 км, для Верхнегазимурского – 4–5 км. Первый представляет собой типичную межсводовую депрессионную зону, второй – межблоковую мобильную зону.

Кактолга-Орогочинский мегаблок отличается от Ундино-Газимурского глубиной залегания гранитизированного основания (5–7 км), значительным увеличением объема гранитоидов кукульбейского комплекса поздней юры и многочисленными штоками гранитоидов порфириновой фации шахтаминского комплекса, локализованных в нарушениях межмегаблоковой Будюмканской зоны разломов.

Агинско-Борщовочный блок представляет фрагмент северо-восточного окончания Агинской межгеоблоковой зоны мегамеланжа. В пре-

делах карты она отделяет Ундино-Газимурский мегаблок Аргунского массива от Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой складчатой надсистемы. Юго-восточной границей мегаблока является Восточно-Агинская сутурная шовная зона, которая, следуя по правобережью р. Удыча, простирается за пределы листа; северо-западной – Пришилкинское звено Монголо-Охотского разлома. Зона представляет собой коллаж тектонических блоков высокого порядка, разделяемых межблоковыми разломами сдвигово-надвиговой кинематики. Блоки представляют собой фрагменты Уктычинского выступа – линейризованного кристаллического основания раннего протерозоя(?) и в аллохтонном залегании терригенно-карбонатные отложения девона. В северной части блока, по левобережью Шилки, в аллохтонном залегании широко развиты отложения аспидно-флишоидно-турбидитовой формации верхнего триаса и линзообразные тектонические блоки, выполненные отложениями флишоидной формации нижней юры, приуроченные к северной границе блока. Межблоковые зоны выполнены динамометаморфическими образованиями агинско-борщовочного комплекса среднего палеозоя, сопровождаемыми протрузиями серпентинитов и зонами серпентинитового меланжа, выделенными как зоны развития офиолитов (Молодовская зона [107, 41]).

Автохтонные образования зоны мегамеланжа представлены Борщовочным и Пологинским гранито-гнейсовыми валами гранитоидов гранитовой формации, плутонами и штоками гранитоидов монзонит-гранитовой формации средней–поздней юры, осадочными толщами вулканогенно-терригенной и молассовой формаций нижнего мела, выполняющими рифтогенную Шилкинскую впадину асимметричного строения.

Агинско-Борщовочный блок обладает зональным строением, которое выражается последовательной сменой с юго-востока на северо-запад фрагментов, в строении которых принимают участие разновозрастные комплексы.

Уктычинский выступ, расположенный в восточной части блока, представляет собой ансамбль надвинутых друг на друга, разделяемых разломами линзовидных блоков. Они сложены линейризованными метаморфитами урульгинского комплекса. Состав метаморфитов находится в прямой зависимости от пород, по которым они развиваются: меланократовый сланцевый перепополнен остатками габброидов чонгульского комплекса, гнейсовый – гранитоидами урюмканского(?) комплекса. Метаморфические образования смяты в линейные складки с углами падения крыльев от 10 до 70–75°. Складки разделяются зонами срыва, падение которых варьирует от 80 до 15–20°.

С северо-востока Уктычинский выступ срезается зоной динамометаморфитов агинско-борщовочного комплекса с линзами и полосовидными кулисами офиолитов [41] Молодовской зоны, образующими сложные пучки взбросово-чешуйчатого строения. Они надвинуты на смежные структуры выступа. Тела серпентинитов образуют пакеты тектонических пластин рассланцованных или растащенных до состояния мономиктового меланжа пород ультраосновного состава. В плане структура пакетов офиолитов образует сигмообразные тела типа горизонтальной флексуры с утонением окончаний на флангах и раздутыми смыкающимися крыльями. Несмотря

на нарушенность конечной структуры офиолитов включениями «древних»(?) блоков, ее первичный контур, сигмоидный рисунок строения, уверенно восстанавливается по сохранившимся в пакетах фрагментам мономинальных и складчатых форм. От шовной зоны наблюдаются ответвления утоненных тектонических линз офиолитов. В бассейне р. Чача линзы постепенно расширяются, обогащаются серпентинитовыми телами и круто дугообразно изгибаются в направлении на юго-восток. При пересечении р. Шилка офиолитовые тела меняют ориентировку. Система офиолитовых тел в сочетании с шовной зоной, выполненной динамометаморфитами, отвечает модели левых трещин отрывов, возникающих в зоне сдвига. В этой интерпретации шовные бластомилониты выполняют осевую зону сдвига с максимальными скалывающими напряжениями. Офиолитовые тела отвечают кулисным рядам левого сдвига.

Шовная зона с запада отделяет Уктычинский выступ от Шилка-Кулиндинского аллохтона, представляющего собой пакет тектонических пластин. Низы его сложены тектоническими пакетами метаморфических образований кристаллического основания раннего протерозоя(?), разделенными динамометаморфическими образованиями агинско-борщовочного комплекса; верхи сложены толщами девона и триаса. Вдоль Монголо-Охотского разлома, в зоне кулисовидно расположенных блоков, широко развиты отложения нижней юры, смятые в простые линейные складки.

Автохтонные образования Шилка-Кулиндинского аллохтона представляют гранитоиды гранитовой формации Борщовочного и Пологинского гранито-гнейсовых валов линейной формы, окаймленные зонами бластомилонитов и катаклазитов. Гранитоиды монцонит-гранитовой формации слагают Куренгино-Сретенский гарполит и ряд штоков, локализованных в зоне Монголо-Охотского разлома. Отложения верхней юры и нижнего мела, несогласно перекрывая все вышеупомянутые образования, выполняют Шилкинскую межгорную впадину протяженностью около 90 км, которая совместно с Ундино-Даинской впадиной и Балейским грабеном образует единую рифтогенную систему.

Особенностью характеризуемой территории является широкое развитие **разрывных нарушений** различных рангов и возрастов, определяющих блоковое строение территории. Разрывные нарушения образуют протяженные долгоживущие системы зон разломов, которые разграничивают структурно-тектонические подразделения различного ранга.

Крупные разломы разграничивают геотектонические области, отличающиеся друг от друга геологическим строением, особенностями развития, формационным составом осадочных пород, характером магматизма, метаморфизма и металлогении. По своей внутренней морфологии разломы очень сложны. В них, нередко, один разрыв классифицируется как сброс, другой, отделенный от первого небольшим блоком, является типичным взбросом или надвигом. Необходимо отметить, что разломы неодинаковы как по своим морфологическим признакам, так и пространственному расположению. Они ограничивают, разделяют разновозрастные геологические структуры, имеют различную протяженность, ширину и глубину заложения.

Преобладающая система разломов всех рангов диагональная — северо-восточная и северо-западная. Подчиненное значение имеют разломы субширотного и субмеридионального простираний.

Диагональная система разломов имеет древнее заложение и оказывает влияние на тектонический план региона на протяжении всей последующей истории. К таким относятся системы разломов: Монголо-Охотская, Могоча-Бушулейская, Джилинда-Могочинская, Патомско-Жуинская и ряд других.

Зоны долгоживущих разломов представляют собой системы тектонических пластин, клиньев, линз, в пределах которых наблюдаются расщепление, смятие, метаморфизм, милонитизация пород. Такой структурой является Монголо-Охотская система разломов.

Монголо-Охотская система разломов является неотъемлемой составной частью одноименной полициклической складчато-надвиговой системы, возникшей в позднем протерозое—венде (среднем протерозое [169]) между докембрийскими геоблоками: с севера — Алдано-Становым и Байкальским, с юга — Амурским. Главные разломы системы носят сбросово-раздвиговый и сдвигово-надвиговый характер. Система состоит из более мелких разломов и является пограничной структурой глубинного заложения. В пределах характеризуемой территории она имеет протяженность около 280 км и прослеживается с юго-запада на северо-восток за ее пределы. Составные разломы — Восточно-Агинский, Междуреченский, Пришилкинкий, Борщовочный ограничивают систему с юга и характеризуются сложным строением. Они сопровождаются зонами динамометаморфизма, меланжа, содержат протрузии гипербазитов. Во фронтальной части системы развиты взбросо-надвиги, чешуйчатые надвиги с амплитудами смещения в пределах Аникинского выступа первые сотни метров [89]. Чередование обстановок раздвига и сжатия, которые, вероятно, осуществлялись в венде—кембрии и девоне, сменились в среднем палеозое сдвиговыми движениями (транспрессией [140]). Раздвиговая ситуация возникла в триасе и нижней юре. Развитие протрузий гипербазитов и многочисленных интрузий базитов, широко развитых в северной части системы, свидетельствует о ее глубинном характере.

В пределах системы широко проявлены зоны брекчирования, расщепления и метасоматических преобразований. Породы раннего докембрия Уктычинского выступа преобразуются в очковые гнейсы, диафориты-гнейсоиды, бластомилониты. Систему трассируют гнейсо-гранитовые плутоны (индикаторы пластических деформаций), массивы гранитоидов шахтаминского комплекса, блоки линзовидной формы, выполненные терригенными отложениями нижней—средней юры, и рифтогенные грабены верхней юры и нижнего мела.

Могоча-Бушулейский структурный глубинный разлом (МБР) в Пришилкинской зоне был выделен как гравитационная ступень северо-восточного до субширотного простирания, прослеживающаяся на 400 км и более и уходящая в оба направления по простиранию за пределы территории. Он находится в междуречье Шилка—Урюмы—Амазар. Разлом совпадает с границей двух резко различных по строению геофизических полей: положительного (Δg) — к югу (область относительного прогибания); отрицательного

(Δg) — к северу (область относительного поднятия). По мнению одних исследователей [262], разлом разделяет области разновременной складчатости, по мнению других [89] — разновременной активизации. По нашему мнению, он разделяет, прежде всего, области с разным строением коры.

В современном выражении МБР представляет собой систему субпараллельно ориентированных разветвляющихся продольных разломов. Они сопровождаются зонами расщепления, милонитизации, брекчирования. Глубинный характер разлома подчеркивается приуроченностью к нему разновозрастных магматических образований, в том числе базитов, в приразломных впадинах — базальтов и умереннощелочных интрузий основного состава. Время его заложения рассматривалось как рубеж архея и раннего протерозоя [89]. Разлом одновременно служил границей раздела двух областей разновременного становления гранитоидных комплексов [262]. В области протерозойского формирования гранитоидов происходило одновременно со складчатостью, путем гранитизации с образованием гранито-гнейсовых куполов, иногда занимающих по отношению к разлому несогласное положение. Гранитоиды рифея (бухточинский комплекс) формируют плутоны и находятся в структурном согласии. На основании этого можно полагать, что заложение разлома произошло на рубеже среднего протерозоя. В раннем палеозое происходило оживление разлома, на что указывают приуроченность к нему плутонов габброидов кручининского комплекса. В позднепалеозойское время наибольшей активностью отличаются разломы северных составляющих западного продолжения и южных — восточного. К ним приурочены на востоке Давенда-Ключевская группа интрузий, на западе — Джелондинская, Зудыра-Мамачихинская, Бушулей-Бородинская и др. При этом разломы имеют падение в северных румбах, что подтверждается наклоном структур течения в массивах гранитоидов под углом 40–70° [89, 270]. Асимметричное строение массивов характеризуется преобладанием более кислых разностей в висячем боку плутонов, имеющих гарполито- и плитообразную форму.

В среднеюрское время наибольшей активностью отличался восточный фланг разлома. К нему приурочен ряд грабенов и вулканических просядков, формирование которых происходило в условиях прогибания южной части Пришилкинской зоны. В позднеюрское—раннемеловое время происходит оживление разлома, связанное с ситуацией растяжения. Вся система разломов представляла собой широкую мобильную зону. В ее пределах формировались протяженные рифтогенные грабены, заполнившиеся вулканиками основного и кислого составов и континентальной молассой. Процесс активизации разлома в это время сопровождался внедрением трещинных тел амуджиканского комплекса и формированием золоторудных проявлений. Судя по S-образной форме массивов, растяжение было связано с левосторонним движением северной части Пришилкинской зоны. В раннемеловую эпоху при продолжающемся растяжении происходило внедрение основных щелочных интрузий и формирование парагенетически связанного с ними низкотемпературного оруденения сурьмы, ртути, фтора и золота. По своей природе и характеру проявления Могоча-Бушулейский разлом относится к категории глубинных разломов [160], о чем свидетельствуют длительность развития, сгущение изоаномал при резкой смене положительных и отрицательных значений (Δg) гравитационного поля.

Витимо-Калаканская система разломов прослеживается от верховьев р. Бол. Амалат вдоль р. Витим до устья р. Калакан в пределах каледонской(?) складчатой области. Она отделяет Нерча-Урюмский блок от Ципикано-Усойского и является пограничной структурой северо-восточного простира- ния между блоками, сложенными ультрабазитами, гранитами, терриген- ными толщами девона(?). В междуречье Витим—Ципа она разграничивает блоки, сложенные архейскими высокометаморфизованными образова- ниями Амалатской глыбы, рифейскими и палеозойскими гранитоидами. В среднем течении р. Бол. Амалат зона пересекает вкрест складчатые и раз- рывные структуры северо-западного простира- ния в зоне Точерского раз- лома рифейского времени заложения [15]. К Витимо-Калаканской зоне разломов приурочен ряд грабен-синклиналей, выполненных континенталь- ными грубообломочными породами нижнего мела. В среднем течении р. Бол. Амалат разломы крутопадающие и относятся к сбросам. Зона раз- ломов в гравитационном поле выражается смещением изоаномал.

На границе Байкальского и Алдано-Станового мегаблоков находятся зоны Патомско-Жуинского и Парамского глубинных разломов субмери- дионального и северо-западного простира- ния, к которым приурочены мас- сивы базитов и гипербазитов. Зоны фиксируются геофизическими данны- ми. Ряд исследователей [117] рассматривают Парамскую зону разломов как краевой шов, ограничивающий с востока Сибирскую платформу. Разломы характеризуются сложным строением, сопровождаются зонами милонити- зации, расланцевания, меланжирования.

К юго-востоку по простира- нию этих разломов выделяется *Джиллинда-Могочинская зона разломов*, которая отделяет Алдано-Становой геоблок от Байкальского. Она является краевой структурной зоной разломов Западно-Станового мегаблока. Ранее эта структура рассматривалась как струк- турно-формационная зона раннедокембрийских образований [148]. Г. Л. Митрофанов рассматривает ее как зону разломов позднерифейского возраста. В пределах зоны получены возраст пояса высокометаморфи- ческих образований 1870 млн лет [19] и возраст гранитообразования 700 млн лет [80]. Зона сложной морфологии, сдвигово-надвиговой приро- ды (правосторонний сдвиг). Углы падения зоны с северо-запада на юго- восток постепенно выходяются от 70 до 20–30° в северных румбах. На юго-восточном фланге она распадается на ряд составляющих, которые об- разуют структуру «конского хвоста».

В рифее было сформировано несколько зон линейных дислокаций севе- ро-западного простира- ния: *Верхне-Бамбуйская, Аиктинская, Амалат-Бамбу- койская*. Во вмещающих образованиях они выражены зонами катаклазитов, милонитов, мелкими линейными грабенами, выполненными терригенно-кар- бонатными породами венда—кембрия. Разломы подчеркиваются полосами очковых метасоматитов по гранитоидным породам, поясом субвулканических тел устькеланского комплекса.

В породах Нерча-Урюмского блока Селенгино-Яблонового мегаблока выделяется несколько систем зон *северо-западного простира- ния*, хорошо видимых на высотных дистанционных снимках. Они как бы образуют дугу, выпуклостью обращенную на юго-запад. Зоны контролируют блоки пород иргаинской свиты, ассоциирующие с гипербазитами, сильно амфиболи-

зированными габбро. В краевых частях блоков широко развиты метаморфические образования по рифейским(?) породам. Падение зон северо-восточное [123].

В Нерча-Витимском междуречье отмечается несколько *зон разломов субширотного простирания*, приуроченных к тектоно-магматическим структурам линейного и линейно-узлового строения. Наиболее четко выраженными из них являются *Хулуглинская, Конталакская, Юмурчено-Таллаинская*. Они состоят из отдельных мелких разломов, идущих параллельно или под небольшим углом к основному разлому, образуя целую систему ответвлений.

ДАнные об объеме строении мезозойских впадин и домезозойского фундамента территории листа N-50

В основу схемы глубинного строения, предложенной геологами и геофизиками ФГУГП «Читагеолсъемка» для площади листа N-50, положена физико-геологическая слоисто-блоково-очаговая модель строения земной коры. Она разработана для Забайкалья [160] с идеализированным строением слоев (верхов разреза коры), хотя установлено и обосновано [221], что в верхней части разреза земной коры (до глубины порядка 10–15 км), то есть в кровле диорит-метаморфического слоя (ДМС), выделяются многочисленные неоднородности. Диорит-метаморфический слой ($\sigma = 2,75 \text{ г/см}^3$) включает породы архей-протерозойского фундамента и сложен кристаллическими, глиноземистыми и углеродистыми сланцами, амфиболитами, метагабброидами, мраморами, кварцитами и др. В низах разреза ДМС возрастает объем меланократовых образований, в основном базитов и метагаббро, и увеличивается плотность ($\sigma = 2,85\text{--}2,96 \text{ г/см}^3$). Намагниченность пород ДМС изменяется от 0 до 1000×10^{-5} ед. СИ и более. Меланократовые породы намагничены неравномерно.

Нижележащие под ДМС крупные разделы земной коры, а также детали их строения в модели Г. И. Менакера [160] не обоснованы имеющимся фактическим материалом, в связи с чем эта часть модели отнесена к категории гипотетических и исключена из интерпретации.

Напротив, кровля ДМС (фундамента) — единственная из основных границ земной коры, выходящая местами на дневную поверхность, доступна непосредственному изучению и к тому же четко проявляется в качестве плотностных неоднородностей. Положение этой границы уверенно устанавливается с помощью расчетов по аномалиям силы тяжести.

Создание модели объемного строения верхней части земной коры рассматривается как экстраполяция на глубину установленных геологических тел по комплексу геолого-петрофизических, геофизических данных и минимальное включение в ее структуру гипотетических объектов.

При разработке модели объемного строения земной коры (ЗК) первоначально были построены схемы объемного строения позднеюрско-меловых впадин и допозднемезозойского фундамента, включающего массивы интрузивных комплексов всего мезозойского периода.

Схема объемного строения позднемезозойских впадин составлялась по электроразведочным, гравиразведочным, наземным магниторазведочным

данным масштаба 1 : 10 000—1 : 200 000 и материалам бурения. Возникающие противоречия между результатами геофизических исследований и данными бурения минимизировались на основе комплексной интерпретации, разработанной для петрофизически невыдержанных разрезов [380]. Влияние впадин исключалось из наблюдаемого поля. Расчет влияния впадин производился с учетом установленной петроплотностной расчлененности разреза на четыре комплекса (нижний $\sigma = 2,62-2,65$, средний $\sigma = 2,55$, верхний $\sigma = 2,47$ и завершающий $\sigma < 2,30$ г/см³). Петрографический состав петроплотностных комплексов нестабилен [380, 221].

Строение нижнего (допозднемезозойского) этажа определяется положением кровли негранитизированного ДМС. Уровнем этой кровли ограничена глубинность схемы строения допозднемезозойского фундамента. Физическим содержанием схемы интерпретации является размещение на определенных уровнях плотностных неоднородностей. При составлении схемы производилось районирование гравитационного и магнитного полей. При районировании выделены геоблоки (региональные минимумы, максимумы и с промежуточными значениями Δg), блоки (зональные минимумы, максимумы и промежуточные значения), локальные блоки (максимумы, минимумы).

Количественная интерпретация гравиметрического поля выполнялась от «регионального фона», который задавался по следующей схеме. За «нулевые» значения принимались значения величин поля над выходами (выступами) архей-протерозойских образований. Эти значения далее использовались для построения схемы «фона» с экстраполяцией его на участках, где отсутствуют выступы ДМС. Как правило, региональный фон аппроксимируется горизонтальными, наклонными или слабовыгнутыми поверхностями. Расчет (подбор) гравитационных эффектов производился по палеткам А. М. Березкина, К. Ф. Тяпкина с привлечением различных номограмм для пространственно ограниченных тел различной формы. Коррекция разрезов на глубину производилась до расхождения между наблюдаемым полем и расчетным до величины, равной погрешности съемки (0,4—0,7 мГал для карт масштаба 1 : 200 000).

В первую очередь проводилась количественная интерпретация локальных аномалий остаточного поля — оценивались вертикальная мощность, морфология и особенности внутреннего строения вмещающей среды, включая объемы надынтрузивных образований (ксенолитов и скиалитов).

Очаговые и межочаговые зоны, выделенные Г. И. Менакером [160], не охватывают всего многообразия разреза верхней части земной коры. За пределами блоков (мегаблоков), сложенных практически негранитизированными породами ДМС, размещаются неравномерно гранитизированные слои. В них просматривается единый ряд структур, различающихся степенью переработки ДМС процессами гранитизации. Крайние члены ряда соответствуют негранитизированным выступам или поднятиям ДМС и очаговым структурам, перекрытым метаморфическими комплексами.

На схеме выделены разломы нескольких типов: трансрегиональные, первого, второго и более высоких порядков. В основу выделения положена глубина погружения разломов. Расчетные глубины погружения по Δg трансрегиональных структур и структур первого порядка как границы плотност-

ных неоднородностей составляют 7–8 км, достигая в отдельных случаях 10–12 км. Возможное их проникновение на более глубокие уровни по аномалиям поля не устанавливается. Основная масса нарушений второго порядка, соответствующая линейным границам блоков, характеризуется погружением, немногим более чем глубина залегания ДМС. Такие структуры как позднемезозойские впадины и более ранние деперессии тяготеют к границам мегаблоков и блоков, что свидетельствует о ведущей роли глубинной приразломной тектоники в их формировании.

В пределах территории листа N-50 гравитационные и магнитные поля характеризуются сложным сочетанием региональных, зональных, локальных аномалий и неоднородностей.

Данные о петрофизических характеристиках пород площади листа у разных исполнителей различаются и нередко не имеют четкой пространственной привязки. Наиболее надежными, полученными по выборкам из скважин, являются определения И. М. Привалова по Чернышевскому, Ю. А. Майорова по Амалатскому, а также С. В. Павлова по Нерюнгринско-Алданскому районам (ПГО «Сосновгеология»).

В силу многочисленных обстоятельств интерпретация геофизических материалов носит вероятностный характер и отражает авторскую точку зрения на пространственное распределение геологических образований по геофизическим данным.

Выделяются фрагменты двух областей (геоблоков) I порядка.

1. Агинско-Амурская область (ААО) – Амурский геоблок – отвечает региональному максимуму поля силы тяжести. Основная его часть располагается к югу и юго-востоку на листах М-50, М-51.

2. Ульда-Олекминская область (УОО) – части Байкальского и Алдано-Станового геоблоков – отражена региональным минимумом поля силы тяжести, который дугообразно охватывает ААО.

Области характеризуются очень сложным сочетанием зональных и локальных аномалий гравитационного и магнитного полей (мегаблокам и блокам разных порядков). Граница между ААО и УОО выделяется как сложная система сближенных и кулисообразно расположенных зон градиентов. На восточном фланге и в центре система имеет восточное и северо-восточное простирание, в западной части (далее на юг на листе М-50) ориентирована субмеридионально. На листе N-50 этой структуре соответствует Могоча-Бушулейская зона разломов.

Основным отличием областей является степень (объем) гранитизированных сред, т. е. сохранность пород AR–PR основания(?).

Агинско-Амурская область (Амурский геоблок) занимает юго-восточную часть листа N-50. В пределах геоблока выделяются блоки, которые различаются средней мощностью гранитизированных образований AR–PR рамы со средней глубиной залегания негранитизированного основания и негранитизированного основания с чехлом венд-нижнепалеозойских образований. С запада на восток и с севера на юг выделяются блоки или их части: Дарасунский, Оловский, Жирекенский, Ларгинский, Могочинский, Агинско-Борщовочный (северо-восточное окончание), Верхне-Газимурский (Октаикано-Шахтаминский, северное окончание), Кактолга-Орогочинский (северное окончание).

Оловский и Могочинский блоки представляют собой выступы диорит-метаморфического слоя (ДМС) со средней глубиной залегания кровли (0–3 км). Участки с гранитизированной кровлей имеют подчиненное значение и располагаются преимущественно по периферии. Уровень гравитационного поля очень высокий, что может свидетельствовать о вскрытии (выдвигении) более глубоких горизонтов ДМС с повышенной основностью образований, слагающих его. Наличие внутренних разломов, вероятно, связано с «пакетированием» горизонтов в блоке. По крайней мере, в южной части Оловского блока такая ситуация была смоделирована автором по гравиметрическим, электроразведочным и геологическим данным.

Жирекенский блок занимает пространство между Могоча-Бушулейской и Урюмской зонами разломов. Западная часть блока характеризуется интенсивной гранитизацией и вертикальной мощностью около 8 км. В восточной части мощность гранитизированной кровли составляет 5 км.

Усть-Карский блок находится на продолжении Октаикано-Шахтаминской зоны между Могочинским и Оловским блоками в месте изгиба Бушулей-Могочинской зоны разломов. Почти для всего блока характерна гранитизация кровли выступа. Блок имеет вытянутую форму с достаточно крупным гранитным массивом на его периферии, ориентированным в северо-восточном направлении под углом к Могоча-Бушулейской зоне разломов. Форма и состав блока обусловлены приуроченностью его к углу сопряжения Могоча-Бушулейской с поперечной северо-западной и меридиональной крупными зонами разломов.

Агинско-Борщовочный блок (северо-восточное окончание Агинского блока) включает Борщовочный массив гранитов (северо-восточное окончание) с вертикальной мощностью около 3 км и северную окраину Куренгинского выступа ДМС, который располагается на внешней (юго-восточной) стороне Борщовочного массива.

Верхне-Газимурский блок представлен северо-восточным замыканием Октаикано-Шахтаминской зоны интенсивного развития гранитоидных массивов. Вертикальная мощность гранитоидного слоя более 5 км.

Кактолга-Орогочинский блок – это поднятие цоколя, перекрытое в значительной мере венд-палеозойскими терригенно-вулканогенно-карбонатными отложениями, мощностью до 4 км. В северном замыкании блока терригенные и вулканогенные толщи имеют резко подчиненное значение, что существенно повышает его плотность до 2,80–2,85 г/см³ и выравнивает гравитационное поле с Оловским и Могочинским блоками.

В Оловском, Могочинском, Кактолга-Орогочинском, Жирекенском блоках наряду с гранитными массивами выделены интрузии основного состава. Мощность (вертикальная) интрузий от 1,5–2 до 5 км. Лишь в Вершина-Дарасунском блоке у интрузии предполагается корень(?), все остальные массивы от кислого до основного состава бескорневые и уплощенной формы.

Ульдза-Олекминская область охватывает всю остальную часть листа N-50. В ее пределах выделяются следующие блоки: Уakitский (фрагмент Байкальского мегасвода); Южноуйский с Муйским выступом; Ципикано-Усойский с Амалатским выступом; Калаканский с Каларским выступом; Тунгиро-Олекминский с Моклаканским выступом; Нерча-Урюмский

блок (Каренга-Олекминский мегасвод — КОМ); Амазарский с Могочинским выступом.

Муйский, Амалатский, Каларский, Моклаканский блоки высокого порядка представляют собой выступы основания. Амалатский, Каларский выступы, как бы продолжая друг друга в ансамбле с Моклаканским, охватывают с северо-северо-востока и северо-запада Нерча-Урюмский блок (КОМ). С запада КОМ ограничен системой выступов, которые смыкаются с системой выступов и поднятий, расположенных с севера и северо-запада Даурского и юго-востока Ангаро-Витимского мегасводов. Таким образом, формируется дугообразная крупная зона (полоса), изгиб которой происходит в зоне Вебирс (меридиан 114°), так же как и у Могоча-Оловской—Восточно-Агинской системы выступов.

Амалатский выступ отделен от Каларского, а последний от Моклаканского, блоками существенно гранитного состава.

Калаканский блок со сложной внутренней структурой вытянут в субширотном направлении.

Тунги́ро-Олекминский блок имеет северо-восточное простирание. В центральной его части (и далее на северо-восток на листе N-51) сохраняется кровля существенно гранитизированных образований. Блок резко ограничен с запада по системе северо-западных и северо-восточных границ плотностного характера. Эта система ограничений на восточном продолжении имеет субширотное простирание. Тунги́ро-Олекминский блок совместно с Каларским (лист O-51) представляют собой западный, наименее измененный фланг Алданского щита, т. е. именно эту часть и предлагается рассматривать как Становой геоблок.

Южному́йский блок имеет торцовое ограничение и отвечает генеральному простиранию системы выступов: Амалатского, Каларского, Муйского. Как и Калаканский, блок характеризуется высокой степенью проявлений интрузий основного состава. Интрузии основного состава выделяются и в западной части Амалатского выступа. Причем на юго-западном ограничении они имеют вытянутую в северо-западном направлении форму, укладывающуюся в цепочку северо-западной ориентировки, и находятся на продолжении структурных осложнений КОМ.

Амазарский блок (АМ) вытянут в восточном направлении и характеризуется широким развитием гранитоидов с вертикальной мощностью до 6 км.

Каренга-Олекминский (Нерча-Урюмский блок) *мегасвод*, наиболее крупный, вытянут в северо-восточном направлении более чем на 420 км и неоднороден по своему строению. В его контуре выделяются четыре составляющие части. Внутренним поднятием северо-северо-восточного простирания — Нерчинским блоком — мегасвод делится на Юмурчено-Каренгский и Верхнеолекминский блоки. В северной части Юмурчено-Каренгского блока выделяется, отличающийся по строению, Каренгинский блок. Южная часть Юмурчено-Каренгинского блока представляет собой Юмурченский блок.

Для мегасвода в целом характерно общее погружение негранитизированного основания к «центру». С запада он имеет торцовое ограничение по меридиану 114° , а его восточный блок характеризуется максимальным погружением негранитизированного основания на 14–15 км. Причем наи-

большие глубины в южной (юго-западной) части, в северо-восточном направлении мощность гранитоидов плавно сокращается до 6–7 км.

Нерчинский блок — это внутренний выступ с большим количеством образований основания в кровле. Это могут быть как провесы, так и «выжимы» (отрывы) основания. К поднятию примыкают выходы основных пород (возможно, ксенолиты габброподобных образований).

Юмурчено-Каренгинский блок относительно восточного обладает меньшей мощностью гранитного слоя (до 8–10 км). Как восточный (Юмурчено-Каренгский), так и западный (Верхнеолекминский) блоки характеризуются широким развитием гранитных массивов и редких тел основного состава. В восточном блоке выделяется ареал гранитоидных массивов, которые укладываются в полосу северо-восточного направления, протягивающуюся в смежный Тунгино-Олекминский блок. На юго-западе ареал гранитоидов ограничивается системой разрывов по меридиану 114°. Протяженность ареала более 450 км.

Границы блоков разных порядков имеют северо-западное и северо-северо-западное направления, что выражено в изменении структуры и упорядоченности локальных аномалий магнитного (аэромагнитного) поля в данных направлениях. Все это отражает фрагменты крупных систем разрывных нарушений северо-западного направления. Они не имеют четких ограничений и выдержанного простираения. Наименее четко они проявляются в Каренгино-Олекминском мегасводе. Однако на крыльях его выделяются кулисообразные разломы, особенно если учитывать элементы блокового деления по смежным территориям (N-51, M-50, M-51 (Китай), N-49, J-50, O-51, M-49). Следует отметить весьма близкий характер проявлений северо-западных элементов в Байкальском, Восточно-Забайкальском и Амурхэ (КНР) мегасводах.

Наиболее протяженные подобные зоны просматриваются в северо-западной части листа, где одна из них рассекает Амалатский выступ в центральной части. Далее на северо-западном продолжении она отделяет Южноуйский блок от Байкальского мегасвода, а на юго-восточном разделяет Амазарский и Могочинский блоки. Уже на территории КНР на некотором протяжении отделяет с востока мегасвод Амурхэ от Приаргунско-Урюмканского поднятия.

Весьма протяженная зона, которая в северной части (в рамках листа N-50) ограничивает Амалатский выступ, достаточно четко проявляется в западной и центральной частях Нерча-Урюмского блока и далее на юго-востоке отделяет Жирекенский блок от Оловского.

Особенности распределения петрофизических неоднородностей, характер блоков в мегасводе и примыкающих к нему блоков позволяют предположить, что на одном из ранних периодов развития восточная часть его по внутреннему выступу была сдвинута относительно западной на северо-восток.

Торцовое выклинивание на западе КОМ (в основном на листе M-49), близмеридиональное ограничение Даурского мегасвода (на листе M-49), субмеридиональное ограничение Удоканского протоавлакогена указывают на реальность существования крупнейшей (надпорядковой) зоны раскола, по которой восточный блок сдвинулся(?) на север. В соответствии с этим, структурные элементы на юге имеют изгиб с близширотного на северо-во-

сточное (до широты ~ 53° с. ш.), на севере — с северо-восточного на северо-северо-восточное, а меридиональная система структур смещается на восток. На смежном листе О-50 субмеридиональную систему пересекают отдельные впадины Байкальского рифта. Смещение восточного сегмента (КОМ) относительно западного позволяет рассматривать перемещение его на запад в общей схеме передвижений крупных блоков.

КАРТА ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ГЛУБИННЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Модель глубинного строения территории листа N-50 (БД, прил. 5, листы 1, 2), предложенная геофизиками ВСЕГЕИ (автор А. С. Егоров), выполнена в форме комплекта, включающего набор основных и вспомогательных документов.

К числу главных документов (масштаб 1 : 1 000 000) относятся:

- Карта-схема глубинного строения.
- Глубинный разрез земной коры и верхней мантии вдоль регионального профиля ГСЗ–МОВЗ «Батолит» (Рубцовск–мыс Невельского).
- Комплект схематизированных разрезов земной коры, выполненных вдоль регулярной системы профилей на основе обработки гравитационного и магнитного полей.

Набор вспомогательных документов:

- Схема блоковой структуры консолидированной коры, отображающая характер взаимного расположения блоков и межблоковых зон на площади листа. На данной территории выделяются Баргузинский, Каларско-Витимский, Хилок-Витимский, Шилкинский и Аргунский мегаблоки, границами которых служат Байкало-Витимская и Монголо-Охотская зоны.
- Схема мощности земной коры, выполненной на основе карты поверхности Мохоровичича территории России и сопредельных акваторий.
- Схема тектонического районирования консолидированной коры по возрасту завершающей складчатости, обусловленной коллизионным орогенезом.
- Схема тектонического районирования консолидированной коры по возрасту завершающей складчатости, обусловленной орогенезом активной континентальной окраины.

В качестве фактологической базы, при создании модели глубинного строения континентальной коры, была использована «Геофизическая основа Госгеолкарты-1000», выполненная в ВИРГ–Рудгеофизика. Геофизическая основа включает цифровые модели гравитационного и аномального магнитного полей и их стандартные трансформации (результаты частотной фильтрации, представления полей в форме искусственного псевдорельефа, безэталонная классификация территории по комплексу гравитационного и магнитного полей и др.). Кроме того, авторами дополнительно была проведена обработка цифровых матриц гравитационного и магнитного полей с использованием алгоритма «Спектрального анализа потенциальных полей и суммирования гармоник в заданном частотном интервале». Этот способ был ориентирован на моделирование глубинной морфологии наиболее петрофизически кон-

трастных аномальных объектов (границ блоков и межблоковых шовных зон, секущих разрывных нарушений, ареалов магматической активности — гранитоидного плутонизма, зон рифтогенеза и др.) на заданных глубинных срезах (2, 4, 8 км).

Расчеты вдоль вертикальных сечений выполнены с использованием различных способов решения прямой и обратной задач теории потенциала (расчет распределения сингулярных источников гравитационного и аномального магнитного полей, «псевдоплотностного» и «эффективной намагниченности» разрезов, гравиметрический подбор). Этими способами обоснованы параметры морфологии тектонических границ блоков и межблоковых сутурных зон, характер радиальной зональности блоков с оценкой динамики их взаимодействия вдоль пограничных и секущих разрывных нарушений в пределах «верхней—средней» коры (глубины от 0 до 30 км).

В качестве опорного для площади листа N-50 принят разрез, составленный по линии профиля ГСЗ—МОВЗ «Батолит», пересекающего его северную часть в широтном направлении. Разрез показывает сложный надвиговый характер раннепалеозойской аккреции Баргузинского мегаблока (палеоплиты), Амалатского мегаблока Селенгино-Яблоновой складчатой системы и Каларско-Витимского выступа Алдано-Станового геоблока Сибирской платформы. Для мегаблоков характерна «нормальная» сейсмическая расслоенность интенсивно гранитизированной континентальной коры. Разрезы консолидированной коры мегаблоков — трехслойные, включающие верхне-, средне- и нижнекоровый слои. Раннепалеозойская Байкало-Витимская сутурная мегазона в сечении опорного разреза имеет клиновидную морфологию и выполнена рифейскими вулканогенно-осадочными образованиями островодужного генезиса.

Моделирование радиальной расслоенности блоков и морфологии межблоковых зон выполнено в соответствии с данными ГСЗ. Правомерность составленного разреза обоснована по критерию непротиворечивости наблюденному гравитационному полю путем решения задачи гравиметрического подбора. Гравиметрический подбор разреза выполнен с использованием программы **ModTG**, позволяющей учитывать в расчетах морфологию аномальных источников не только в сечении расчетного профиля, но и в третьем измерении. Избыточная плотность аномальных источников (слоев отдельных блоков, отвечающих доменам разреза ГСЗ и ареалов развития гранитоидного магматизма и рифтогенеза) задавалась относительно среднего значения плотности земной коры — $2,90 \text{ г/см}^3$. Уровень «нормального поля» в расчетах принимался постоянным. Из числа геологических объектов верхней коры наиболее контрастное проявление в гравитационном поле имеют гранитоидные массивы. Из большого числа разновозрастных магматических ассоциаций наиболее отчетливая пространственная корреляция с локальными отрицательными аномалиями гравитационного поля на площади листа N-50 отмечается для ассоциации гранитоидов среднего—позднего карбона и перми—раннего триаса. В связи с недостаточно высокой детальностью цифровой матрицы гравитационного поля, не обеспечивающей возможности глубинного моделирования отдельных гранитоидных тел, в ходе расчетов выполнялась оценка морфологии ареалов развития геологических объектов этого типа. В рассматриваемом сечении

опорного геофизического профиля выделено три ареала развития гранитоидных плутонов среднего—позднего карбона и три ареала плутонизма перми—раннего триаса.

Аналогичные расчеты выполнены вдоль девяти параллельных сечений, проложенных в широтном направлении. Структурно-вещественный каркас этих схематизированных разрезов обосновывается по данным распределения сингулярных источников гравитационного и аномального магнитного полей и параметрам «эффективной намагниченности» и «псевдоплотностных» разрезов. Привязка границ радиальной расслоенности земной коры к особенностям разрезов «эффективной намагниченности» и «псевдоплотностных» разрезов выполнена на том расчетном сечении, которое расположено вблизи от опорного профиля ГСЗ. Было установлено, что сутурные зоны и тектонические границы блоков проявляются следующим набором признаков: ориентированными цепочками и ареалами сгущения сингулярных источников полей; выступами аномалий повышенных значений «псевдоплотности» и «эффективной намагниченности». На остальных восьми сечениях выделение этих границ выполнено по аналогии. Правомерность этих разрезов обосновывается результатами решения прямой задачи гравиметрии, выполненными отдельно по каждому из сечений. Для учета нижнекорового аномального эффекта в тех случаях, когда положение нижней кромки по разрезам «псевдоплотности» и «эффективной намагниченности» не трассировалось, привлекались данные независимых расчетов по оценке положения границы Мохоровичича.

Изучение морфологии внешних и секущих тектонических границ и характера радиальной расслоенности блоков позволило оценить:

- углы наклона тектонических границ и их положение на разных глубинных срезах;
- динамику взаимных перемещений блоков вдоль тектонических границ;
- уровень денудации разных частей блоков и сутурных зон;
- ареалы развития положительных и отрицательных аномальных источников в разрезе верхней коры.

Составленная «Карта глубинного строения» интегрирует материалы линеаментного анализа и районирования потенциальных полей и их разнообразных трансформаций, данные геолого-геофизического моделирования вдоль опорного геотраверса и регулярной системы условных сечений, а также результаты геологического картирования.

На карте установлены контуры развития основных блоков и межблоковых зон площади листа N-50. К структурам Байкало-Витимской складчатой системы отнесены Баргузинский и Амалатский (Ципикано-Усойский) мегаблоки с корой континентального типа и Байкало-Витимская межблоковая (сутурная) мегазона. Селенгино-Яблоневая складчатая система представлена Хилок-Витимским (Витимо-Урюмским) и Пришилкинским (Дарасун-Могочинским) мегаблоками. Юго-западный сегмент Алдано-Станового щита Сибирской платформы на площади листа представлен Каларским и Кожа-Олекминским мегаблоками. К Монголо-Охотской складчатой системе отнесены Аргунский мегаблок и Борщевская межблоковая (сутурная) мегазона Монголо-Охотского шва.

Помимо блоковой структуры площади листа N-50, представленной в упрощенной форме на одноименной схеме, выполнено ее тектоническое районирование (на двух мелкомасштабных схемах).

Районирование площади листа по возрасту завершающей складчатости, обусловленной коллизионным орогенезом, выполнено исходя из представлений о раннепалеозойском времени приращения Баргузинской, Хилок-Витимской и Шилкинской палеоплит с корой континентального типа к Сибирскому палеоконтиненту. В ходе аккреции интенсивное орогенное преобразование испытала и окраина самого палеоконтинента (Каларско-Витимский мегаблок). Байкало-Витимская сутурная зона, выполненная аллохтонными клиньями остоводужного генезиса и офиолитами, занимает остаточное пространство между жесткими цоколями смежных палеоплит. Позднепалеозойская—раннемезозойская аккреция Сибирского и Амурского палеоконтинентов вдоль Монголо-Охотского шва привела к новому — эпикиммерийскому циклу коллизионных орогенных процессов, которые охватывали площади Шилкинского и северной части Аргунского мегаблоков. Монголо-Охотский шов, занимающий остаточное пространство между смежными континентальными плитами, имеет общий наклон внешних границ в южном направлении.

Зональность орогенных процессов активной континентальной окраины связывается со средне-позднепалеозойской субдукцией коры палео-Азиатского океана, погружавшейся вдоль Монголо-Охотской границы Сибирского палеоконтинента, и более поздней — мезозойской субдукцией коры палеоокеана Тетис — вдоль границы Евразийского палеоконтинента.

На главном документе комплекта (Карте глубинного строения) выделены:

1. Контуры блоков (палеоплит) и межблоковых (сутурных) зон. Цветовая гамма, принятая для их выделения, соответствует геологическим структурам различного порядка.

2. Тектонические границы блоков глубинного (сквозькорового заложения). Параметры их морфологии в разрезе верхней коры охарактеризованы с использованием изогипсы «10 км», отражающей расчетное положение границы на этом глубинном срезе, а также условного знака направления и угла падения границы на дневной поверхности.

3. Секущие, по отношению к границам блоков, разрывные нарушения глубинного заложения преимущественно сдвиговой кинематики. Большинство дислокаций этого типа пересекают площадь листа в северо-восточном направлении. Они, как правило, имеют характерную для правых сдвигов структуру оперяющих дислокаций растяжения, сжатия и сдвига. Параметры их морфологии в разрезе верхней коры также охарактеризованы с использованием изогипсы «10 км», отражающей расчетное положение границы на этом глубинном срезе, и условного знака направления и угла падения границы на дневной поверхности.

4. Разрывные нарушения верхне-среднекорового заложения, характеризующие расчленение блоков на структурные элементы второго порядка.

5. Второстепенные разрывные нарушения, пространственное положение которых, как правило, увязывается со структурами первого ранга.

6. Ареалы развития отрицательных гравитирующих источников, положение которых на поверхности пространственно согласуется с гранито-

идными массивами, обобщенные контуры которых (для всего возрастного интервала) показаны на карте. Из большого числа разновозрастных массивов разного состава наиболее отчетливая пространственная согласованность с локальными отрицательными аномалиями гравитационного поля отмечена для:

- ассоциаций гранитоидов среднего—позднего карбона;
- ассоциаций гранитоидов перми—раннего триаса,
- ассоциаций гранитоидов юры и нерасчлененных ассоциаций широкого возрастного диапазона (R—J) в пределах Аргунского мегаблока.

Параметры морфологии этих ареалов на глубинных срезах 4 и 8 км задаются в виде полупрозрачных накладок. Моделирование на этих глубинных срезах выполнено с использованием рассчитанных составляющих гравитационного поля, имеющих избирательную чувствительность по глубине.

Кроме того, для ряда рифтогенных впадин раннего мела и молассоидных депрессий позднего мела отмечена пространственная корреляция с ареалами развития отрицательных гравитирующих источников. Соответствующие контуры этих геологических образований и отрицательных аномальных источников на глубинных срезах 2 и 4 км также представлены на карте глубинного строения верхней части земной коры территории листа N-50.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Рассматриваемая территория характеризуется сложной историей геологического развития. Находясь на сочленении Байкальского, Алдано-Станового и Амурского геоблоков, она характеризуется особенностями как индивидуального геологического строения геоблоков, так и общими признаками их полициклического развития. Наложение тектоно-магматических процессов один на другой, образование поздних комплексов за счет более ранних с полной или частичной их переработкой путем переплавления, дислокационно-метаморфического преобразования или денудационно-осадочных процессов затрудняют расшифровку геологического развития. В ее истории выделяются крупные мегахроны развития: архейский, протерозойский, фанерозойский.

Архейский мегахрон охватывает ранний и поздний эоны и является «корообразующим» (эмбриональная кора). В раннем архее сформировалась «серогнейсовая эмбриональная кора», представленная на нашей территории «серыми гнейсами» Чарской глыбы, объединенными в инфракрустальные комплексы (чарский, каларский, могочинский комплексы). Возраст этих специфических пород, определенный комплексом геохронологических методов за пределами территории, достигает 3,4–3,85 млрд лет. Породы аналогичного состава являются древнейшими и на других кратонах. Это приводит к предположению, что на заре геологической истории территория была покрыта слоем магматического расплава, дифференцированного по составу. Не исключается, что «серые гнейсы» лишь венчали магматическую колонну, представленную в низах дифференцированными по составу протогранулитами.

«Протогранулиты» (кристаллические сланцы), по существующим представлениям, являются продуктом дифференциации и кристаллизации базальтоидов, по химическому составу отвечающим толеитовым базальтам океанической коры. Позднее они были перекристаллизованы в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Геологически длительный процесс замещения плотных минеральных ассоциаций менее плотными совершенно естественно приводит к модели «расширения» первичной коры и, вероятно, Земли в целом. В геодинамическом аспекте сценарий разуплотнения Земли находится в большем согласии с имеющимися геологическими и геохронологическими данными Палеоазиатского «континента» (геоблока).

Дальнейший ход геологической истории в рамках гипотезы определяется напряжением, создаваемым в результате разуплотнения «первичной

коры», из-за чего древнейшая кора Палеоазиатского («континента») геоблока испытывала значительное растяжение («расползание», «растекание(?)»). В приповерхностной, более охлажденной, ее части происходит заложение сети крупных магматогенных рифтов (зеленокаменных поясов), которые на глубине переходят в пологие листрические разломы (зоны эдукции, комплексы метаморфических ядер и т. д.). Разломы на глубине вызывали процессы субгоризонтального течения с формированием магматогенных структур.

К концу раннего архея за счет динамометасоматической переработки пород основного состава и поступления из-под основания «эмбриональной коры» магматогенных расплавов произошло формирование эндербитов и чарнокитов. Щелочи, кремнезем и другие компоненты, необходимые для этого процесса, по-видимому, поступали из глубоких горизонтов Земли или частично освобождались при эклогизации первичной базальтовой оболочки. Высокоглиноземистые кальцифиры и железистые кварциты, вероятно, являются продуктами метасоматической переработки базитового субстрата, хотя есть мнение и о первичном магматическом их происхождении.

Дальнейший ход геологической истории региона определялся пульсационным разуплотнением «эмбриональной коры» с образованием в ее холодной приповерхностной части сети крупных магматогенных рифтов (трогов), зеленокаменных поясов, переходящих на глубине в более пластичные образования — листрические зоны. По мере изменения энергетических ресурсов глубин Земли, растущая по мощности охлаждающаяся кора покрывалась сетью более редких и протяженных «зеленокаменных» трогов.

В позднем архее, судя по составу тунгирского и олекминского кристаллических комплексов, в зонах растяжения продолжались диафторитические процессы, сопровождаемые метаморфо-метасоматическими преобразованиями пород древней первичной «коры». Зоны преобразований, окаймляя блоки раннего архея, были приурочены преимущественно к разломам северо-западного и субмеридионального простираний. Заключительные стадии позднего архея отличались усилением эндогенной активности и тектогенеза. С этими стадиями связаны региональные процессы ультраметаморфизма и гранитизации. Они обусловили глубокую метасоматическую проработку раннеархейских комплексов, диафторез и формирование обширных масс гранитоидов диорито-гранодиорито-гнейсовой и мигматит-гранитовой формаций. В Каларской зоне и Олекма-Нюкжинском блоке формировалась зрелая континентальная кора с гранитно-метаморфическим слоем Палеоазиатского континента.

Протерозойский мегахрон охватывает раннепротерозойские стадии: «протоплатформенную» и «протоорогенную». Расположенный севернее изученной территории, Удоканский авлакоген отделился от Витимо-Нюкжинского блока буферной Каларской межблоковой зоной, формирование которой, по-видимому, было синхронно и связано с заложением прогиба. В Байкальском геоблоке, северо-западнее характеризуемой территории, произошло заложение Тузалинского прогиба. В прогибах накапливались молассоидные терригенные, меденосные или с признаками меденосности, толщи. Вверх по разрезу они сменились карбонатными отложениями шаманской свиты.

В протоплатформенный этап в узких зонах Байкальского геоблока формируются киндиканская, талалинская и восточногорбылокская толщи, в Каларском в протоорогенном этапе — усуйкаунский, в Витимо-Нюкжинском — верхнеолекминский метаморфические комплексы. Приуроченность этих образований к крупным тектоническим нарушениям (иногда швам) позволяет предполагать их метаморфо-метасоматическое происхождение. С ними связаны проявления графита и высокоглиноземистого сырья. Протоорогенный этап закончился: в Каларской зоне Западно-Станового геоблока становлением плитообразных интрузий гранитов кодарского комплекса; в Олекма-Нюкжинском — мигматит-плутонами, связанными с надвиговыми межблоковыми зонами; в Байкальском геоблоке — мигматит-плутонами гранитоидов амнундикского комплекса гнейсо-гранитовой и гранитовой формаций. С гранитами кодарского комплекса связаны проявления редкометалльных и редкоземельных пегматитов.

Можно полагать, что значительная часть территории была охвачена гранитообразованием, определившим завершение формирования зрелой континентальной коры Каларской, Муйской зон и Олекма-Нюкжинского блока Палеоазиатского континента.

Совершенно иной характер геодинамики установился в рифее. В *раннем рифее* Палеоазиатский континент по системе внутриматериковых палеорифтовых зон раскололся на крупные геоблоки. В пределах рассматриваемой территории под воздействием глубинных конвекционных потоков формировались раздвиговые зоны: Байкало-Витимская и Пришилкинская, ряд мелких зон по границам Ципикано-Усойского и Нерча-Урюмского блоков. В системах этих зон образуются комплексы «океанической коры» (спилит-диабазовая и другие зеленосланцевые формации) — кедровская, устькелянская, алхейнская толщи, иргаинская свита, пришилкинский метаморфический комплекс и ассоциирующие с ними интрузии габбро, плагиогранитов, гранитов бамбукойского, бухточинского, маринкинского, парамского комплексов. Отложения устькелянской толщи, протрузии кедровского и интрузии бамбукойского комплексов — в Байкальском геоблоке, муйшинского комплекса и алхейнской толщи — в Нерча-Урюмском блоке и Пришилкинской зоне, ургунинского комплекса — в Аргунском блоке, вероятно, характеризуют орогенный этап и «закрытие» рифейских прогибов, расположенных преимущественно по границам геоблоков. Зонами межблоковых интенсивных, преимущественно горизонтальных, перемещений и связанными с ними дислокационными преобразованиями маркируются структуры развития образований пришилкинского комплекса на границе Алдано-Станового и Амурского, устьтулдуньского, ирокиндинского — на границе Байкальского и Алдано-Станового геоблоков и, по-видимому, часть образований, относимых к иргаинской свите — в межблоковых зонах.

С рифейской эрой связано начало формирования чехла Сибирской платформы, заложение прикратонных прогибов в Прибайкалье и межблоковых разломов — Джилинда-Могочинского между Алдано-Становым и Байкальским и Могоча-Бушулейского между Байкальским, Алдано-Становым и Амурским геоблоками, а также периферической парагеосинклинали в северной части Амурского геоблока. Заложение парагеосинклинали, по-видимому, связано с частичной океанизацией континентальной коры Аргунского блока (северо-западная окраина(?) Северо-Китайской платформы).

Фанерозойский мегахрон геологического развития территории состоит из следующих тектонических циклов: каледонского, герцинского, киммерийского и альпийского.

Геодинамическая обстановка каледонского цикла территории претерпела значительные изменения. В восточной части Байкальского геоблока на консолидированных рифейских эпиконтинентальных структурах Ципикано-Усойского и Уакитского блоков, Нерча-Урюмского и восточного окончания Хилок-Витимской подвижной зоны (западнее территории листа) закладывается прогиб, обрамляющий Алдано-Становой геоблок с юго-запада, и который возможно «слился» с парагеосинклинальным прогибом Аргунского блока. К тому же он частично разделился краевым поднятием Пришилкинской подвижной межблоковой зоны. Прогиб, разделенный поперечными блоковыми структурами, дифференцируется на карбонатно-терригенный Уакитский с Ципикано-Усойским блоками, терригенный Нерча-Урюмский и терригенно-карбонатный – Аргунский. Реликты регионального приразломного прогиба с вулканогенным материалом отмечаются в Хилок-Витимской зоне и представляют, по-видимому, главную категорию прогибов каледонид Центрального Забайкалья. Низы разреза (амутканская, тыпинская и белетуйская свиты) прогиба характеризуются зрелым типом осадков, что свидетельствует об устойчивом поднятии области сноса, которую представлял Алдано-Становой геоблок.

Практически целиком, исключая Нерча-Урюмский блок, прогиб компенсирован карбонатными отложениями – известняками, доломитами, мергелистыми известняками (роль последних значительно увеличивается в верхах нижнего кембрия) и составляет обычный для известняково-доломитовой формации набор пород. Процесс непрерывного осадконакопления в прогибе, за исключением Нерча-Урюмского блока, продолжался до конца среднего кембрия. Нарастание орогенических движений, охватившее в среднем кембрии обширные регионы Евразии, на изученной территории отразилось сокращением прогиба и увеличением в нем в верхах разреза роли флишоидных формаций. Карбонатная формация нижнего кембрия по времени формирования охватывает алданский и часть ленского ярусов.

Характерно, что венд-кембрийский комплекс осадочных формаций в Аргунском блоке также венчается тонкоритмичными флишоидными отложениями, аналогичными якшинской свите, распространенной в Байкальском геоблоке. Признаки флиша отмечаются в отложениях Пришилкинской зоны, но проявлены более полно в переуглубленных частях прогиба. Данные отложения обогащены углеродом, фосфором и кремнеземом, что являлось благоприятным условием для образования золотосодержащей углеродистой формации. В позднегеосинклинальную стадию, которая приходится на нижний кембрий, в мелководных изолированных бассейнах, лагунах происходило накопление доломитов и доломитовых известняков аиктинской и быстринской свит.

С начальным этапом позднегеосинклинальной стадии развития связаны интрузии габбро-диабазовой формации – в шовных структурах Южно-Муйской подвижной зоны, габбро-норитовой – в структурах ограничения поперечных блоков прогиба Ципикано-Усойского с Нерча-Урюмским и габбровой формации – в Нерча-Урюмском с максимальным развитием в

Пришилкинской мобильной межгеоблоковой зоне, испытывающей в это время значительные растяжения. С интрузиями формируются железо-титановые месторождения и проявления.

Магматизм геосинклиналиного этапа эволюции каледонской(?) складчатой области в ордовике—силуре(?) завершается гранодиоритовой и гранитовой формациями и образованием достаточно мощной континентальной коры. В Нерча-Урюмской и Пришилкинской структурах их представляют крестовский и олекминский, в Хилок-Витимской — джидинский и малханский комплексы.

К концу каледонского орогенеза оформляется Каренгино-Олекминское глыбово-сводовое поднятие, охватывающее почти полностью Нерча-Урюмский блок, и усиливаются эндогенные процессы, связанные с тепло-массопереносом.

На Сибирской платформе в это время продолжает формироваться перикратонный прогиб с карбонатно-терригенным молласоидным выполнением.

Герцинское время охватывает девонский, каменноугольный, пермский и раннетриасовый периоды и характеризуется дальнейшим общим поднятием региона и тектоно-магматической активизацией каледонских и более древних структур.

В девоне в пределах Уakitского и Ципикано-Усойского блоков Байкальского геоблока, Аргунского и Агинского блоков Амурского геоблока в шовных приразломных зонах формируются орогенные впадины, возможно каньонообразной формы, где накапливались отложения молассовой формации с примесью вулканогенных фаций. Аналогичные молассовые грубообломочные толщи отлагались и в синеклизах Сибирской платформы.

В Аргунском блоке заложение прогибов происходило в раннем девоне. В это же время здесь фиксируется незначительная вспышка вулканизма, о чем свидетельствует присутствие в разрезе покровов базальтов и их туфов.

В *среднепалеозойское время* (D_3 — C_1) резко изменилась тектоническая обстановка, завершилось формирование каледонид и началось медленное замыкание Палеотетиса, которое сопровождалось мощными орогеническими движениями. Вероятнее всего, в это же время происходит деформация Каренгино-Олекминского свода и его юго-восточная часть сдвигается на северо-восток. Аргунский блок Амурского геоблока начинает перемещаться на запад, а Олекма-Нюкжинский — на восток. По границам геоблоков и блоков, как это имеет место в Уakitском блоке, формируются зоны меланжа, надвигов, выдвигание тектонических клиньев. В зоне Монголо-Охотского разлома, Будюмканской зоны и Восточно-Агинского разлома формируются бластотектониты агинско-борщовочного комплекса. На сопредельных территориях этот тектогенез возобновил горообразование, захватывая ордовикско-силурийские складчатые зоны и эпикаледонские глыбовые поднятия (Западные Саяны и др.), а также территорию консолидированных байкалит и каледонид (Восточные Саяны, Тува, Монголия и др.). Вероятнее всего этот процесс предопределил формирование сводово-глыбовой структуры Баргузино-Витимского массива, становление которого на ранних этапах ознаменовалось вспышкой базальтоидного вулканизма (суховская свита) и образованием тектонических впадин вдоль разломов.

Средне-позднепалеозойская эпоха отличается сменой мантийного магматизма коровым и знаменуется становлением крупного Ангаро-Витимского батолита и широким проявлением гранитоидов многофазного витимканского комплекса гранит-граносиенитовой формации, с которыми, по-видимому, связана оловянная и другие виды минерализации. Витимканский комплекс в основном развивался на северо-западе территории. Отдельные плутоны, приуроченные к долгоживущим разломам, отмечаются в регенерированных гранито-гнейсовых структурах Хилок-Витимской зоны, Нерча-Урюмского блока и юго-западной части Пришилкинской зоны. В Каларской зоне, параллельно со становлением Алдано-Витимского батолита, формируются плутоны ингамакитского комплекса, контролируемые разломами северо-западного простирания, которые параллельны зоне ограничения Алдано-Станового геоблока. С гранитоидами комплекса связаны молибденовая, вольфрамовая и другая редкометалльная минерализация.

Пермская эпоха характеризуется континентальным режимом развития территории. В Амурском геоблоке она ознаменовалась становлением трехфазных плутонов ундинского комплекса гранодиорит-гранитовой формации. Несколько позже, в поздней перми, южнее Витим-Калаканского (Курба-Калаканского) разлома, по зонам субширотного, восток-северо-восточного простираний, происходит бурное становление вулканоплутонических ассоциаций. В Каренгино-Олекминском своде, Олекма-Нюкжинском блоке и Пришилкинской зоне они представлены пермскими вулканитами трахибазальт-трахидацит-трахириолитовой формации чичаткинской свиты, ассоциирующими с плутонами монцонит-сиенит-гранитовой и монцонит-гранитовой формаций. В пределах Олекма-Нюкжинского блока преобладают плутонические комплексы этой ассоциации, с которыми связаны молибденовые и другие редкометалльные месторождения.

В триасовое время, при продолжающихся восходящих движениях в Байкальском и Алдано-Становом геоблоках, происходит последовательная эволюция магматических очагов, что приводит к становлению вулканоплутонических ассоциаций цаган-хунтейской, джилиндинской трахиандезит-трахириолитовых формаций и нерчуганского комплекса щелочногранитовой, куналейского – щелочно-гранит-сиенитовой формаций.

Если по всей территории в триасовое время преобладали восходящие движения, то в пределах Агинской подвижной зоны, вблизи Монголо-Охотского разлома, в нории формировались узкие приразломные прогибы с флишоидным и молассовым выполнением, которые в конце триаса закончились вулканизмом андезит-дацитового состава каменной свиты.

В начале юрского времени, в Аргунском блоке при продолжающихся нисходящих движениях и трансгрессии моря с востока формируется Пришилкинский приразломный прогиб, выполненный молассоидными и флишоидными отложениями онтагаинской серии.

Вероятно, в конце ранней юры, вдоль северной окраины Ципикано-Усойского блока Байкальского геоблока внедряются гипабиссальные молибденоносные интрузии гуджирского комплекса гранитовой формации.

Со средней юры регион вступил в стадию рифтогенеза, которая характеризовалась сводово-глыбовой геодинамикой и интенсивным грабенообразованием. В Амурском геоблоке, одновременно с регрессией моря, на-

чинает оформляться Восточно-Забайкальское сводовое поднятие, в крайних частях которого образовались молассоиды верхнегазимульской свиты. С этим же этапом в Пришилкинской зоне связаны континентальные терригенные отложения могочинской свиты.

В средне-позднеюрское время в рифтогенных структурах Привитимской межблоковой зоны узкие грабены образуют Витимо-Калаканскую систему. В Амурском геоблоке формируются интрузии шахтаминского комплекса монцо-гранодиорит-гранитовой формации, с которыми связаны многочисленные месторождения золота и молибдена. В это же время в крайних частях Нерча-Урюмского и Аргунского блоков происходит становление горст-антиклинальных поднятий, сложенных мобилизат-плутонами борщовочного и унгурченского комплексов гнейсо-гранит-лейкогранитовой формации, с которой ассоциируют проявления редких земель.

В *верхнеюрское время* рифтогенез охватил большую часть территории, за исключением северных частей Байкальского геоблока и Алдано-Станового геоблока, а именно Каларскую межблоковую зону. В Пришилкинской зоне и краевой части Нерча-Урюмского блоков в это же время формировалась вулканоплутоническая ассоциация терригенно-вулканогенных образований нерчинской серии и небольших плутонов и сложных массивов пород амуджиканского комплекса монцонит-гранитовой формации, с которыми ассоциирует большая часть промышленно значимых месторождений и проявлений золота. В Нерча-Урюмском блоке рифтогенные зоны контролируют штоки гранитоидов дотулурского комплекса, к крайним частям которых приурочены проявления редких металлов и земель. В Амурском геоблоке крупные рифтогенные впадины выполнены континентальными терригенно-вулканогенными отложениями ундино-даинской серии. Все впадины объединяются в Шилка-Будюмканскую рифтогенную систему, контролируемую разломами Монголо-Охотской и Будюмканской зон.

В *нижнем мелу* грабенообразование, с накоплением угленосных континентальных аллювиальных и озерных отложений, охватило почти всю территорию. В Витимской, Тундакской, Могоча-Бушулейской и Монголо-Охотской зонах разломов оно сопровождалось излияниями лав андезит-трахибазальтовой и контрастной формаций, особенно в нижних подразделениях нижнего мела. В отложениях грабенов формируются месторождения горючих сланцев, бурых и каменных углей, в бортах их – месторождения флюорита. В отдельных впадинах верхние части нижнемеловых отложений обогащаются кластогенным золотом, типа «каменных конгломератов». С полями развития вулканических андезит-трахибазальтовой и контрастной формаций связаны флюоритовая и цеолитовая минерализации, а также проявления золота золоторудной халцедон-кварцевой формации.

В *верхнем мелу* вся территория испытывала слабое воздымание и лишь в Витимо-Калаканской и Пришилкинской системах рифтогенных впадин происходило накопление маломощных озерно-аллювиальных грубообломочных отложений.

Палеогеновый период знаменуется началом формирования Байкальского свода и рифтовой системы впадин: Ципинской и Муйской, расположенной северо-западнее площади листа. На крыльях свода происходит излияние трахибазальтов Витимского и Кодарского плато. На изученной площа-

ди, по долинам рек Витим и Калар, потоки базальтов маркируют лишь их краевые части. На остальной территории в палеогене и неогене преобладали вялые, слабо дифференцированные, восходящие движения, способствовавшие формированию кор выветривания.

В *четвертичное время* происходит оживление восходящих движений. За счет разрушения кор выветривания образуются террасовые и долинные россыпи золота, касситерита, монацита и циркона.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах двух крупных геоморфологических областей – Забайкальского среднегорья (большая его часть) и Саяно-Байкальского Станового нагорья. Последнее является областью наивысшей тектонической активности, очень резких орографических контрастов, проявлений молодого вулканизма, широкого развития ледниковой морфоскульптуры. Забайкальское среднегорье – область умеренной и слабой новейшей активности, меньших, чем в первой области, орографических контрастов, ограниченных проявлений ледниковой морфоскульптуры. Самой общей чертой этой области является линейное чередование впадин и хребтов. Внутри области по морфоструктурным и морфоскульптурным признакам выделяются геоморфологические районы: северо-восточные части Селенгино-Витимского, Восточно-Забайкальского, Пришилкинского, юго-западная – Олекминского Становика и Нерчуганский геоморфологические районы [173].

Облик современного рельефа является совокупным продуктом эндогенных и экзогенных факторов при ведущей роли в его формировании неотектоники. В обобщенном виде выделяются максимально приподнятый блок (1), занимающий север-северо-запад площади, умеренно приподнятый (2) – занимающий центральную часть, и два слабо приподнятых (3), расположенных в юго-восточной части листа и между Тунгирским и Моклинским хребтами. Абсолютные отметки водоразделов в этих блоках в основном составляют более 1200 м, от 800–1200 м и менее 800 м соответственно. Субстратом современного рельефа преимущественно являются разновозрастные магматические, метаморфические осадочные и незначительно вулканические породы. Блоковое строение площади в значительной степени подчеркивается структурно-формационным районированием. Максимально приподнятый блок в основном соответствует Муйской СФПЗ – *IM*, Уакитской СФПЗ – *IIU* и Каларской СФПЗ – *IIVK*, умеренно приподнятый – Ципикано-Усойской СФПЗ – *IIIЦУ*, Витимо-Урюмской СФЗ – *IVВУ*, Хилок-Витимской СФЗ – *VXB*, Нюкжа-Олекминской СФПЗ – *VIIIHO*, юго-восточный слабо приподнятый – Пришилкинской СФЗ – *VIII*, Агинской СФЗ – *IXA* и Аргунской СФЗ – *XAP*. В пределах блоков развиты различные типы рельефа. Ввиду мелкого масштаба схемы на ней не выделены как самостоятельные ледниковый, вулканогенный и эрозионно-денудационный типы рельефа. По этой же причине не нашли графического отображения широко развитые пролювально-делювиальные, делювиально-солифлюкционные, солифлюкционные аккумулятивные поверхности. Все они охарактеризованы в тексте.

К **тектоническому рельефу** (возраст N_1-Q) отнесены поверхности склонов, ведущее место в формировании которых принадлежит дизъюнктивным нарушениям. Они развиты в основном по тектоническим уступам (показаны на схеме внемасштабным знаком). Это скальные, прямолинейные поверхности, образующие в рельефе резкие перегибы, сформированные начиная с миоцена по настоящее время.

Выработанный рельеф. *Структурно-денудационный рельеф* (N_1-Q), сформированный главным образом в результате денудационной препарировки геологических структур, занимает около 80 % площади, несколько отличаюсь на площадях развития различных геологических пород и в зависимости от преобладающих в пределах неотектонических блоков экзогенных процессов. Это водоразделы и склоны орографических структур Становой, Селенгино-Витимской складчатых областей и Монголо-Охотской геосинклинальной области. Морфологически рельеф максимально приподнятого блока в целом характеризуется резкими очертаниями: высокой степенью вертикального расчленения (относительные превышения водоразделов над днищами долин составляют в среднем 600–900 м, достигая 1400 м в Каларском хребте) и горизонтального расчленения, значительной крутизной склонов. Водоразделы, расположенные выше 1400 м, в основном гребневидные, узкие с седловинами и уступами, часто тектонического происхождения. Ниже они становятся уплощенными или куполовидными с нагорными террасами, тумпами, останцами выветривания. Речные долины имеют V-образную (иногда каньонообразную) форму с порожистым со скальными уступами и обрывами руслом в верховьях и U-образную ниже по течению. Многие долины приурочены к зонам разрывных нарушений, тогда они имеют угловато-коленчатые очертания. Преобладающими современными склоновыми процессами являются обвально-осыпные, развитые на крутых (более 30°) и прямых склонах; коллювиально-солифлюкционные – на выпуклых и округлых, крутизной 20–30°; солифлюкционные – на более пологих и эрозионно-денудационные.

Структурно-денудационный рельеф умеренно приподнятого блока, развитый выше 1200 м, преимущественно имеет гольцовый облик с широкими массивными либо скалистыми (на гранитоидах) водоразделами с крутыми прямыми склонами 25–30°. Степень его расчленения меняется от средней до интенсивной. Превышения днищ долин над водоразделами в среднем составляют 300–500 м. Долины имеют V-образную форму, часто лишены пойм и надпойменных террас. На широких водоразделах развиты формы морозного выветривания: нагорные террасы, каменные моря, кольца. Среди склоновых процессов развиты делювиально-солифлюкционные, коллювиально-солифлюкционные и пролювиально-делювиальные. Гипсометрически ниже, при огромном многообразии форм склонов и водоразделов рельеф характеризуется чередованием хребтов и массивов с широкими плоскими и (реже) узкими до гребневидных водоразделами с характерным горно-таежным ландшафтом. Склоны большого диапазона крутизны, в основном умеренно и, реже, сильно расчлененные. Долины рек принимают U-образные и трапециевидные формы, сохраняя в верховьях V-образный облик. Среди склоновых процессов широко развиты делювиально-дефлюкционные и делювиально-солифлюкционные.

Структурно-денудационный рельеф слабо приподнятых блоков (небольшая его часть), расположенный в интервале абсолютных отметок 900—1200 м, характеризуется, как правило, плоскими куполообразными водоразделами, со склонами в основном средней крутизны и пологими. В интервале 800—900 м водораздельные линии чаще становятся узкими, гребневидными, осложненными конусообразными вершинами, столбовидными останцами. Склоны крутые и округлой формы. Такой рельеф занимает значительные площади в центральной части междуречья Шилки и Газимура, в бассейне р. Чача. Ниже отметок 800 м рельеф характеризуется как увалисто-холмистый с мягкими формами и широкими корытообразными долинами с пологими склонами. Наряду с последним развит грядово-холмистый рельеф с долинами корытообразной формы, в которые врезаны V-образные. Такой рельеф характерен для р. Шилка и приустьевых частей ее многочисленных притоков [105, 144].

Пологосклонный от слабо до значительно расчлененного грядово-холмистый рельеф с мягкими формами развит в прибортовых частях межгорных понижений и впадин. Абсолютные отметки водораздельных линий колеблются в пределах 800—1000 м, относительные превышения долин над водоразделами составляют в среднем 200—300 м. Долины рек имеют трапециевидную и блюдцеобразную формы. Среди склоновых процессов ведущая роль принадлежит солифлюкционным и делювиально-солифлюкционным.

Эрозионно-денудационный рельеф (на карте не отражен) включает повсеместно развитые склоны долин, расположенные выше развития надпойменных террас, в формировании которых ведущую роль играет эрозия. Строение и облик склонов подчиняется тектоническим, структурно-геологическим особенностям площади и экспозиции склона. Наиболее крутые они в пределах максимально приподнятого блока. В умеренно и слабо приподнятых — угол их наклона уменьшается. Пологими склоны становятся в мезо-кайнозойских впадинах.

Денудационный рельеф (К—Р) представлен фрагментами древней поверхности выравнивания, занимающими различное гипсометрическое положение в разных неотектонических блоках. Значительных размеров они достигают на площади умеренно приподнятого блока и меньших, за счет сильного расчленения рельефа, в пределах максимально приподнятого. В настоящее время здесь господствуют процессы морозного выветривания, солифлюкции, формирующие нагорные террасы и каменные моря.

Формы *ледникового рельефа*, созданные четвертичными оледенениями, наиболее ярко сохранились в пределах максимально приподнятого блока. Водоразделы часто венчают кары, расположенные на уровнях 1500—1600 и 1800—2000 м, которые иногда образуют карлинги. Кары нередко заполнены ледниковыми озерами и имеют выраженный ригель. Многие долины рек имеют троговую форму нередко с сохранившимися «плечами» и «бараньими лбами». Кроме описанных экзарационных форм, здесь также широко развиты ледниковые аккумулятивные, охарактеризованные ниже.

Вулканогенный рельеф. Бронированный базальтами, вулканогенный рельеф имеет локально распространение. В пределах максимально приподнятого блока он развит в бассейне р. Калар, а умеренно приподнятого — в долинах рек Бол. Амалат, Витим и Юмурчен. Водоразделы Каларского хреб-

та с площадным развитием базальтов плоские, не подвергнуты расчленению, покрыты элювием. Долины глубокие, узкие V-образные, прямолинейные, не имеющие боковых притоков. При фрагментарном развитии базальтов водоразделы пилообразные с многочисленными денудационными останцами. Базальтовые покровы, излившиеся в древнюю долину р. Калар, придают ей особую морфологию, слагая верхний горизонт высокой (270 м) террасы [177]. Лавовый поток в долине р. Бол. Амалат характеризуется слабохолмистыми и плоскими формами, часто заболоченными, покрытыми глыбовыми россыпями. Высота уступа потока 50–80 м и ширина до 1,5 км [53]. В долине р. Витим базальты бронируют поверхность 25-метровой надпойменной террасы.

Аккумулятивный рельеф представлен поверхностями аллювиальной, ледниковой и водно-ледниковой, озерной, озерно-аллювиальной, пролювиально-делювиальной, делювиально-солифлюкционной и солифлюкционной аккумуляции. При отображении аккумулятивных поверхностей использована карта кайнозойских отложений масштаба 1 : 1 000 000 Читинской области [45].

Аллювиальные аккумулятивные формы представлены поймами и надпойменными террасами, которые развиты практически повсеместно. Их строение, размеры обусловлены принадлежностью долин к различным неотектоническим блокам, порядком водотоков, экзогенной переработкой. Поймы от нескольких метров шириной достигают 2–3 км во впадинах. Уступы их, как правило, четко выражены и имеют высоту от 0,5 до 3–4 м. Огромные по размерам поймы в депрессиях осложнены меандрами, старицами, часто имеют маревую и заболоченную поверхность. Первая и вторая надпойменные террасы, высотой 5–8 и 15–18 м соответственно, в целом хорошо выражены в рельефе, но нередко имеют сглаженный денудационными процессами тыловой шов. Возраст террас определен по слагающим их отложениям как поздне-неоплейстоценовый. Террасы высотой 25–30 м и выше являются сложными переработанными формами. В долинах разных порядков, по данным предшественников, таких террас насчитывается от 3 до 10. Их поверхности перекрыты или целиком сложены озерными и ледниковыми отложениями среднего и верхнего неоплейстоцена. Во внеледниковых зонах поверхности таких террас сложены средненеоплейстоценовым аллювием.

К *ледниковым и водно-ледниковым* формам относятся: конечные морены, развитые в местах выходов троговых долин, которые нередко образуют значительные по размерам увалисто-холмистые равнины, состоящие из беспорядочного сочетания холмов, гряд, увалов с блюдцеобразными заболоченными понижениями и озерами; боковые морены, вытянутые вдоль бортов долин; флювиогляциальные зандры, расположенные во фронтальной части конечных морен и морфологически схожие с пролювиальными шлейфами. Наиболее хорошую сохранность имеют поверхности, связанные с сартанским и зырянским оледенениями.

Поверхности *озерной аккумуляции* имеют широкое распространение. Возникшие в результате подпружных условий, созданных в местах ледниковых подпоров, они четко привязаны гипсометрически к уровням приледниковых озерных бассейнов, описанным в гл. «Стратиграфия». Верхне-неоплейстоценовые поверхности фиксируются хорошо выраженными суб-

горизонтальными площадками по бортам долин, завершая аккумулятивный комплекс высоких террас магистральных рек. Среднеплейстоценовые формируют слабосхолмленные, иногда заболоченные равнины во впадинах и депрессиях выше поверхностей пойм и низких надпойменных террас, занимают обширные долинны расширения, представляющие собой интенсивно заболоченные мари шириной до 5–10 м [123, 151, 180, 136, 45]. Частично эти поверхности, ввиду мелкого масштаба схемы, показаны в обобщенном виде как средне-верхнеплейстоценовые. Возраст поверхностей определяется по их геоморфологическому положению и слагающим их осадкам [45].

Озерно-аллювиальная среднеплейстоценовая равнина расположена в Оловской впадине, в междуречье Олов—Ареда. Она имеет плоскую равнинную поверхность с остаточными озерами и прорезана притоками Шилки, Куэнги, Алеура. Возраст определен по слагающим осадкам [45].

Делювиально-солифлюкционные и солифлюкционные поверхности имеют очень широкое распространение. Они формируют делювиально-солифлюкционные шлейфы, солифлюкционные террасы и оплывины. Шлейфы осложнены мерзлотными формами, иногда с термокарстовыми воронками.

Пролувиально-делювиальные поверхности развиты у подножий склонов, где формируют мощные и протяженные шлейфы [180].

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА И ФОРМИРОВАНИЯ РОССЫПНОЙ ЗОЛОТОНОСНОСТИ

История развития рельефа берет начало на рубеже мезозоя и кайнозоя. Интенсивные тектонические движения, сопровождающиеся вулканизмом и внедрением интрузий, создали к концу мела расчлененный горный рельеф. Описываемая территория представляла собой область сноса при слабой тенденции к ее общему поднятию. Значительный период денудации в палеогене, при отсутствии резких дифференцированных движений, приводит к формированию обширных денудационных равнин. Оптимальные природные условия — теплый и влажный климат способствовали процессам глубокого химического выветривания, которые обеспечивали высвобождение «свободного» золота. Палеогеновый этап стал важным для выведения золоторудных объектов в зону гипергенеза и подготовительным для создания кайнозойской россыпной золотоносности, связанной с последующими эрозионно-денудационными циклами.

Начало миоцена знаменуется первой стадией проявления альпийского тектогенеза. Происходит опускание кайнозойских впадин, незначительное поднятие горных сооружений, проявление вулканизма. Тектоническая активность приводит к оживлению эрозионно-денудационных процессов, способствующих размыву и переотложению образований палеогена. Завершается накопление ирокиндинской толщи, формируются сивакитская толща и швиинская свита. Отложения этих подразделений не золотоносны, что можно объяснить отсутствием зон минерализации на площади их развития.

В конце среднего—начале позднего миоцена начинается новейший этап тектонической активности, начало которого в Центральном Забайкалье не

проявилось так ярко, как в соседнем Приамурье и Северном Забайкалье, где оно отчетливо распознается в строении отложений.

Во второй половине раннего плиоцена происходит замедление темпов тектонической активности, что приводит к образованию регионального уровня незавершенной планации—педиплена. В среднем плиоцене завершается выравнивание и дальнейшее расчленение указанного уровня. В условиях жаркого и влажного климата на фрагментах педиплена, уцелевших от размыва, формируются красноцветные коры выветривания, установленные на сопредельных площадях. С этим же этапом связано образование крупных озерных бассейнов, в том числе в Оловской впадине, где начинается накопление осадков чичонской толщи среднего—верхнего плиоцена.

Эрозионный врез, связанный со среднеплиоценовой активизацией, был наиболее значительным в блоках с устойчивой тенденцией к поднятию. В относительно опущенных блоках он уступал процессам расширения долин за счет боковой эрозии. Большой объем высвободившегося к этому времени из коренных источников золота становится доступным для аллювиального перемещения и обогащения. Тип склонового процесса был дефлюкционным, что делало возможным существование равновесия между поступлением в долину склонового материала и эрозионно-транспортирующей силой водного потока.

При сочетании благоприятных геоморфологических и структурно-геологических предпосылок золото поступало в речные долины, образуя древнеаллювиальный, сильно обохренный и глинистый золотоносный пласт, почти полностью переотложенный позднее. За счет его размыва в дальнейшем образовались многие современные долинны россыпи. При изучении строения некоторых вмещающих золото долинных отложений обращает на себя внимание приплотиковый глинисто-щебнистый, значительно обогащенный золотом пласт. Вероятнее всего, это связано с наличием раздробленных и минерализованных зон трещиноватости, по которым закладывался эрозионный врез. Таким образом, период до верхнего плиоцена был одним из наиболее благоприятных для образования россыпей.

С последним плиоцен-четвертичным этапом активизации тектонических движений связано накопление плиоцен-эоплейстоценовой цасучейской свиты и всех осадочных четвертичных пород. Констративный аллювий цасучейской свиты в бассейне р. Унда (южнее площади листа) является промежуточным коллектором для четвертичных россыпей. Сведений об отложениях раннего неоплейстоцена и первого термохрона среднего неоплейстоцена, в пределах листа, не известно. В Южном Забайкалье, в раннем неоплейстоцене, в крупных впадинах (Торейская, Тургино-Харанорская, Западно- и Восточно-Урулунгуевская) накапливались озерно-аллювиальные отложения. Сток палео-Онона, Шилки, Аргуни, Ингоды осуществлялся в замкнутое континентальное озеро Азии с центром в районе нынешних озер Торей и Далай-Нор.

В среднем неоплейстоцене в Забайкалье начинается новый этап в формировании осадков, связанный с прогрессирующим похолоданием климата. К стоку палеорек прибавляется сток подпруженных ледником озер. Наступает максимум озерной трансгрессии в Забайкалье с формированием достаточно мощной (от 10 до 40 м) толщи констративного аллювия с лин-

зами озерных отложений (в нашем случае озерно-аллювиальная равнина Оловской впадины). Переполнение водных акваторий и регрессивная эрозия Амура обусловили спуск значительного объема воды в сторону Тихого океана. Это было время перестройки и формирования новой гидросети, вызванное разворотом течения в обратную сторону с сильным врезанием при быстром сбросе огромных масс воды. Свидетельствами этого являются фрагменты палеорек (Шилки, Ингоды, Онона, Аргуни и др.). Причины аккумуляции были главным образом климатические. Тектоника лишь корректировала процесс осадконакопления.

Физическое выветривание становится резко преобладающим над химическим. Среди склоновых процессов доминирующими становятся морозно-солифлюкционные. Процессы нивационно-маревой педиментации приводят к значительному расширению долин. Наибольшее развитие солифлюкция получила на склонах северной экспозиции, в результате чего долины уже в это время начинают приобретать асимметричный облик. Блуждание водотоков по быстро расширяющимся долинам, вероятно, было обусловлено мерзлотными процессами, и направление русла изменялось по трещинам мерзлотных полигонов. В случае, если оно проецировалось на минерализованные зоны трещиноватости в поверхности педимента, прослой галечников могли содержать значительное количество золота. Смещение материала происходило не только по склонам, но и вниз по долинам. Нивационные цирки и лотки в бортах долин, сформировавшиеся в зонах тектонической трещиноватости, в период интенсивного похолодания, заполнялись солифлюкционно-обломочным материалом, который при перепополнении ниши перемещался в долины. В последующий за самаровским оледенением ширтинский термохрон долины и пади заполняются значительными массами солифлюкционно-маревой аккумуляции (особенно на юге Забайкалья). Русла рек не справляются с непрерывно поступающими большими порциями склонового материала. В относительно опущенных блоках увеличивается мощность отложений, а в среднегорном рельефе накопление аллювия происходит только в нижнем, редко в среднем течении водотоков. В период «тазовских» холодов происходит восстановление водности рек. Даже в перепополненных осадками падах появляются исчезнувшие водотоки. Возобновляется аллювиальная переработка накопившегося в долинах рыхлого материала. В золоторудных районах (Карийский золотоносный район) террасовый аллювий среднеплейстоценового возраста золотоносен. При сочетании благоприятных геолого-тектонических условий происходит и солифлюкционно-маревое обогащение.

В позднем неоплейстоцене–голоцене морфоструктуры приобрели современный облик. Большую роль в этом сыграли зырянское и сартанское оледенения, эрозионно-денудационные процессы. Формируются комплекс верхнеплейстоценовых надпойменных террас, поймы, мощные пролювиально-делювиальные шлейфы, на площади развития оледенений — ледниковые, водно-ледниковые и озерные формы рельефа. Активно действующие мерзлотно-нивационные процессы придают типичный для Центрального Забайкалья облик долинному комплексу. Основными формами рельефа верховий долинной сети являются водосборные воронки, мерзлотно-нивационные ниши и лотки, каменные россыпи. В пределах крупных

лотков и цирков, под чехлом склоновых отложений, нередко встречаются аллювиально-пролювиальные отложения эрозионных форм. При наличии рудоносных пород в пределах этих форм возможно обнаружение погребенных россыпей по тальвегам временных водотоков.

Примером может служить днище пади Волгиной на левом борту р. Богоча (Карийский золотоносный район). Из днищ воронок, ниш, лотков начинаются долины первого и второго порядков, среди которых выделяются долины-курумы и долины-мари. Днища долин-курумов покрыты беспорядочным нагромождением глыб, валунов, среди которых местами сохраняется заполнитель из мелкозема, который может служить ловушкой для малотранзитного золота. При постепенном заполнении курумного тела мелкоземом формируется переходный тип долин курумо-марь, характерный для многих верхних звеньев речной сети. Долины-мари имеют заболоченные днища с мелкобугристым рельефом. При медленном течении переувлажненного грунта образуются отложения с невыдержанными и несортированными горизонтами из мелкозернистых и грубообломочных, в основном щебнистых фракций мощностью в среднем 2–6 м, реже до 10–15 м. В виде линзовидных прослоев в них присутствует песчано-гравийно-галечный материал – продукт перемыва осадков временными русловыми потоками. К таким линзам могут быть приурочены высокие концентрации россыпного золота. Примером такого обогащения является долина-марь пади Догиня, правого притока р. Лужанка. При движении вниз по течению мари постепенно переходят в типичные поймы. В долинах появляются русловой транзит наносов, а значит, и предпосылки для образования остаточных, реже остаточно-перемещенных россыпей (головки россыпей рек Ивановка, Таратушиха) [351]. Крупные реки (IV–VII порядков) относятся к нормальным аллювиальным долинам, имеющим одну–две надпойменные террасы в верхней части, три–четыре в средней и все, как правило, четыре – в нижней.

В результате перемыва обогащенных золотом древних отложений формируются современные пойменные россыпи. На участках, где врез был незначительным, древние россыпи находятся в погребенном состоянии, а верхний золотоносный пласт образуется за счет металла, переотложенного из золотоносных террас или поступающего непосредственно из коренного источника. Солифлюкционное смещение рыхлого материала способствует дальнейшему формированию асимметричных долин. В результате на склонах северной экспозиции сохраняются террасоувалы, а русло примыкает к крутым противоположным склонам. Таким образом, создаются благоприятные условия для сохранения россыпей террасоувалов.

Золотоносные площади недостаточно изучены. Долинные россыпи могут быть выявлены в местах, где установлены новые проявления рудного золота; на асимметричных участках долин, где могли сохраниться погребенные террасоувалы; в протяженных россыпях ниже устьев золотоносных притоков, когда строение россыпи многоструйчато и возможно обнаружение новых золотоносных струй как в пойме, так и в русле.

Несомненный интерес представляют новые сведения о россыпях тектонических уступов (далее РТУ). РТУ представляют собой сложные полигенетические образования с мощной продуктивной толщей, имеющей в сво-

ем составе от одного—двух до нескольких пластов с высокими содержаниями «гравитационного» золота. Эти россыпи расположены в краевых частях мезо-кайнозойских впадин, приуроченных к зонам региональных разломов, со значительными толщами кайнозойских отложений в их пределах. Необходимым условием для образования РТУ является наличие золоторудных узлов в обрамлении впадин. Работами «ФГУП ЗабНИИ» оценены прогнозные ресурсы 11 впадин (в пределах области), в той или иной степени потенциально перспективных на РТУ. В пределах листа к ним относятся юго-западная часть Тунгирской, северо-западный борт Зиловской, Кручининская впадины. В Зиловской и Кручининской впадинах по экспертной оценке рабочей группы ТКЗ принятые прогнозные запасы РТУ по категории P_3 составляют по 2 т в каждой, при среднем содержании золота 350 мг/м^3 [305].

В областях развития ледниковых аккумулятивных форм возможно обнаружение гляциолитодинамических россыпей, далеко оторванных от коренных источников. Их формирование связано с перемывом ледниковых образований, обогащенных металлом [240].

В *четвертичное время* происходит оживление восходящих движений. В среднем и позднем неоплейстоцене происходит образование комплексов озерных отложений, отложений озерно-аллювиальных равнин, а также комплексов ледниковых и водно-ледниковых отложений. За счет разрушения кор выветривания формируются террасовые и долинные россыпи золота, касситерита, монацита и циркона. Особенно перспективны на их обнаружение средне-позднелепистоценовые и голоценовые комплексы аллювиальных пойм и надпойменных террас.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа N-50 находится на стыке Саяно-Байкальской и Монголо-Забайкальской минерагенических провинций и включает 17 рудных и 13 золотороссыпных районов. Она является важнейшей частью Восточно-Забайкальского горнорудного региона, развивающегося с XVIII в. на базе более 100 коренных месторождений золота, молибдена, полиметаллов, меди, титана, олова, угля, нерудного сырья и более 400 месторождений россыпного золота. Перспективы развития сырьевой базы подкреплены более 5000 выявленными здесь проявлениями, пунктами минерализации, ореолами и потоками рассеяния, а также перспективными геофизическими аномалиями основного комплекса полезных ископаемых.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Твердые горючие ископаемые территории представлены каменными и бурыми углями, а также горючими сланцами, имеющими довольно ограниченное значение в общем балансе полезных ископаемых.

Из 24 разведанных в Читинской области месторождений на площади расположены Букачачинское и Нерчуганское, а на территории Республики Бурятия – Эландинское малые по запасам месторождения угля. При этом Букачачинское каменноугольное месторождение к настоящему времени отработано. В последние годы производилась добыча угля в объемах от 3,6 до 23 тыс. т угля в год для местных нужд на Нерчуганском месторождении. Эландинское месторождение, разведанное в начале 1960-х годов, законсервировано.

В целом промышленная угленосность площади листа связана с верхнеюрско-нижнемеловыми лимническими отложениями дейтероорогенных эрозионно-тектонических впадин, которые занимают около 10 % общей площади. Признаки угленосности отмечаются примерно в третьей части впадин. Угленосные отложения представлены песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами. Месторождения обычно приурочены к мульдообразным структурам. Угольные пласты залегают на глубине до 300 м, с углами падения от 7–25° в бортах мульд до горизонтального залегания в центрах. В большинстве случаев угленосные отложения перекрываются рыхлыми кайнозойскими образованиями различной мощности.

Для всех месторождений и углепроявлений характерны значительные колебания вещественного состава и химико-технологических параметров углей на небольших расстояниях как следствие сложного, неустойчивого режима обстановок угленакопления.

Уголь каменный. Из девяти каменноугольных месторождений Читинской области с балансовыми запасами на площади листа расположены Нерчуганское (IV-4-24) и Букачачинское (V-3-67) месторождения, запасы которых составляют около 1 % ресурсного потенциала каменных углей области.

Месторождение Нерчуганское образуют два пласта мощностью 3,4 м и 4,6 м на интервале 40–45 м, залегающих на глубине до 108 м в составе продуктивной песчанико-гравелитовой толщи верхнеюрских–нижнемеловых отложений. Месторождение разведывалось в 1956–1957 гг. и доразведывалось в 1993–1999 гг. Угли относятся к группе каменных слабоспекающихся марки Д и Г. Теплотворность 7605 кал, зольность 15,3 %, влага 11,5 %, серы общей в сухом топливе 1,8 %. Запасы по данным разведочных работ 1956–1957 гг. – $A_2 + B + C_1$ составляют 8670 тыс. т. В небольших объемах велась разработка открытым способом для местных нужд. По состоянию на 1.01.2003 г. на месторождении учтены прогнозные ресурсы каменных углей по категории P_1 – 16 млн т [312]. Интенсивному освоению месторождения мешает удаленность от транспортных линий и сложные горно-геологические условия разработки. В настоящее время законсервировано.

Месторождение Букачачинское было представлено 12 угольными пластами мощностью 0,6–7,0 м в отложениях тигнинской свиты, образующих брахисинклинальную складку в структуре одноименной впадины. Уголь марки Г. Запасы на 1.01.1962 г. по категориям $A + B + C_1$ составляли 43 597 тыс. т. Месторождение разрабатывалось с 1960-х годов. После 40 лет эксплуатации в связи истощением запасов и упадком экономики региона шахта «Букача» ликвидирована, а остаточные запасы каменных углей месторождения в количестве 11 819 тыс. т списаны с Госбаланса. Перспектив прироста запасов на флангах месторождения и возобновления добычи нет.

Уголь бурый известен в четырех малых по запасам месторождениях и пяти пунктах углепроявления.

Месторождение Эландинское (II-1-99) открыто в 1939 г., разведывалось 1960–1961 гг. Практически все запасы содержит пласт «Основной» – 2–15 м в низах разреза зазинской свиты, выполняющих Эльдонгинскую впадину. Угли гумусовые (марка БЗ), высокозрелые, переходные к каменным (БД), клареновые, витреновые, средней зольности, высокой сернистости и калорийности, германиеносные. Содержание в золе Ge 50–300 г/т (ураганные до 2000 г/т); Sc 2–72 г/т; Mo 0,001–0,1 %; Ga 0,001 %; Be 0,003 %. Запасы утверждены ГКЗ (тыс. т): балансовые $A + B + C_1 = 13 940$; забалансовые $A + B + C_1 = 6451$. Запасы германия по состоянию на 1.01.1962 г. $C_1 + C_2 = 149,3$ т. Глубина отработки до 120 м (средняя 47,4 м). Имеются предпосылки увеличения запасов германия в 1,5 раза [331]. Месторождение по концентрации германия и перспективе роста его запасов является промышленным объектом, который в ряду германий-угольных месторождений Забайкалья занимает видное место.

Месторождения Делюнское (VI-4-105), Лево-Делюнское (VI-4-116), Старооловское (VI-3-44) расположены в раннемеловых мульдах Оловской и Шилкинской юрско-меловых впадин. Разведывались в 1930–1960 гг. В строении впадин выделяется от 5 до 24 пластов мощностью от 0,5 до 1,9 м, прослеженных на площади от 1,8 до 11 км². Из-за низкого качества углей (зольность 5,48–47,28 %, теплотворная способность 2802–5775 кал.) и другим причинам не эксплуатировались. К настоящему времени их запасы $V + C_1 + C_2 = 2844$ тыс. т сняты с учета, а сами месторождения утратили промышленную значимость и не имеют перспектив вовлечения в эксплуатацию. С охарактеризованными месторождениями сходны Могочинское (IV-6-108) и Байгульское (VI-3-64) проявления.

В составе особой группы объектов рассматриваются углепроявления по рекам Деранг (I-4-31), Кападякал (I-4-30) и Джемку (I-6-69). Они до настоящего времени не изучены ни по масштабам, ни по качеству. Однако пространственная близость этих проявлений с ареалами экстенсивной редкометалльно-редкоземельной минерализации Каларской минерагенической зоны имеет прямые аналогии с геологической обстановкой в районе Эландинского месторождения, что в свою очередь позволяет ожидать их возможную германиеносность.

Сланец горючий известен в одном малом месторождении, утратившем промышленную значимость, и одном пункте минерализации.

Месторождение Юмурченское (IV-1-14) представляет собой горизонт горючих сланцев мощностью 5 м на площади 3,5 км² в верхах разреза верхнеюрских–нижнемеловых отложений. Сланцы бурые и черные, воспламеняются от спички и горят копящим пламенем. Содержат смол 10,8 %, а в золе Mn 3 %. Разведывалось в 1930-х годах. Запасы $A + B + C_1 = 28\ 000$ т балансом не учтены. К настоящему времени из-за небольших размеров и удаленности от промышленных центров месторождение полностью утратило промышленную значимость.

По р. Кручина (VI-1-61) горючие сланцы известны в верхах разреза юрско-меловых отложений одноименной впадины. Качество – низкое: влажность 3,38 %; зольность 79,1 %; серы 0,66 %; выход летучих компонентов на органическую массу 77,34 %. Результаты перегонки (%): дегтя – 3,6 %; воды – 5,9 %; кокса – 89,6 %.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо локализовано в монометалльных железорудных проявлениях и пунктах минерализации (два проявления, 32 пункта минерализации), а также в составе комплексных руд титаномагнетитовых месторождений, проявлений и пунктов минерализации. Практическую ценность имеют лишь объекты с комплексным титаномагнетитовым оруденением. Так, в рудах Кручининского титаномагнетитового месторождения находится 21,3 % разведанных запасов железа Читинской области [312]. По состоянию на 1.01.2003 г. они балансом не учтены.

По генетическим признакам железорудные объекты разделяются на метаморфогенные, скарновые, образования «железных шляп» в зонах окисления сульфидизированных пород и образования зон базификации в периферии рудных полей.

Метаморфогенный тип оруденения представлен магнетитовыми кварцитами Каларской минерагенической зоны (пункты минерализации I-5-12, I-5-13, I-6-22). Они образуют линзовидные тела мощностью первые метры и протяженностью до 300 м в позднеархейских образованиях. Содержание железа общего 18,8–40,48 %. Характерны мономинеральный состав и незначительное количество примесей.

Скарновый тип распространен практически повсеместно: проявления Гремнак-II (II-1-68), Гремнак-I (II-1-76), пункты минерализации Нолгокенский (V-4-51), Водораздельный (V-4-77) и другие (I-1-179, I-1-184, VI-6-13, VI-6-27). К скарновому типу относится Ново-Култуминское боржелезорудное проявление (VI-6-170) с предварительно оцененными (в основном забалансовыми) запасами Fe – 10209,094 тыс. т и В – 72,9 тыс. т при содержании 37 и 8,1 %. Проявление входит в состав Култуминского медно-порфирирового проявления (VI-6–171), описание которого приведено в разделе «Медь».

Наиболее представительными в группе являются проявления Гремнак-I, II (II-1-68, 76). Они образованы одной-тремя скарновыми залежами массивных и вкрапленных магнетитовых руд мощностью от первых метров до 80 м, длиной до 510 м в ксенолитах карбонатных пород среди гранитов витимканского комплекса. Состав руд (%): Fe – 40,5–41,9; TiO_2 – 0,09–0,3; MnO – 2,94; Zn – 0,03–0,05; Pb – 0,11–0,13; BeO – 0,003; Cu – 0,03; Ag – до 0,003; Y – до 0,01; P – 0,01; S – 0,07–0,09; SiO_2 – 6,47–18. Геологические запасы (ресурсы?) проявлений составляют 1,8–25,7 млн т железа. Промышленной значимости не имеют.

Масштабы других объектов скарновой группы еще меньше, и они также не имеют перспектив вовлечения в промышленное освоение.

Наиболее характерными объектами, представляющими «железные шляпы» зон окисления сульфидизированных пород, являются пункты минерализации Сивачуканское (V-6-54), Красное (V-6-57) в верховьях р. Джарол и на левом борту притока р. Берея на фланге Кучугайского золото-полиметаллического рудного узла. Они представлены линзовидными близповерхностными залежами лимонитовых (бурожелезняковых) руд протяженностью 1,4 и 0,5 км, шириной 300–400 и 30–60 м, мощностью 5–7 и 2–5 м в зоне дробления графит-слюдисто-кварцевых сланцев ерниченской толщи, прорванных жилами пегматитов и дайками гранитов борщовочного комплекса. Руды брекчиевые с цементом (50–90 %) из гидроокислов железа. Содержание (%): Fe_2O_3 – 42 (27–73,35); FeO – 0,61–2,15; S – 0,07–1,17; P_2O_5 – 0,007–0,09; MnO – 0,002; TiO_2 – 0,21–0,63; Al_2O_3 – 2,48–11,91. Кроме того, в рудах установлены: Pb – до 0,4 %; Zn – до 2,56 %; Cu – до 0,48 %; Au – до 1,2 г/т.

Аналогичными являются пункты минерализации Бухтинское (VI-2-93), Тук-Халтуйское (VI-2-119), расположенные в Дарасунском рудном узле, и некоторые другие. Все объекты железорудные окисленных частей зон сульфидизации промышленного значения не имеют, но являются индикатора-

ми гидротермальных проявлений полиметаллической и золоторудной минерализации.

В группу, связанную с зонами базификации на периферии рудных полей, выделены пункты минерализации Жарчинское IV (VI-2-63), Левомундугинское (VI-2-70), Магнетитовое (VI-2-121), Озерный (V-4-169) и др. Как правило, они представлены магнетитовыми, магнетит-гематитовыми линзами и линзовидными жилами мощностью 0,05–1,1 м и длиной от нескольких метров до нескольких десятков метров, залегающими преимущественно в гранитоидах повышенной основности. В составе рудной фракции присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, апатит, турмалин, шеелит, гематит и ковеллин. Сумма окислов (%) Fe – 80; As – 0,2; Cu – 0,1, Nb и Zr – до 0,5.

Марганец. Промышленные марганцеворудные объекты на площади листа не известны. Всего здесь расположено шесть пунктов минерализации и один вторичный геохимический ореол.

Пункты представлены зонами пьемонтизации с браунитом до 1 % в породах горбылокской толщи (I-1-77), доломитами с манганокальцитом до 5 % (I-2-149), пленками гидроокислов с Mn 1–3 % в песчаниках и алевролитах зазинской свиты нижнего мела (III-1-28), а также маломощными зонами дробления с гидроокислами марганца 3–30 % в гранитах (IV-2-19, IV-2-31).

Согласно проведенным исследованиям, месторождения марганца региона локализованы только в корах выветривания по гидротермальным марганецсодержащим карбонатам полиметаллического, золото-полиметаллического оруденения позднего мезозоя и по туфогенно-кремнисто-карбонатным вулканогенно-осадочным породам раннего мезозоя [313]. В связи с тем, что подобные образования на листе развиты незначительно, масштабы марганцеворудных объектов малые, а перспективы выявления новых низкие.

Хром. На территории известно одно проявление, два пункта минерализации, 15 вторичных геохимических ореолов, один шлиховой поток хрома.

Промышленно-значимое хромитовое оруденение связано с ультраосновными породами гарцбургит-дунитовой формации (парамский комплекс среднего рифея) Шаманского массива в одноименном рудном узле Муйского рудного района. Массив является единственным в Российской Федерации объектом с прогнозными ресурсами хрома. Гипербазиты в среднем содержат (%) Cr – 0,14, Ni – 0,17, Co – 0,01. Хромит в них присутствует повсеместно как аксессуарный минерал, на локальных участках – в виде вкрапленной или тонкопрожилковой минерализации с содержанием 2–3 %, а в промышленных концентрациях отмечается на Северо-Шаманском, Центральном и Южно-Шаманском участках [250].

Рассматриваемая минерализация относится к геолого-промышленному типу сложных жилообразных залежей (жилы, столбы, гнезда) с высокой изменчивостью морфоструктурных параметров и низкой–средней изменчивостью содержания хромшпинелида. В наиболее представительном из объектов – Северо-Шаманском проявлении, расположенном непосред-

ственно к северу от рамки листа N-50, содержание Cr_2O_3 варьирует от 23,8 до 49,5 % (среднее 38,5 %). Отношение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ равно 2,8. Хромиты содержат металлы платиновой группы в сумме от 1,25 до 2,44 г/т (Pt 0,92–1,9; Pd 0,015–0,035; Rh 0,01–0,02; Ir 0,1–0,3; Ru, Os около 0,1) [312].

Проявление Южно-Шаманское (I-2-16) представляет собой крутопадающую зону вкрапленной хромитовой минерализации мощностью 10 м, длиной 1500 м с жильным телом массивных хромитов мощностью 0,4 м в лежачем боку в серпентинизированных дунитах и гарцбургитах. Руды участка – бедные с высокими значениями железистости и глиноземистости хромита. По зоне (%): Cr_2O_3 – 0,3–0,9; в массивных хромитах Cr_2O_3 – 18,0–35,5 (в среднем 32); SiO_2 – 6–21,3; Al_2O_3 – 9–22.

Вторичные литохимические ореолы хрома на проявлении и его флангах, аналогичные установленным над Северо-Шаманским проявлением, позволяют предполагать наличие неизученных рудных тел, общие прогнозные ресурсы которых для всего рудного узла оцениваются по кат. P_3 руды 40 млн т и Cr_2O_3 15 млн т на глубину 300 м с содержанием Cr_2O_3 38 %.

Остальные вторичные ореолы площади отражают выходы серпентинитов ургунинского комплекса в зоне Монголо-Охотского шва (VI-4-71, 91, 122) и гранитоидов палеозоя (II-4-3, III-3-51, III-3-31, III-3-42, III-3-32, III-3-93, VI-6-54). Они характеризуются содержанием (%) Cr – 0,01–0,09; Ni – 0,01–0,09; реже Co – 0,001–0,009 и практического значения не имеют.

Титан. На площади известно два месторождения, одно проявление, 19 пунктов минерализации, пять шлиховых ореолов, пять шлиховых потоков, пять вторичных ореолов, три вторичных потока, девять геофизических аномалий титана, генетически связанных с образованиями габбро-анортозитовой формации. О значении титана в общем балансе минерального сырья территории можно судить из следующих цифр. Запасы только одного Кручининского месторождения составляют около 7 % от мировых (без учета РФ) по состоянию на начало 1999 г. [100]. А ресурсный потенциал Кедровско-Ирокиндинского рудного узла – 16 % от общероссийского по состоянию на начало 1998 г.

Основной промышленный интерес представляют комплексные титаномагнетитовые и ильменит-титаномагнетитовые руды в расслоенных габбро-анортозитовых массивах. Группу россыпных месторождений представляет Будюмканская элювиально-делювиальная россыпь.

Месторождение Кручининское (VI-1-44) апатит-титаномагнетитовых руд расположено в экономически освоенном районе Читинской области в среднем течении р. Кручина (левый приток р. Ингода), в 30 км от федеральной трассы Москва–Хабаровск. Изучалось с 1945 г., разведывалось в 1958–1960 гг. Числится в Госрезерве с 1961 г.

Месторождение представлено пластообразными залежами апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд в расслоенной габбро-пироксенитовой интрузии на участках Ангашан-Долинный и Водораздельный. Мощность рудных тел 120–286,8 м, протяженность 1–1,5 км. В руде содержатся (%): TiO_2 – 8,9; Fe (общее) – 22,8; P_2O_5 – 3,1; V_2O_5 – 0,07; Cr – 0,2–0,3; Ni – 0,1; а также Ga – 6–9 г/т; Pt – 0,2 г/т. Разведанные запасы категорий А + В + C_1 + C_2 составляют: титаномагнетитовых руд – 617,837 млн т, TiO_2 –

50 019 тыс. т, P_2O_5 — 5,478 млн т, V_2O_5 — 574,12 тыс. т. Основным недостатком руд Кручининского месторождения, препятствующим вовлечению в промышленное освоение, является высокое содержание фосфора. В настоящее время месторождение законсервировано. Запасы по нему Госбалансом не учтены.

Титаномагнетитовое оруденение *Кедровско-Ирокиндинского рудного узла* (I-2-36, 53, 66, 80, 82, 85, 87) пространственно и генетически связано с трахитоидными габбро, габбро-анортозитами кедровского габбро-анортозитового комплекса позднего рифея. Перспективные площади с признаками промышленной минерализации (Витимконское рудное поле) изучены на стадии общих поисков, а прогнозируемые параметры опираются на данные единичных геохимических проб [72].

Руды ильменитовые, ильменит-титаномагнетитовые, вкрапленного и массивного сложения сконцентрированы в залежах мощностью 80–900 м и протяженностью 500–3500 м. Состав руд комплексный — железо-ванадий-титановый. Содержание (%) TiO_2 — 3–15; V_2O_5 — 0,07–0,133; Fe (общее) — 12,38–21,76. Ожидаемые размеры месторождений — малые и крупные. Факторами, повышающими их конъюнктуру, являются относительно близкое (30 км) размещение от действующего Ирокиндинского золотодобывающего рудника и низкие содержания P_2O_5 (до 0,14 %), что позволит использовать упрощенные схемы обогащения.

Кроме перечисленных объектов, в Ирокиндинском рудном узле выявлены порядка 20 локальных аномалий магнитного поля, пять из которых могут соответствовать промышленно значимым титановорудным объектам (I-2-10, 63, 67, 75, 78). Ожидается, что в них может быть сосредоточено до 80 % ресурсного потенциала титаномагнетитовых руд Витимконского рудного поля.

Участок Катель (I-4-38) представляет титаномагнетитовое оруденение Каларской минерагенической зоны Западно-Становой субпровинции. Он выделен в контуре локальной положительной магнитной аномалии интенсивностью более 30 мЭ, шириной до 600 м, длиной первые километры, площадью 4 км² на фоне Янканской комплексной геофизической аномалии площадью около 300 км² на левобережье р. Калар, связанной со слабоэродированной интрузией предположительно пироксенитов муруринского комплекса раннего протерозоя.

На участке эрозией вскрыты отдельные выходы габбро с вкрапленной и массивной магнетит-ильменитовой минерализацией. Содержание рудных минералов варьирует от 8 до 90 %. Присутствуют (до 2 %) пирит, халькопирит, пентландит, борнит, ковеллин, халькозин, сфалерит, пирротин, молибденит и арсениды кобальта. Вкрапленные руды содержат (%) Fe (общ.) — 8–30 (среднее 19); TiO_2 — 4,9–11,15; V_2O_5 — 0,2–0,7, в отдельных пробах P — 0,2–0,3 и Cu — до 1 [234]. Массивные руды обнаружены только в отдельных участках в делювии. Они характеризуются содержанием сульфидов (4–5 %) среди основной массы хорошо раскристаллизованного магнетита и ильменита. Содержания полезных компонентов (%): Fe_3O_4 (общ.) — 82,16; Fe_2O_3 (окис.) — 50,69; FeO — 28,35; TiO_2 — 11,15; V_2O_5 — 0,7 [312]. Удельный вес руд 4,6 г/см³, магнитная восприимчивость $201\ 600 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Интерпретация магнитной аномалии участка Катель предполагает залегающий на глубине до 500 м участок массива основных пород с перспек-

тивным титаномагнетитовым оруденением, минерагенический потенциал которого оценен 1500 млн т руды со средним содержанием Fe (общ.) 19 %, пригодным для открытой отработки. По аналогии с другими массивами основных пород севера Забайкалья предполагается наличие: Ti в 75 % руд с содержанием 3 % – 33,75 млн т; V_2O_5 в 75 % руд с содержанием 0,25 % – 2812 тыс. т; Cu в 25 % руд с содержанием 0,6 % – 2250 тыс. т.

Проявление Молодовское (VI-4-84) представлено линзами серпентинитов ургунинского комплекса рифея с мелковкрапленным ильменитом мощностью 250–300 м, длиной 900 м. Содержания TiO_2 – 5,6–8,23 %, ресурсы категории P_3 – 410 тыс. т TiO_2 не приняты к учету.

Ильменитовое месторождение Будюмканское (V-6-185) входит в состав объектов Газимурской минерагенической зоны Монголо-Забайкальской субпровинции. Оно представляет собой элювиально-делювиальную россыпь, контуры которой совпадают с границами материнских раннепермских габброидов ундинского комплекса Будюмканского массива. В разрезе элювиально-делювиальных отложений выделяется верхний горизонт, мощностью 2,5 м (1–5 м), глинистых песков с дресвой и щебнем габброидов, и нижний – средней мощностью 2,3 м, представленный в основном крупнообломочной фракцией. Содержание ильменита в верхнем горизонте 38,6 (20–191) кг/м³, запасы – 772,4 тыс. т. Среднее содержание ильменита в нижнем горизонте 36,7 кг/м³, запасы – 173 тыс. т. Общие запасы месторождения составляют 1639,2 тыс. т ильменита, или 885 тыс. т TiO_2 , или 518,1 тыс. т титана. Перспективы площади на титан связаны с коренными источниками ильменита в габброидах Будюмканского массива, где содержание ильменита составляет 1–104 кг/м³, а TiO_2 – 0,74–4,65 %. В районе имеются и другие массивы габброидов, не исследованные на титан.

Ванадий. На рассматриваемой территории не образует самостоятельных промышленно-значимых объектов. В качестве попутного извлекаемого компонента присутствует в рудах Кручининского апатит-титаномагнетитового месторождения и ряде проявлений с титаномагнетитовым оруденением. Известно три пункта минерализации и один вторичный геохимический ореол ванадия. Последний (I-4-29) связан с титаномагнетитовым оруденением участка Катель. Пункты минерализации (IV-2-89; V-1-12, 16) выделены в дайках диабазов различного возраста по единичным пробам с содержанием V – 0,05–0,1 %.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На площади выделено одно месторождение, восемь проявлений, 56 пунктов минерализации, 24 вторичных литохимических ореола, один гидрохимический ореол.

Основная часть меднорудных объектов территории сосредоточена в ее юго-восточной части в пределах Газимурской, Удино-Газимурской зон Аргунской субпровинции и Пришилкинской зоны Западно-Становой субпровинции. Несмотря на то, что площадь листа N-50 не обеспечена разведанными запасами меди, а прогнозные ресурсы, учтенные по состоянию на 1.01.2003 г. [312], составляют около 1 % от общемировых [100], медь явля-

ется одним из ведущих компонентов в составе минерально-сырьевой базы. В последнее время это подчеркивается большим интересом к ней со стороны различных горнодобывающих компаний.

Подавляющее большинство меднорудных проявлений относится к медно-порфировому геолого-промышленному типу, в том числе совмещенному со скарнами, и характеризуется комплексным оруденением с постоянным присутствием молибдена, золота, серебра. Подчиненную роль в балансе меди играют месторождения золота (Теремкинское), молибдена (Жирекенское) и олова (Моховое) с запасами попутной меди, стоящими на Государственном балансе.

Наиболее перспективными меднорудными объектами Приаргунской субпровинции являются Лугоканское месторождение и проявления Култуминской группы, изученные на стадии общих поисков и поисковых работ [385, 377].

Месторождение Лугоканское (VI-6-28) расположено на востоке Читинской области по р. Будюмкан в экономически слабо развитом районе. Оно известно с конца XVIII в., когда были открыты медные прииски, на которых добыто 357 т руды, содержащей 3,75–16,25 % меди. Современные геологоразведочные работы проводятся с 1947 г. Изучено на стадии детальных поисковых работ.

Месторождение приурочено к Лугоканскому штоку (8,6 × 1,1 км) гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, порфиroidных гранодиоритов шахтаминского комплекса средне-позднеюрского возраста. Форма в плане серповидная, в разрезе плитообразная с падением на юг, юго-запад под углами 45–80°. Шток прорывает ядро Лугоканской антиклинали на пересечении Будюмканского и Уров-Джалирского глубинных разломов. Вмещающие карбонатные породы быстринской свиты раннего кембрия мраморизованы, на контакте интенсивно окварцованы, брекчированы, сульфидизированы. Сланцево-карбонатные прослои превращены в гранатовые, пироксен-гранатовые, амфибол-гранатовые скарны мощностью до нескольких десятков метров с наложенной кварц-карбонатной сульфидной минерализацией с золотом. Гранитоиды в контакте аргиллизированы, окварцованы, серицитизированы, каолинизированы с золото-сульфидной минерализацией.

В месторождении выделены три рудные зоны, включающие рудные тела, залегающие в основном в скарнах. Северо-Восточная рудная зона в северо-восточном контакте Лугоканской интрузии прослежена на 6,85 км при мощности до 100 м и более. Выклинивание до глубины 500 м не установлено. В зоне выделено одно золотое и семь золото-медных рудных тел мощностью 3,7–10,3 м, длиной 90–1240 м, содержащих Cu – 0,13–3,59 %; Au – 1,03–4,66 г/т; Ag – 2,93–78,99 г/т.

Юго-Западная рудная зона в юго-западном контакте интрузии прослежена на 9,45 км при мощности 10–80 м. Выклинивание до глубины 500 м не установлено. Оруденение размещается в скарнах и гидротермально измененных гранитоидах. Выделено пять рудных тел с золото-медным и одно с золотым оруденением мощностью 4,6–14,4 м, прослеженных по простиранию на 600–1650 м. Руды содержат Cu – 0,19–2,83 %, Au – 0,49–4,45 г/т и Ag – 3,88–37,16 г/т.

Внутриинтрузивная рудная зона в центральной части интрузии приурочена к останцам сланцево-карбонатной толщи, включает два рудных тела с золото-медным оруденением. Их мощность 2,8–15,6 м, протяженность 60–100 м. Руды содержат Cu – 0,22–4,68 %; Au – 1,45–6,97 г/т и Ag – 5–236,4 г/т.

Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные, реже брекчиевидные. Минеральный состав: пирит, марказит, халькопирит, арсенопирит, магнетит, гематит, блеклые руды, сфалерит, галенит, пирротин, антимонит, молибденит. Редко встречаются минералы висмута, золота, теллуриды золота, энаргит. Гипергенные минералы: гидроокислы железа, азурит, малахит, халькозин, борнит, ковеллин, хризоколла, брошантит, скородит, самородная медь.

В ходе образования месторождения в ранний додайковый этап после внедрения штока гранодиорит-порфиров сформировались скарновые и магнетитовые тела и кварц-полевошпатовые метасоматиты. В средний, дайковый этап внедрились дайки гранодиорит-порфиров. В последайковый этап произошло наложение прожилково-вкрапленной минерализации сульфидно-кварцевой стадии.

Руды представляют собой золото-медный серебросодержащий скарновый, упорный в отношении извлечения золота промышленно-технологический тип. Окисленность руд незначительная.

Прогнозные ресурсы при бортовом содержании условной меди 1 % до глубины 400 м составляют: категории P₁: руды – 68762,3 тыс. т, Cu – 1146 тыс. т, при содержании 1,67 %, Au – 91 т, Ag – 1585 т; категории P₂: руды – 32333,4 тыс. т, Cu – 541,7 тыс. т, при содержании 1,68 %, Au – 58 т, Ag – 809 т.

По укрупненным расчетам Лугоканское месторождение рассматривается как рентабельный объект при годовой производительности 2,5 млн т руды и сроком окупаемости капиталовложений 12 лет [314]. В настоящее время к нему проявляется интерес со стороны потенциальных инвесторов.

Проявление Култуминское (VI-6-171) расположено в 105 км северо-восточнее с. Газимурский Завод. Оно приурочено к одноименному штоку гранодиорит-порфиров шахтаминского комплекса, прорывающему песчано-сланцевые отложения белетуйской, а также доломиты и известняки быстринской свит на пересечении Лево-Газимурского и Богдатель-Бошагочинского глубинных разломов. Гранодиорит-порфиры в центральной части штока изменены до состояния альбит-биотит-кварцевых метасоматитов, которые к контактам сменяются кварц-серицитовыми метасоматитами. Внешние части ореола измененных пород занимают аргиллизированные и пропилитизированные их разности.

Проявление пространственно совмещено с магнетит-людвигит-ошаритовой скарновой минерализацией Ново-Култуминского бор-железорудного скарнового проявления с предварительно разведанными (в основном забалансовыми) запасами железных руд – 27,592 млн т и в 72,9 тыс. т с содержанием Fe – 37 % и В – 8,1 %. Золото-медное оруденение представлено прожилково-вкрапленными рудами в линейных штокверках. Изучено до глубины 300 м [312]. Выявлены две минерализованные зоны протяженностью до 2,5 км. Руды комплексные медные с примесью Au, Ag, Fe, В, Pb, Zn, Sn, W, Mo и т. д. Средние содержания полезных компонентов по объек-

ту приняты: Cu – 0,54 %, Au – 1,72 г/т, Ag – 8,49 г/т, Cu_{усл.} – 1,51 %. В составе руд (%): Pb – до 8,8; Zn – до 1,6; Mo – до 0,46; Sn – до 0,25; W – до 0,84; Fe – до 52,95; B₂O₃ – до 8,8.

Оруденение сформировано в магнетитовую и сульфидно-кварцевую стадии. С первой связано образование железо-борной минерализации, со второй – формирование промышленных комплексных медных руд. Руды первой стадии сложены магнетитом и борсодержащими минералами – людвигитом и ашаритом, второй – пиритом, арсенопиритом, молибденитом, халькопиритом, сфалеритом, буланжеритом, галенитом, самородным золотом и др.

Прогнозные ресурсы проявления до глубины 100 м составляют по категории P₂: руды – 150 млн т, Cu – 800 тыс. т, Au – 250 т, Ag – 1200 т [314].

При поисковых работах [393] в состав проявления включался Очунгодинский участок, идентичный по геологическому строению, рудоносности и расположенный на расстоянии 1,5 км от основных рудных зон. Впоследствии [314], по нему были дополнительно подсчитаны прогнозные ресурсы категории P₂ до глубины 50 м: Cu – 267 тыс. т, Au – 29,9 т, Ag – 363,9 т, которые не прошли первичную апробацию и на учет не ставились.

По укрупненным расчетам Култуминское проявление является высококорентабельным объектом, на котором при годовой производительности до 10 млн т руды в год срок окупаемости капиталовложений составит 1,1 год [312]. В настоящее время к нему проявлен большой интерес со стороны инвесторов.

Меднорудные объекты Сретенско-Карийского рудного района Удино-Газимурской минерагенической зоны сосредоточены в Кадачинском и Сретенском рудных узлах.

В *Кадачинском рудном узле* проявления и пункты минерализации меди (V-5-111, 112, 114, 117, 119, 123) связаны с малосульфидными кварцевыми жилами в гранитоидах Кадачинского массива амуджиканского комплекса. Простираение жил широтное и субмеридиональное, падение крутое в северных и западных румбах, протяженность первые десятки метров, мощность 0,1–2, редко до 4 м, количество жил на объекте 2–3; околожилные изменения – березитизация. Кварц кристаллический с вкрапленностью пирита, халькопирита, борнита, молибденита. Содержание Cu – 0,01–0,5 %, редко до 3,0 %, Mo, As, Sb – 0,01–0,05 %, Au – следы – 0,8 г/т. Совокупность признаков позволяет рассматривать эти образования в качестве составляющих медно-порфировой системы малых–средних размеров, прогнозные ресурсы которой составляют в категории P₃ Cu 500 тыс. т [312].

В *Сретенском рудном узле* по результатам ГДП-200 [270] на основании единичных пунктов медной и золото-медной минерализации (VI-4-69), литохимических ореолов рассеяния и типовой для медно-порфиروهого оруденения обстановки уточнен прогноз ресурсов категории P₃: Cu 2250 тыс. т с содержанием 0,6 %, Au 375 т – 1 г/т, Mo 75 тыс. т – 0,01 %, Ag 7500 т – 20 г/т. В настоящее время на участке силами ФГУГП «Читагеолразведка» проводятся поисковые работы, в ходе которых выявлены линейные штокверковые зоны медно-порфиروهого оруденения промышленных параметров.

В *Пришилкинской минерагенической зоне* Западно-Становой субпровинции меднорудные проявления сконцентрированы в Могочинском и Дарасунском рудных районах.

Перспективными объектами *Могочинского рудного района* являются Боровое и Усть-Кудечинское проявления. Они являются показательным примером объектов нового для района геолого-промышленного типа на площадях, отрицательно оцененных поисковыми работами.

Медно-порфировое проявление Усть-Кудечинское (IV-6-269) расположено по р. Усть-Кудеча, в 3 км северо-восточнее Костромихинского месторождения молибдена (в 7 км к юго-востоку от пади Давенда). Выявлено в 1987 г. увязочными поисковыми маршрутами. Изучено слабо.

Проявление находится в дайках, мелких штоках и эксплозивных брекчиях гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, гибридных порфиров амуджиканского комплекса, приуроченных к северо-западному контакту Давендинского гранитного массива амананского комплекса с гранитоидами раннепротерозойского возраста. По свалам оруденелых пород на площади около 0,5 км² предполагается линейный штокверк вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, северо-восточного направления с параметрами 1000 × 300 м, а также линейные зоны золоторудной минерализации, которые не имеют самостоятельного значения.

Медно-порфировое золотосодержащее оруденение вкрапленное, реже — прожилковое. В составе рудной фракции преобладает халькопирит. Также установлены пирит, флюорит, циркон, топаз, рутил, тенорит, киноварь, молибденит, апатит. Гидротермальные изменения пород выражены неравномерно проявленными калишпатизацией, окварцеванием, серицитизацией, турмалинизацией, пропицитизацией.

Содержание Cu — 0,07–0,9 %, в среднем 0,5 % при коэффициенте рудоносности 0,55. Содержания Au — 0,01–5,0 г/т, в среднем 0,5 г/т. Основным полезным компонентом в рудах является Cu, попутным — Au.

Медно-порфировое проявление Боровое (Малоборовое) (IV-6-262) расположено в 1,5 км юго-восточнее Давендинского месторождения на левом борту долины р. Давенда [47]. Проявление представляет собой сложной морфологии штокверк (0,6 км²) комплексных золото-молибден-медно-порфировых руд, ассоциирующий с многочисленными трещинными каркасными интрузиями гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и трубками эксплозивных брекчий амуджиканского комплекса поздней юры. Руды и интрузии приурочены к северо-западному контакту Давендинского массива гранитов амананского комплекса с раннепротерозойскими гранитоидами.

Медная и молибденовая минерализация вкрапленная и прожилково-вкрапленная. На поверхности она отражена высококонтрастными вторичными ореолами Cu интенсивностью (%) 0,05–2,0 на фоне 0,01–0,04; Mo — 0,005–0,05 на фоне 0,001–0,004; Au — до 0,1–1 г/т. Руды содержат Cu — 0,03–0,86 % (среднее 0,29); Mo — 0,001–0,02 %; Pb — 0,02–2,66 %; Au 0,01–7,0 г/т (среднее 0,76) [47].

Медно-порфировое проявление Торгинское (VI-2-141) входит в состав объектов Дарасунского рудного узла одноименного рудного района Пришилкинской минерагенической зоны. Оно расположено в 25 км южнее рудника

Вершина-Дарасунский, среди архейских, раннепротерозойских и мезозойских гранитов, граносиенитов и кварцевых монцонитов, прорванных субвулканическими гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами позднеюрского амуджиканского комплекса в зоне кольцевых разломов, связанных с формированием Дарасунской рудно-магматической структуры [348].

Площадь рудного поля (25–30 км²) характеризуется интенсивными вторичными ореолами Pb, Zn, Ag, Mo, Cu, As. Основная структура, контролирующая развитие минерализации и гидротермально-метасоматических изменений, прослежена по простиранию на 6 км при мощности 1,5 км. В ее разрезе выделяются внешняя зона пропилитизации (до 1,5 км) с рассеянной магнетит-пиритовой вкрапленной минерализацией; промежуточная зона (100–300 м) серицит-кварцевых и березитовых изменений и внутренняя зона – Ангарский штокверк пирит-серицит-кварцевых метасоматитов (до 0,5 км), содержащий штокообразное ядро вторичных кварцитов. Образование внутренней зоны контролируется взрывными брекчиями позднеюрских гранитоидов.

Медная минерализация развита в Ангарском штокверке на площади 1 км², молибденовая – за его пределами. Минерализация неравномерная жильно-прожилково-гнездововкрапленная молибденит-кварцевая, сульфидная, сульфидно-кварцевая, сульфидно-карбонатная. Главные минералы – кварц, карбонат, пирит, халькопирит, теннантит, энаргит, второстепенные – сфалерит, галенит, молибденит, магнетит, редкие – арсенопирит, гематит, вольфрамит, сульфосоли висмута. В зоне окисления преобладают борнит, ковеллин, халькозин, малахит, гидроокислы железа. Содержание Cu в рудах 0,01–3 %, в среднем 0,21 % на мощность 80 м и 0,18 % на мощность 36–106 м; Mo – 0,001–0,015 %, W – 0,003–0,25 %. Содержание Mo в молибденитовой зоне на мощность 170 м составляет в среднем 0,028 %. Во вторичных кварцитах содержание (%) Cu – 0,005–0,4; Pb – 0,004–0,5; Zn – до 0,1; Au – 0,01–0,06 г/т. Вблизи штокверка отмечены содержания Au – до 10 г/т и Ag – сотни г/т.

Ввиду низких содержаний компонентов проявление непромышленное. Несмотря на это оценку нельзя считать завершённой.

Проявление Кочковатое (II-4-75) является представителем объектов медно-порфировой формации в северной части Западно-Становой субпровинции. Оно расположено в правом борту р. Кочковатая, правый приток р. Тундак и представляет собой два линейных штокверка в эндо- и экзоконтактах штока (1,3 км²) порфиroidных субщелочных гранитов, прорывающих гранитоиды раннего протерозоя и монцониты амананского комплекса.

Оруденение сопровождается ореолом аргиллизит-пропилитовых гидротермально-метасоматических изменений площадью до 6 км², включающим разобщенные участки (0,01–1,0 км²) рудоносных кварц-серицитовых метасоматитов. В зоне фрагментарного площадного и прожилково-штокверкового окварцевания развиты безрудные «вторичные кварциты» на площади около 0,2 км². Рудные тела выделяются только опробованием. Их размеры составляют 1,4 × 0,5 км и 1,4 × 0,2–0,3 км, падение – пологое (25–35°). Минерализация прожилково-вкрапленная. Состав рудной фракции: халькопирит, пирит, молибденит, борнит, ковеллин, халькозин, реже магнетит, ильменит, шеелит. Окисленность Mo составляет 2–67 % (средняя 23), Cu –

10–75 % (средняя 40). Содержание (%) Cu в юго-восточной зоне по борту 0,2 % изменяется от 0,2 до 0,9 (среднее 0,35), Mo – по бортовому содержанию 0,02 от 0,001 до 0,3 (среднее 0,06), по северной – соответственно Cu – 0,15–0,44 (среднее 0,35 для интервалов 1,0–9,1 м), Mo – 0,003–0,05 (среднее 0,02).

Проявление вскрыто в верхней части рудоносной системы. Прогнозные ресурсы оценены [316] для юго-восточной (0,5 км²) и северной зон (0,3 км²) на глубину 300 м при среднем содержании Mo и Cu – 0,02–0,06 и 0,35 %, в категории P₂ Mo – 120 тыс. т и Cu – 950 тыс. т.

Свинец, цинк. При повсеместной распространенности металлы сконцентрированы в основном в Ундино-Газимурской и Газимурской минералогических зонах Монголо-Забайкальской провинции. Всего на площади известно 17 месторождений, 17 проявлений, 228 пунктов минерализации, 132 вторичных литохимических ореола, три гидрохимических ореола, пять шлиховых ореолов, девять шлиховых потоков свинца с сопутствующей цинковой минерализацией. А также одно проявление, 34 пункта минерализации, 36 вторичных литохимических ореолов, один шлиховой поток – цинка. В целом, свинец и цинк не играют существенной роли в балансе полезных ископаемых территории, а сама территория не обеспечена учетными запасами этих компонентов. Известные здесь месторождения и проявления составляют не более 4 % от общего количества полиметаллических объектов Читинской области. Месторождения представляют собой весьма малые по размерам окисленные части линзовидных и трубообразных зон полиметаллической минерализации в сланцево-известняково-доломитовых толщах нижнего кембрия (быстринская свита). Они служили объектами разработки на протяжении XVIII–XIX вв. Количество добытой на них руды измеряется десятками и сотнями пудов, редко – сотнями тонн. В настоящее время все месторождения отработаны, а те из них, которые перерабатывались в прошлом столетии, являются непромышленными.

Несмотря на это, не отрицается первостепенная роль полиметаллов как индикаторов и спутников важнейших геолого-промышленных типов золото-кварц-сульфидной, золото-сульфидной, молибденовой порфировой, медно-порфировой, вольфрам-молибденовой альбитит-грейзеновой и некоторых других рудных формаций. Здесь полиметаллы обозначают верхнерудный и надрудный уровни, а также образуют продуктивные минеральные ассоциации при содержаниях, близких к промышленным, а иногда (Бугдаинское месторождение) могут рентабельно извлекаться наряду с основными компонентами. В последние годы усилился интерес к известным объектам свинцово-цинковой минерализации в связи с прогнозированием большеобъемных месторождений золота Куранахского и Сухоложского геолого-промышленных типов.

Наиболее яркими представителями рассматриваемой группы в Монголо-Забайкальской провинции являются Богочинское и Екатерининское месторождения Сретенско-Карийского рудного района и Преображенское месторождение Будюмкано-Култуминского рудного района.

Месторождение Богочинское (VI-5-6) находится на левобережье р. Шилка. Открыто в 1766 г. Отрабатывалось до 1808 г. Извлечено 756 т руды

со средними содержаниями Pb — 6,25 %, Ag — 365 г/т. Оруденение приурочено к зоне дробления (25 × 180 м) с маломощными (0,05–0,5 м) кварц-карбонатными жилами с гнездами и вкрапленностью галенита, пирита, буланжерита в известняках быстринской свиты. На глубине отработки (5–10 м) в среднем Pb — 3,5 %, Zn — 0,1 %, Ag — 95 г/т.

Месторождение Екатерининское (VI-5-26) расположено на левобережье р. Шилка. Разрабатывалось в 1765–1850 гг. Разведывалось в 1950–1954 гг. С 1971 г. утратило промышленное значение. Представлено жилообразными и гнездообразными рудными телами лимонитовых охр с кварцем в доломитизированных известняках, локализованными в рудной зоне мощностью 50–250 м, длиной 1200 м. Зона окисления развита до глубины 200–250 м. Попутно с полиметаллами добыто 1318 кг Au. В остаточных рудах Pb — до 1,5 %; Zn — до 0,52 %; Au — 1–20,1 г/т, а в среднем 1,3 г/т и 3,2 г/т (по разным данным). Для северного участка подсчитаны запасы Au при содержании 4,5 г/т.

Месторождение Преображенское (VI-6-182) расположено в верховьях р. Будюмкан. Отрабатывалось в начале XIX в. Представлено гнездообразными рудными телами в брекчированных известняках на контакте с песчано-сланцевыми образованиями. Отработано до глубины 70–135 м, добыто 43 900 т руды с содержанием Pb — 8,75–16 %; Ag — 355–500 г/т.

Единственным объектом, перспективным на свинцово-цинковое оруденение по состоянию на 1.01.2003 г. являются проявления *Кучугайского рудного узла* Шилка-Газимурского района Монголо-Забайкальской провинции. Наиболее изученным из них является проявление *Кучугай-1* (V-6-79). Оно представлено зоной рассланцевания, брекчирования, окварцевания, серицитизации, серпентинизации, интенсивной лимонитизации и сульфидизации вдоль границы сланцев и доломитов ерниченской толщи. Мощность зоны 5–40 м, протяженность более 1,6 км. Содержание свинца 0,1–4,74 %, цинка 0,1–5,44 %. Максимальное обогащение вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, буланжерита приурочено к дробленным и интенсивно серпентинизированным доломитам, где на мощность 3,5 м (2,3–4,1 м) установлены содержания свинца 1,85 %, цинка 1,98 %. Прогнозные ресурсы проявления P₂ на глубину 200 м — 55 тыс. т свинца, 60 тыс. т цинка (в сумме 144 тыс. т условного свинца) учтены ГУПР по Читинской области, но не прошли апробацию [312].

Наиболее ярким представителем полиметаллических объектов Западно-Становой субпровинции Саяно-Байкальской провинции является проявление Олошкинское (II-6-33), которое расположено на правобережье р. Олекма. Выявлено в 1946 г., изучено на стадии поисково-оценочных работ в 1968–1970 гг. Представлено 13 крутопадающими жилами длиной 50–2000 м, мощностью 0,1–1,2 м, не выдержанными по простиранию и падению в гранитоидах раннего протерозоя. Зона окисления незначительная. Околорудные изменения (серицитизация, пиритизация, кальцитизация) развиты на мощность 5–15 м в лежащих боках и 1–2 м в висячих боках жил.

Руды содержат: Pb — 4,7–5,2 %; Zn — 1,2–4,5 %; Ag — 61,4–131,9 г/т; Au — 0,47–0,83 г/т. Прогнозные ресурсы по жилам 1–3, 5 без разделения на категории составляют: Pb — 143 тыс. т, Zn — 72 тыс. т, Ag — 315 т, Au — 2,7 т. По всем жилам минерагенический потенциал составляет Pb + Zn — 400–

500 тыс. т при глубине прогноза 240 м. Ресурсы проявления по состоянию на 1.01.2003 г. не учтены. Гидротермальный класс проявления и характер околорудных изменений, вероятно, указывают на парагенетическую связь с молибден-порфировым (возможно с медью) оруденением, которое к настоящему времени в этом районе не выявлено.

В Байкало-Витимской субпровинции полиметаллическое оруденение наиболее сконцентрировано в Бамбуйском прогнозируемом узле Муйской минерагенической зоны, изученном на стадии общих поисков. Оно представлено рядом пунктов вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализации в пластообразных зонах (1–3 × 600 м) и зонах брекчирования в доломитах (I-2-148, 151, 167, 172, 174). Из-за низких содержаний Pb (не более 0,1–0,6 %) самостоятельного промышленного значения эти объекты не имеют. Однако тесная парагенетическая связь с пунктами золоторудной минерализации усиливает перспективы участка на золотосульфидный тип оруденения в карбонатных породах и сланцах.

Никель образует шесть пунктов минерализации и 15 вторичных геохимических ореолов, генетически связанных с основными и ультраосновными породами различного возраста. Основная часть пунктов минерализации (I-2-28, 37, 54) связана с ультраосновными породами парамского перидотитового комплекса Шаманского рудного узла Байкало-Витимской субпровинции. Они представлены зонами вкрапленной сульфидной минерализации мощностью 7–10 м, прослеженными на первые сотни метров в серпентинитах и тальк-магнезитовых породах: Ni – 0,17–0,22 %; Co – 0,008–0,009 %. С поверхности отражены вторичными литохимическими ореолами площадью не более первых кв. км (I-2-81, 164), в которых содержание Ni не превышает 0,08 %. Поискового интереса как пункты минерализации, так и ореолы не представляют. Запасами и прогнозными ресурсами никеля территория не обеспечена. Перспективы выявления промышленных скоплений никеля на изучаемой площади низкие.

Кобальт установлен в восьми вторичных геохимических ореолах, площадью, как правило, не превышающей 10 км², с содержаниями Co 0,003–0,01 %. Ореолы приурочены к гранитоидам различного возраста, отражают их геохимическую специализацию и самостоятельного поискового интереса не представляют. Перспективы выявления промышленных скоплений кобальта на изучаемой площади весьма малы.

Молибден. В пределах листа известно девять месторождений, 35 проявлений, многочисленные пункты минерализации (543), литохимические (243) и шлиховые (18) ореолы, шлиховые потоки (17) и геофизические аномалии (10).

В группе месторождений Жирекенское (V-4-162) (разрабатывается) и Орекитканское (III-3-8) (Госрезерв) являются крупными штокверковыми объектами с балансовыми запасами. Остальные семь месторождений – малые по запасам жильного типа: Давендинское (IV-6-237) – отработано; Амуджиканское (IV-6-233), Алексеевское (IV-6-240), Большекудечинское (IV-6-251), Костромихинское (IV-6-278) выборочно обрабатывались и к

настоящему времени утратили промышленное значение. Аманан-Макитское (III-4-63) и Сырыгинское (IV-4-15) месторождения числятся в Госрезерве.

Молибден является одним из основных компонентов в балансе минерального сырья рассматриваемой территории. Жирекенское и Орекитканское месторождения содержат около 20 % от всего количества подтвержденных на 1.01.1999 г. запасов молибдена в месторождениях Российской Федерации [100]. Кроме того, имеются условия увеличения разведанных запасов молибдена, за счет прогнозных ресурсов в молибденовых и молибден-медно-порфириновых проявлениях [312].

Установлены пегматитовый, скарновый, альбитит-грейзеновый, гидротермальные кварц-молибденитовый и медно-молибденитовый формационные типы молибденовой минерализации. Пегматитовый – обычно связан с протерозойским и палеозойским магматизмом и не имеет практического значения. Большинство скарновых рудопроявлений ассоциируют с гранитоидами позднего палеозоя. К альбитит-грейзеновому типу относятся комплексные редкометалльно-вольфрам-молибденовые проявления нерчуганского и дотулурского комплексов. Гидротермальные кварц-молибденитовый, молибденитовый порфириновый и медно-молибденитовый порфириновый типы оруденения проявлены повсеместно. Традиционно их происхождение увязывалось с гранитоидами амуджиканского комплекса поздней юры. При ГДП-200 новой серии обоснована генетическая связь медно-молибденитового и молибденитового оруденения Жирекенского рудного узла с гранитоидами нерчуганского комплекса раннего триаса [270]. Тем самым, они отделены от медно-порфириновых молибденосодержащих проявлений и молибденитовых месторождений жильного геолого-промышленного типа Могочинского района и Сретенско-Карийского района Ундино-Газимурской минерагенической зоны. Такой подход при рассмотрении рудогенеза молибдена принят за основу в настоящей работе. Однако до сих пор вопрос не имеет однозначного решения, так как, во-первых, не известны примеры совмещения молибденитового оруденения двух возрастных уровней и, во вторых – жильный и штокверковый типы молибденитового оруденения, согласно большинству классификаций, являются морфологическими разновидностями в рамках отдельных формаций.

В целом к гидротермальным молибденорудным формациям относятся все промышленно-важные месторождения и перспективные проявления молибдена территории. Всего здесь выявлено более 40 штокверков, а реальное их количество может оказаться гораздо большим. Преимущественное развитие образований молибденорудных гидротермальных формаций отмечается в Пришилкинской и Тунгиро-Витимской минерагенических зонах Западно-Становой субпровинции. Для первой эталонными площадями распространения являются Жирекенский и Могочинский рудные районы.

Жирекенский рудный район объединяет преимущественно одноименное месторождение и ряд проявлений штокверкового геолого-промышленного типа.

Месторождение Жирекенское (V-4-162) открыто в 1958 г., разведывалось в 1959–1967 гг., подготавливалось к освоению в 1971–1985 гг., с 1986 г. разрабатывается с перерывами Жирекенским ГОКом открытым способом.

Попутно с молибденом добывается медь. Месторождение представляет собой штокверк 800×850 м в плане, с истинной мощностью 320–670 м, северо-восточного падения под углами $50\text{--}80^\circ$, в брекчированных субщелочных гранитах нерчуганского комплекса Жирекенского штока, в контакте их с гранитами амананского комплекса, в центре одноименной тектономагматической структуры, на пересечении глубинных разломов. Шток является выступом более крупного массива гранитоидов, расположенного на глубине 1 км. До 15–20 % объема вмещающих месторождение пород составляют дайки гранит-порфиров, образующие в контуре распространения конусовидную структуру диаметром около 1 км. В штокверке рудные полосы мощностью до 80 м и рудные столбы в узлах пересечения тектонических нарушений прослежены до глубины 600 м без признаков выклинивания. Эрозионный срез незначительный – не более 200 м. Часть рудных тел не выходит на поверхность. Зона окисления до 20–25 м.

Руды содержат (%): Mo – 0,1, Cu – 0,086 (0,004–0,51), Pb – 0,0174, Zn – 0,02, Sb – 0,002, Bi – 0,001, Re – 82 г/т, Se – 87 г/т, Te – 16 г/т. В объеме рудной массы молибденит, халькопирит и пирит составляют 90–95 %. Галенит, сфалерит, шеелит, пирротин, арсенопирит, магнетит, гематит, марказит, гаусманит, блеклые руды, рутил, борнит, халькозин, энаргит и самородная медь промышленного значения не имеют. Преобладают вкрапленные, прожилково-вкрапленные и прожилковые руды; богатые руды – брекчиевые. Жеодовые и гребенчатые текстуры развиты в верхних горизонтах месторождения и свидетельствуют о формировании его на глубинах 1–1,5 км.

Минералообразование проходило в четыре стадии: микроклин-кварцевую (калишпатизация), молибденит-халькопирит-кварцевую (серицитизация, окварцевание), сфалерит-галенит-халькопирит-кварцевую (аргиллизация, окварцевание), кварц-карбонатную (окварцевание, карбонатизация). Основные промышленные руды сосредоточены в калишпатизированных гранитах. Калишпатовые метасоматиты контролируют богатые руды со средне- и крупночешуйчатым молибденитом. Зоны кварц-серицитовых и кварц-мусковит-серицитовых пород с сульфидами накладываются на калишпатизированные породы и вмещают в верхней части месторождения богатые руды в гранитах. На флангах развиты хлоритовые и хлорит-кальцитовые пропилиты.

Промышленные руды формировались при температуре $420\text{--}330^\circ\text{C}$, давлении 1400–800 атм., при минерализации растворов 50–26,5 % NaCl экв.

По состоянию на 1.01.1968 г. утверждены ПК при Мингео РСФСР и учтены балансом запасы категорий В + С₁: балансовые руды – 87 861 тыс. т, Mo – 87 812 т, с содержанием молибдена 0,1 %; забалансовые руды – 54 250 тыс. т, Mo – 16 678 т, с содержанием молибдена 0,031 %. По состоянию на 1.01.2002 г. балансовые запасы Mo сульфидного категорий В + С₁ составляют 76 204 т, забалансовые – 12 092 т. Запасы по категориям В + С₁ Cu – 66,4 тыс. т с содержанием 0,068 %, Re – 11,3 т, Se – 12 т, по состоянию на 1.01.1967 г. ГКЗ не утверждались. Сводкой запасов рассеянных элементов по Читинской области по состоянию на 1.01.1982 г. учтены запасы Re категории С₂ в объеме 9,6 т. По состоянию на 1.01.1998 г. учтены прогнозные ресурсы по категории Р₁ при содержании Mo – 0,24 %: руды – 29 200 тыс. т, Mo – 70 тыс. т.

Минерально-сырьевая база молибдена Жирекенского рудного района обеспечена внушительным количеством прогнозных ресурсов, которые могут быть реализованы в известных здесь проявлениях Ширгинское (V-4-110), Лукжен 1 (V-4-145), Северный Жирекен (V-4-161), Яроктинское (V-4-26), Обкорондинское (V-5-53), Голубое (IV-4-64), геофизических аномалиях ВЭЗ -ВП (V-4-79, 133, 151, 165, 121, 173, 177) и перспективных площадях с продуктивными комплексными вторичными ореолами (V-3-92; V-4-61, 68, 74, 128, 183).

Проявление Ширгинское (V-4-110) – линейный штокверк, падающий к северу, длиной 1276 м и мощностью 8,5–224 м (в среднем 115 м), прослеженный до глубины 248 м в восток-северо-восточной полосе даек лампрофиров и лейко-гранит-порфиров среди гранитов олекминского комплекса. Полоса протяженностью до 4 км и шириной 0,5–0,8 км сопровождается эруптивными(?) брекчиями в зонах мощностью до 10 м, ореолом дорудной калишпатизации, околорудными кварц-серицитовыми породами и пострудными аргиллизитами в зонах шириной до 100 м. Руды молибденитовые с пиритом, прожилковые и вкрапленные. Зона окисления до 20 м, окисленность – 16–39 %, в среднем 27 %. Содержания Мо в штокверке 0,03–0,16 %, в том числе на интервалы 5–16 м – 0,07–0,1 %, в среднем 0,043 %; Re – 7–65 г/т, в среднем 24 г/т. Коэффициент рудоносности – 0,35. Перспективы проявления связаны с предположением о крутом падении штокверка к югу, что соответствует по первичным ореолам начальному уровню среза. Прогнозные ресурсы категории P₃ до глубины 300 м: руды с содержанием 0,1 % – 60 000 тыс. т, Мо – 60 тыс. т на 1.01.1998 г. сняты с учета.

Проявление Лукжен 1 (V-4-145) приурочено к контакту Кавектинского массива сиенитов нерчуганского комплекса с гранит-порфирами амананского комплекса, прорванными дайками граносиенит-порфиров нерчуганского комплекса. Выделены Центральная и Западная зоны. Первая имеет субмеридиональное простирание, падение на запад под углом 50°, длину 900 м при ширине 10–240 м и состоит из участков мощностью 0,5–15 м интенсивно калишпатизированных гранитов с вкрапленностью молибденита, пирита, арсенопирита, галенита и сфалерита, содержащих 0,01–0,015 % (редко 0,03–0,074 %) молибдена. Западная зона ориентирована в северо-западном направлении и при ширине 100 м прослежена на 500 м. В ней развиты мусковитизированные граниты с молибденитом, флюоритом и топазом. Содержания Мо составляют 0,01–0,02 % на интервалы в 4 м. Проявление оценено отрицательно. Определенные перспективы связаны с глубокими горизонтами Центральной зоны, которым, по-видимому, соответствует аномалия ВЭЗ-ВП (V-4-151).

На проявлении Северный Жирекен (V-4-161) в интервале глубин 81–274,2 м вскрыто 14 рудных тел мощностью 1–13,3 м (скв. № 1) с прожилками и вкрапленностью молибденита, пирита, халькопирита, борнита в калишпатовых метасоматитах по гранитам амананского комплекса. Содержание Мо – 0,023–0,265 %, среднее 0,097 %; коэффициент рудоносности – 0,285. Прогнозные ресурсы для участка площадью 6 км², до глубины 400 м, при содержании Мо 0,07 % составляют по категории P₁: руды – 209 196 тыс. т, Мо – 140 тыс. т (на 1.01.1998 г. сняты с учета).

Проявление участка Яроктинский (V-4-26) представляет собой полукольцевую зону с предполагаемым жильно-штокерковым оруденением с размерами 100–400 × 2500 м в гранодиоритах амананского комплекса, прорванных субщелочными гранитами нерчуганского комплекса и дайками лампрофиров. Она трассируется пониженным магнитным полем ΔZ и геохимическим ореолами Мо с содержаниями 0,001–0,03 %. На площади около 6 км² выявлены свалы измененных пород с молибденовой минерализацией и кварца, содержащих (%) Мо – до 0,1; Pb – до 1; Be – до 1; Cu – до 0,01. В трещинах оперения «стволовой» зоны предполагаемого штокерка изучено пять из 15 выявленных кварц-молибденитовых жил, падающих на ЮВ 150–170° под углами 30–60°, при мощности 0,1– 4,5 м и длине 200–700 м. В наиболее крупной жиле с параметрами 2–4,5 × 700 м содержания (%) Мо и Pb – до 1; Cu – до 3; W – 0,005; As – 0,01–0,03; Be – 0,003–0,01. Ее потенциал до глубины 100 м: Мо – до 1200 т, Cu – до 6500 т. В зальбандах жил содержания Мо составляют 0,01–0,1 % на интервалах до 9 м, Cu – 0,01–0,03 % на интервалах до 7 м. Вертикальный размах оруденения в рельефе – 400 м. Показатель зональности оруденения $(As \times Pb \times Cu)/(Sn \times W \times Co)$ – до 5–10 × 10⁴. Прогнозные ресурсы (P₃) проявления оценены Мо – 150 000 тыс. т.

Проявление Обкорондинское (V-5-53) находится на водоразделе рек Обкоронда и Талакан и представлено штокерком жильково-вкрапленных медно-молибденовых руд в экзоконтакте одноименного массива амуджиканского комплекса, прорывающих лейкократовые граниты амананского комплекса. Штокерк имеет форму субмеридионально ориентированной линзы размером 52 × 160 м, наклоненной на запад под углом 40°, прослеженной по падению на 113 м. Рудные минералы – молибденит, пирит, халькопирит. Содержание Мо – 0,06–0,08 %; Cu – 0,01–0,05 %. Вторичные изменения – калишпатизация, альбитизация, окварцевание. В 0,4 км юго-восточнее оконтурен участок (1,2 км²) с аналогичной минерализацией и содержаниями Мо 0,02–0,187 %. Уровень эрозионного среза верхнерудный, что позволяет предполагать наличие богатых молибденовых руд на глубинах 200–300 м. Оценка проявления не завершена.

Месторождение Давендинское (IV-6-237) открыто в 1932 г. Разведывалось с 1936 г. Эксплуатировалось с 1941 г. до середины 1970-х годов.

Месторождение занимает площадь до 7 км², сложенную в основном гранитоидами раннего протерозоя, прорванными позднеюрскими гипабиссальными интрузиями диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса. Оно представлено более чем 30 субпараллельными кварцево-молибденитовыми жилами. Детально разведаны 11 и обрабатываются лишь три жилы. Простираение жил преимущественно северо-восточное 40–80° с крутыми и средними углами падения. Протяженность по простиранию 1700 м, по падению – 500 м и более. Средние мощности составляют 0,25–0,6 м, раздувы и пережимы встречаются редко. Имеются жилы с разветвлениями и апофизами, длина которых составляет до нескольких десятков метров. Околожильные изменения выражаются в окварцевании, серицитизации и каолинизации вмещающих пород на мощность 1,5–2,0 м. Жильные минералы: кварц нескольких генераций, реже турмалин, сидерит, доломит, кальцит, арагонит и анкерит.

Среди рудных минералов преобладают молибденит и пирит. В подчиненных количествах находятся висмутин, арсенопирит, блеклые руды. В малых количествах отмечены халькопирит, галенит, сфалерит, сложные сурьмяно-висмутовые соединения, теллуриды золота и висмута. Содержание молибдена колеблется от 0,001 до 9 %, составляя для промышленных жил в среднем 0,15–0,4 %. В некоторых жилах встречается золото – до 1,5–2,5 г/т (в отдельных пробах до 3 г/т); висмут – до 0,2 % (в отдельных пробах до 3 %); а также повышенные количества Ag, As, Pb. Кроме того, в рудах содержится Re, Se, Te, Ta, In, Cd, U (на отдельных участках). Степень окисления молибдена в верхних горизонтах 40–50 %, зона окисления развита до глубины 40–50 м.

Проявление Горбичанское 2 (V-6-13) расположено в днище долины р. Горбичанка. Представлено тонкопрожилковым штокверком (1 × 0,5 км) в сочетании с единичными жилами кварца. Мощность прожилков кварца 0,1–5 см, жил – 0,1–0,4 м. Рудные минералы представлены молибденитом и пиритом. В окварцованных диоритах содержится (%) Mo – 0,002–0,2; W – 0,001–0,3; Cu – до 0,04; As – до 0,1; Sb – 0,01; Au – 0,01–0,2 г/т; в жилах кварца Mo – 0,001–0,1, W – до 0,3, As – до 0,01, Au – до 0,1 г/т.

Промышленные содержания молибдена, штокверковый тип оруденения, а также расположение над гранитоидной интрузией свидетельствуют о перспективах проявления. Прогнозные ресурсы (P₂) объекта на глубину 200 м составляют по 94 тыс. т молибдена и вольфрама (WO₃), при содержании в руде по 0,1 %, и золота 10 т при содержании в концентрате 10–20 г/т.

Молибденоворудные объекты *Сретенско-Карийского рудного района* являются представителями жильного геолого-промышленного типа оруденения. Барановское (V-5-222), Ивановское (V-5-231), Карийское (V-5-233) проявления и Богочинские пункты минерализации (V-5-254) в бассейне р. Кара представлены кварцевыми жилами в гранитах амуджиканского комплекса. Для жил характерны: присутствие турмалина, невыдержанность по простиранию, малая мощность (0,05–2 м), низкие для жильного типа содержания молибдена (0,01–0,9, редко до 2 %). Барановское проявление приурочено к эндоконтакту Карабогочинского массива. Оруденение сосредоточено в кварцевых жилах и прожилках мощностью 0,05–0,4, редко до 1 м. Простирание жил СВ 5–10°, падение СЗ под углом 40–60°, протяженность 20–25 м. Жильные минералы – кварц, адуляр, альбит, турмалин; рудные – молибденит, пирит, халькопирит. Содержание Mo от 0,01 до 0,9–2 %. Околорудные изменения – фельдшпатизация, окварцевание. Запасы категорий C₁ + C₂ по 8–10 т молибдена на каждом из проявлений из-за малых размеров сняты с учета.

Молибденоворудные объекты *Тунги́ро-Витимской минерагенической зоны* сосредоточены в Верхне-Олекминском, Ореkitканском и Нерчуганском районах.

Ореkitканский рудный район является ведущим по промышленной значимости среди молибденоворудных площадей Тунги́ро-Витимской минерагенической зоны. Здесь находится Ореkitканское месторождение и целый ряд неоцененных пунктов минерализации, вторичных и шлиховых ореолов молибдена. При промышленном освоении Ореkitканского месторождения район с легкостью может быть обеспечен достаточным количеством прогнозных ресурсов и дополнительных запасов.

Месторождение Орекитканское (III-3-8) расположено в левом борту долины р. Витим в Баунтовском районе Республики Бурятия.

Месторождение открыто в 1933 г., изучалось с 1936 г. и разведывалось в 1956–1963 гг. На начальных этапах изучения оно оценивалось как малое жильное неперспективное проявление. Позднее геологи П. И. Ноздрев (1949 г.), Ф. К. Курьянов (1954 г.), К. Б. Булнаев (1956 г.) указали на штокверковый характер оруденения и обосновали необходимость его переоценки. С 1956 по 1963 г. под руководством Я. М. Яблокова, А. С. Филько, В. И. Игнатович была проведена разведка месторождения, подтвердившая прогноз. В результате многолетнего изучения утвердилась точка зрения о принадлежности месторождения к молибденовой формации и генетической близости с такими крупными месторождениями Забайкалья, как Жирекенское и Бугдаинское.

Месторождение расположено в экзоконтакте одноименной интрузии порфировидных гранитов в пологопадающей зоне дробления, серицитизации и окварцевания северо-восточного направления. Оно представляет собой линейный штокверк 2100×480 м, в котором опробованием оконтурены пять рудных тел мощностью 36–62 м. Руды прожилковые и вкрапленные мономинеральные молибденитовые, легкообогащаемые по технологическим свойствам. В молибдените концентрируются практически важные элементы-примеси – Re, Se, Te.

В ассоциации с молибденитом находятся пирит, магнетит, берилл, флюорит; реже – халькопирит, сфалерит, галенит, вольфрамит, шеелит, ильменорутит, рутит, кубанит, не имеющие промышленного значения.

Среди рядовых руд с содержанием Mo 0,03–0,1 % выделяются полосы мощностью 5–15 м и длиной 100–500 м, сложенные богатыми рудами с содержанием Mo 0,1–0,3 %, составляющие до 30 % объема месторождения. В разведанном контуре 66 % рядовых и 75 % богатых руд залегают на глубине не более 120 м от поверхности. Зона окисления развита незначительно – на окисленные руды приходится 1 % разведанных запасов. По объему разведанных руд Орекитканское месторождение является крупным. Из-за экономической неразвитости района его разработка не планируется.

Верхне-Олекминский рудный район по экстенсивности молибденового оруденения уступает лишь Жирекенскому рудному району, но из-за удаленности транспортных и энергетических коммуникаций является лишь потенциально перспективным. На его территории находятся Сайвакское, Орогочинские, Буричинское проявления Орогочинского рудного узла, Яблоновое проявление, группы высокоперспективных пунктов минерализации Багдаринской и Бурундинской рудоносных площадей.

Проявление Яблоновое расположено на водоразделе рек Тундак и Желовун. Проявление изучено на стадии поисковых работ. Оно приурочено к центральной части слабозеродированной Желовунской тектоно-магматической структуры площадью до 500 км², выраженной кольцевым расположением Нендукачинского, Бурундинского, Желовунского гранитных массивов, многочисленными кольцевыми и радиальными дайками, с которыми сопряжены тела эруптивных брекчий и ореолы среднетемпературных гидротермально-метасоматических изменений. Вмещающими являются гранитоиды раннего протерозоя. Проявление представляет собой дугообразную зону развития штокверковой минерализации 3×10 км (30 км²), кон-

формную Джеловунской структуре и связывающую юго-восточный контакт Нендукачинского массива с северным окончанием Джеловунского массива. В составе проявления выделены участки Центральный (П-5-65), Западный (П-5-56), Северный (П-5-61), Широтный (П-5-64), Березитовый (П-5-67), Восточный (П-5-69). Каждый из них представляет собой линейные или изометричные штокверки площадью 0,1–0,7 км², расположенные преимущественно в гранитоидах раннего протерозоя. Рудные тела не имеют четких геологических границ и выделяются опробованием. Руды в основном бедные и убогие мономинеральные молибденитовые. Молибденит мелкочешуйчатый вкрапленный. Средние содержания в штокверках Мо не превышают 0,044 %. Коэффициент рудоносности 0,6–1,0. Характерна высокая степень окисленности молибдена – 54,5–60,4 %. Содержания элементов-спутников: Zn, Pb, Cu, As, Li, W – 0,01–0,03 %; Au – 0,01–0,4 г/т; Ag – до 31,7 г/т. Околорудные изменения выражены серицитизацией, березитизацией, окварцеванием часто развитых до полнопроявленных пирит-кварцевых, пирит-карбонат-серицит-кварцевых, кварц-серицитовых метасоматитов. В обрамлении рудного поля молибденовая минерализация закономерно сменяется существенно полиметаллической золотосодержащей в кварцевых жилах, жильно-прожилковых зонах в тектонических нарушениях.

Прогнозные ресурсы проявления, подсчитанные по результатам работ поисковой стадии до глубины 300 м, составляют молибдена 339 тыс. т. Эти ресурсы неоднократно апробировались и по состоянию на 1.01.1998 г. к учету не рекомендованы как экономически не обоснованные [323]. Согласно оценке ВИМСа, в районе сохранились перспективы обнаружения промышленного оруденения, на учет по состоянию на 1.01.1998 г. поставлены ресурсы Р₂ в количестве 100 тыс. т [128].

Багдаринские пункты минерализации (П-4-32, 34) дополняют потенциал Яблонового проявления. В них оконтурен по свалам кварца с молибденитом линейный штокверк (150–400 × 2500 м) северо-западного направления с телами взрывных брекчий сложной морфологии, участками (до 330 × 260 м) полевошпатовых, часто с мусковитом метасоматитов в ультраметаморфических и интрузивных гранитоидах раннего протерозоя. Гидротермально-метасоматические образования представлены полевошпатовыми, кварц-полевошпатовыми, кварцевыми прожилками, линзами кварца мощностью до 2 м, зонами грейзенизации, окварцевания, серицитизации и калишпатизации. Минерализация мономинеральная молибденитовая. Состав руд (%): Мо – 0,01–2; Cu, Zn – 0,01–0,5; Be – 0,001–0,03; редко Li – 0,01–0,03; Pb – до 0,1; Bi – 0,001–0,1; Ag – 0,001; As – 0,01–0,02. Прогнозные ресурсы участка по продуктивности вторичных ореолов Мо до глубины 300 м составляют 82 тыс. т. По состоянию на 1.01.2003 г. не учтены.

Проявление Орогочинское (П-4-67) выявлено в верховьях р. Орогочи и получило первичную оценку при ГС-200, доизучалось при ГДП-50. Оно представляет собой овальный в плане штокверк площадью 0,9 км², расположенный в гранитах второй фазы амананского комплекса Орогочинского массива и контролируемый северо-восточным разломом. Штокверк оконтурен по содержанию молибдена 0,02 %. Он состоит из большого количества участков в разной степени минерализованных и измененных пород с

размерами от первых метров до десятков метров. В центральной части преобладают полнопроявленные кварц-мусковитовые гидротермалиты, содержащие кварцевые прожилки (3–5 на 1 п. м.). На флангах они сменяются в различной степени окварцованными и мусковитизированными гранитами, которые в свою очередь обрамляются зоной слабой серицитизации и калишпатизации.

Минерализация вкрапленная. Основной рудный минерал измененных пород – пирит (до 7 кг/т). Молибденит образует зерна размером не более 0,4 мм. Вольфрам концентрируется преимущественно в вольфрамите. Халькопирит по объемному весу в составе проб (55–275 г/т) сопоставим с вольфрамитом. Во всех минералогических пробах выделено золото в количестве 1–45 знаков. Средние содержания полезных компонентов в штоковёрке составляют (%): Mo – 0,06; WO₃ – 0,06; BeO – 0,04; Bi – 0,01. Коэффициент рудоносности 0,15; окисленность молибдена 52 %.

Преобладание вольфрама над молибденом, зараженность пород ураном, наличие в периферии проявления ореолов рассеяния свинца и цинка в сочетании с калишпатизированными гранитами и кварц-магнетитовыми метасоматитами свидетельствуют о надрудном эрозионном срезе. На основании этого ожидается увеличение среднего содержания молибдена до 0,12 %. Прогнозные ресурсы проявления оценены по категории P₂ до глубины 300 м – Mo 125 тыс. т [316]. По состоянию на 1.01.2003 г. ресурсы не учтены [312].

В непосредственной близости с Орогочинским проявлением известны два меньших по размерам линейных штоковёрка (П-4-64, 68), по которым при изучении также посчитаны прогнозные ресурсы категории P₂ до глубины 300 м – молибдена 24 тыс. т и 16 тыс. т соответственно. По состоянию на 1.01.2003 г. ресурсы не учтены [312].

Проявления орогочинской группы рассматривались [316] как грейзовые объекты вольфрам-молибденовой рудной формации, генетически связанные с гранитоидами второй фазы амананского комплекса. Не менее правомерным, учитывая изложенные особенности строения проявлений, является их отнесение к классу гидротермальных объектов продуктивной в регионе молибденовой порфировой формации.

Проявление Сайвакское (П-4-91) расположено в левобережье одноименной реки, левого притока р. Джилиндикан-III. Оно выявлено в 1959 г., изучено на стадии поисковых работ в 1960–1962 гг., доизучалось в 1986–1991 гг. [316]. Проявление представляет собой линейный пологозалегающий штоковёрк мощностью 235 м, прослеженный по простиранию на 700 м (на флангах не оконтурен). Штоковёрк расположен в субщелочных порфиroidных гранитах второй фазы амананского комплекса. Рудовмещающие гидротермалиты представлены серицит-кварцевыми породами, реже грейзитизированными гранитоидами. Пострудные зоны дробления сопровождаются аргиллизацией. В штоковёрке опробованием выделяются многочисленные линзо- и жилообразные рудные тела и рудные полосы мощностью 1–100 м с содержанием молибдена 0,02–0,35 % (среднее 0,167 %), окисленность молибдена 60 %. Коэффициент рудоносности 0,58. Прогнозные ресурсы проявления по категории P₂ до глубины 300 м – Mo 105 тыс. т [316]. По состоянию на 1.01.2003 г. не учтены [312].

Проявление Буричинское (II-4-45) расположено в нижнем течении р. Буричи. Выявлено в 1960 г., изучено в 1986–1991 гг. на стадии общих поисков [316]. Проявление представляет собой линейный штокверк мощностью 130 м, прослеженный на 700 м в гранитоидах амананского комплекса. По строению и составу минерализации весьма сходно с Сайвакским проявлением. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_2 до глубины 200 м – молибдена 40 тыс. т с содержанием 0,11 %. По состоянию на 1.01.2003 г. не учтены [312].

В Нерчуганском рудном районе молибденовородные объекты представлены Аманан-Макитским и Сырыгинским месторождениями.

Месторождение Аманан-Макитское (III-4-63) расположено на территории Тунгино-Олекминского района Читинской области. Открыто в 1944 г., разведывалось в 1944–1958 гг. Запасы утверждены в ВКЗ. Оно не было рекомендовано для освоения ввиду слабого экономического развития района и незначительных запасов молибдена. В настоящее время числится в Госрезерве.

Месторождение контролируется интрузией амфибол-биотитовых гранитов, около 5 % которой слагают синрудные мелкозернистые гранодиориты и гранит-порфиры. Встречаются также дайки порфиров и диабазов.

Рудные тела на месторождении представлены кварц-молибденитовыми жилами (55 жил) и рудными зонами (четыре зоны). Жилы располагаются в центральной части рудного поля. Они разделяются на пологопадающие, крутопадающие и жилы со средними углами падения. Промышленное значение имеют только единичные жилы двух последних технологических типов.

До 70 % всех запасов молибдена месторождения содержат две жилы со средними углами падения. Их протяженность 120–780 м, мощность от тонких проводников до 4 м, в среднем 0,86–1,85 м. По падению прослеживаются на глубину не более 100–150 м. Содержания молибдена 0,08–3,5 %, в среднем 0,25–0,51 %. При выклинивании переходят в зоны измененных пород с незначительным молибденовым оруденением.

Вторым типом рудных тел являются субмеридиональные рудные зоны, расположенные в южной части месторождения. Их протяженность 20–30 м при мощности 5–10 м. Оруденение весьма неравномерное, содержание молибдена 0,02–1,15 %, в среднем 0,14–0,17 %. Руды зон отнесены к забалансовым.

Руды месторождения медно-молибденовые с незначительным содержанием вольфрама (отношение $Mo/Cu > 1$). Выделяются медно-молибденовый, вольфрам-молибденовый, вольфрамовый сорта. Промышленное значение имеют два первых сорта. 98 % руд составляют кварц, молибденит, халькопирит, пирит. В незначительных количествах встречаются шеелит, висмутин, магнетит, арсенопирит, сфалерит, блеклая руда, галенит, пирротин, гематит, кубанит, лимонит, повеллит, борнит, малахит, азурит. Зона окисления развита на глубину 0–30 м. Степень окисления 2,5–22 %, в среднем 5,5 %.

Эксплуатация месторождения проводилась в процессе проведения геологоразведочных работ, в результате чего оно частично отработано. По горнотехническим условиям месторождение может осваиваться только подземным способом. Перспектив вовлечения в промышленное освоение нет.

Месторождение Сырыгичинское (IV-4-15) расположено в верховье р. Олекма на территории Тунгиро-Олекминского района, Читинской области. Оно открыто в 1945 г., изучалось в 1945–1956 гг. с подсчетом запасов и их утверждением в ГКЗ. Числится в Госрезерве.

Рудное поле (20 км²) сложено верхнепалеозойскими порфировидными гранитами, прорванными малыми телами гранит-гранодиорит-порфиров сложнодифференцированной интрузии амфибол-биотитовых гранитоидов и дайками микрогранитов, гранит-порфиров амуджиканского комплекса. Рудовмещающие породы интенсивно раздроблены и подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям.

Рудные тела тяготеют к экзоконтактам массива амфибол-биотитовых гранитоидов, а в них – к местам насыщения гранодиорит-порфирами микрогранитами. Они представлены рудными зонами (Зона № 1 и Центральная) и кварц-сульфидными жилами (82 жилы). Жилы располагаются по периферии рудного поля. Зона № 1 представляет собой линейный штокверк 50–100 × 1000 м субмеридионального простирания с падением к западу под углами 35–40°. Зона Центральная сложена измененными олекминскими гранитами и представляет собой близкий к изометричному в плане штокверк 500 × 300 м в гранитах олекминского комплекса, тяготеющий к контакту с габброидами. В строении штокверков выделяются отдельные рудные тела.

Минерализация в штокверках вкрапленная и прожилково-вкрапленная с мелкочешуйчатым и дисперсным молибденитом. Кроме того, присутствуют пирит, халькопирит, шеелит, галенит, магнетит, пирротин, блеклые руды. В молибдените установлен рений – 0,0036 %. Интенсивность оруденения напрямую зависит от степени гидротермально-метасоматических изменений.

Основная доля запасов месторождения сосредоточена в жилах. Руды классифицируются как кварцево-молибденовые (в жилах), содержащие Mo – 0,3 %, и медно-молибденовые (рудные тела Зоны № 1) с содержанием Mo – 0,17 % и Cu – 0,1 %. Среднее содержание молибдена в штокверках 0,03 %. Зона окисления развита на глубину до 15 м, окисленность 0–20 %.

Подсчет запасов произведен до глубины 200 м. По горнотехническим условиям месторождение может быть отработано открытым способом. Месторождение является малым по запасам, числится в Госрезерве. Освоение не планируется.

Тунгиро-Олекминская минерагеническая зона характеризуется незначительной экстенсивностью молибденового оруденения. Оценивалось только одно Катыркачинское проявление.

Проявление Катыркачинское (I-5-53) представляет собой линейный штокверк (60 × 800 м) связанный с субвулканической интрузией гранит-порфиров и порфировидных гранитов предположительно эймнахского комплекса раннего триаса, прорывающих ультраметаморфические гранитоиды раннего протерозоя и диориты первой фазы ингамакитского комплекса среднего–позднего карбона.

Молибденитосодержащий штокверк развивается в порфировидных гранитах и гранит-порфирах. Он сопровождается ореолом окварцованных, слабо аргиллизированных вмещающих пород с вкрапленной минерализацией, кварцевыми прожилками и «сухими трещинами» с рудными минералами.

Рудные минералы представлены пиритом, молибденитом и магнетитом; встречаются сфалерит, галенит, блеклые руды, пирротин, халькопирит, ферромолибдит.

Среднее содержание Мо по бортовому содержанию 0,02–0,04 %, коэффициент рудоносности 0,68, окисленность молибдена 20 %. На глубине ожидается рост содержаний Мо до 0,06 %. Содержание Cu от менее 0,01 до 0,03 %, Zn, Pb, W – соответственно до 0,12, до 0,02, до 0,01 %. Оценены прогнозные ресурсы проявления до глубины 300 м, по категории P₂ 75 тыс. т Мо. По состоянию на 1.01.2003 г. ресурсы проявления не учтены [312].

В целом стратегия развития молибденорудной отрасли территории вытекает из того, что при обеспеченности действующего Жирекенского рудника промышленными запасами на 29 лет и наличием крупных молибденовых месторождений Бугдаинского и Орекитканского вопросы расширения МСБ молибдена имеют второстепенное значение. Приоритет в отрасли должен быть отдан техническим и технологическим направлениям, включая внедрение передовых способов отработки месторождений и современных методов обогащения руд.

Вольфрам не занимает существенного места в составе минерально-сырьевой базы рассматриваемой площади. А сама площадь не обеспечена разведанными запасами и учтенными прогнозными ресурсами этого металла. Известно пять проявлений, 65 пунктов минерализации, 30 вторичных литохимических ореолов, 88 шлиховых ореолов и 45 шлиховых потоков вольфрама.

В Забайкалье вольфрамовое оруденение связано с мезозойской эпохой тектоно-магматической активизации и отмечается на всех стадиях рудообразующих процессов от скарновой и пегматитовой до вулканоплутонической. Практический интерес представляет оруденение только в связи с кварц-вольфрамитовой, кварц-вольфрамит-сульфидной, ртутно-сурьмяно-вольфрамовой и скарново-шеелитовой рудными формациями. Кроме того, вольфрам встречается в штокверковых молибденовых месторождениях, связанных с гранитоидами шахтаминского и амуджиканского (Бугдаинское и др.) комплексов, где при весьма значительных запасах представляет интерес только как попутный компонент.

Вольфрамитсодержащие грейзенизированные граниты и грейзены кварц-мусковитового состава характеризуются отсутствием оловянного оруденения, сравнительно незначительной ролью лития и преимущественным накоплением флюорита по сравнению с топазом. Грейзены развиты в апикальных частях массивов кукульбейских гранитов, развитых среди флишоидных песчано-сланцевых отложений. Характерным примером этого типа вольфрамового оруденения является эксплуатируемое в настоящее время Спокойнинское месторождение, расположенное южнее рассматриваемой территории.

В пределах Западно-Становой субпровинции не до конца оцененным на этот тип вольфрамового оруденения остается Юбилейное рудопроявление, изученное на стадии поисковых работ и его окрестности.

Проявление Юбилейное (IV-5-46) представлено залежью (150 × 200 м) кварцевых альбититов и грейзенов в эндоконтактной части штока субщелоч-

ных гранитов. В альбитит-грейзеновой залежи выявлено 22 рудных тела, представленных кварцевыми жилами и жилообразными зонами альбититов и грейзенов с редкометалльной, вольфрамовой и висмутовой минерализацией. Для участка в целом характерны содержания Ta_2O_5 — 0,002–0,009 %; Nb_2O_5 — 0,003–0,01 % при тантал-ниобиевом отношении, близком к 1; WO_3 — 0,005–10 %; Bi — 0,01–0,5 %; BeO — 0,008–0,5 %. Средняя мощность рудных тел с вольфрамовой минерализацией — 2 м, с висмутовой и вольфрам-висмутовой — 3,5 м. В вольфрамоворудных телах содержание Ta_2O_5 возрастает до 0,01–0,041 %. Прогнозные ресурсы проявления, соответствующие категории P_1 , до глубины 100 м составляют WO_3 — 8,5 тыс. т с содержанием 1,13 % и Bi — 1,1 тыс. т с содержанием 0,182 % (не учитывались).

Проявление Каскадное (I-1-132), расположенное в верховьях одноименного ручья, притока р. Аикта представляет рассматриваемый формационный тип вольфрамового оруденения в Муйской минерагенической зоне Байкало-Витимской субпровинции. Представлено единичными вольфрамит-пирит-флюорит-кварцевыми жилами и семью зонами грейзенизации. Наиболее представительная зона минерализации с видимой вольфрамитовой минерализацией приурочена к тектоническому нарушению в гранитах. Она имеет мощность 3 м и длину 800 м. Осевая часть зоны 0,5–1,5 м сложена мусковит-флюорит-кварцевыми грейзенами, которые контролируются линзующимися дайками диабазов мощностью 0,5–1 м. На контакте даек с грейзенами отмечены кварцевые жилы и прожилки. Вольфрамит концентрируется в зальбандах кварцевых жил и прожилков, а также в грейзенах близ контакта с кварцевыми телами. Содержание WO_3 — 0,1–14,08 % (среднее 3 % на мощность 0,7 м), BeO — 0,012–0,12 %; Au — 1–8 г/т. Прогнозные ресурсы проявления до глубины 250 м по категории P_2 составляют WO_3 17 967 т с содержанием 0,43 % [73].

Вольфрамовое с подчиненной ролью олова оруденение в кварц-топаз-цинвальдитовых грейзенах относится к внутриинтрузивному типу, связанному с литий-фтористыми гранитами асакан-шумиловского комплекса. Этот тип вольфрамитсодержащих грейзенов представлен Шумиловским месторождением. Он характеризуется повышенными содержаниями лития и значительным накоплением топаза. В отличие от «спокойнинского», в этом типе оруденения площадные грейзены развиты в скрытых на глубине апикальных частях куполов самых поздних рудоносных фаз интрузивных массивов гранитоидов, а вмещающими породами являются интрузивные образования более ранних фаз этого же массива [99].

Оруденение такого типа прогнозируется в *Тукулайском рудном узле* Хилок-Витимской минерагенической зоны непосредственно на западной рамке листа N-50. Узел расположен в слабо эродированном массиве лейкогранитов гуджирского комплекса и его невоскрьютой части, отраженной гравитационным минимумом. Центральная часть массива рассматривается [322] как Тукулайское вольфрам-молибденовое рудное поле. Здесь установлена комплексная литохимическая аномалия площадью 15 км², включающая ореолы Mo , W , Sn , Pb , Cu , Ag , Bi , As и Be . Изучены восемь проявлений молибденовой и шесть — вольфрамовой минерализации. Они представляют собой зоны грейзенов штокверкового типа с неравномерным распределением вольфрам-молибденовой минерализации в присводовой части ин-

трузии. Предполагаемое распространение грейзенов на глубину не менее 500 м. Для выявления новых рудоносных зон перспективными являются западная и южная части Тукулайского рудного поля, где установлено наличие грейзенизированных пород с вкрапленностью сульфидов и молибденита (с содержанием Mo до 1 %), выявлены вторичные потоки и ореолы рассеяния W, Sn, Pb, Zn, Bi и Ag [322]. Прогнозные ресурсы WO_3 и Mo по категории P_2 оценены (тыс. т): WO_3 – 100; Mo – 50. Для окончательной оценки объекта и перевода ресурсов в более высокую категорию предусматриваются дальнейшие работы.

Оруденение кварц-вольфрамит-сульфидной формации развито в пределах активизированных протерозойских складчатых структур Западно-Становой субпровинции (золото-молибденовый пояс Забайкалья) и приурочено к поздним фазам субщелочных гранитоидов гуджирского интрузивного комплекса. Морфология рудных тел – жильная. Отдельные кварцевые жилы – выдержанные по простиранию, мощностью 1–2 м. Вертикальный диапазон промышленного оруденения этой формации обычно составляет до 500–600 м и более, что существенно отличается от мелких жильных кварц-вольфрамитовых месторождений оловянно-вольфрамового пояса. Примером объектов этого формационного типа является Муоклаканское проявление Верхнеолекминского рудного района, в котором оруденение сконцентрировано на участках Западный (II-5-229) и Муоклакан (II-5-231). Оруденение участка Западный представлено жилами кварц-гюбнеритовыми с блеклыми рудами длиной до 500 м по падению, прослеженными на 300 м. Жилы сложноветвящиеся, на глубине переходят в прожилковую минерализованную зону. Мощность рудного тела 0,1–11,4 м (средняя 2,1 м). Содержание в рудах WO_3 – 0,01–6,8 % (среднее 1 %); Au – до 3,4 г/т; Ag – до 1413,4 г/т. Прогнозные ресурсы руды 850 тыс. т; WO_3 – 8,5 тыс. т.

На участке Муоклакан развиты минерализованные зоны брекчирования, окварцевания, пиритизации и кварцевые жилы с гюбнеритом и сульфидами на площади 1,5 км² в гнейсах и гранитоидах архея. Изучены две жилы. Их мощность 0,07–0,5 м; прослежены на 180 м. Кварц крупнокристаллический, в призальбандовых зонах вкрапленность гюбнерита, и незначительно – пирит, блеклые руды, халькопирит, фиолетовый флюорит. Вмещающие граниты на мощность до 0,5 м трещиноваты, пиритизированы, окварцованы. В жиле WO_3 – 1,48 %; в измененных гранитах WO_3 – 0,004–0,055 %. В минерализованной зоне 60 × 500 м WO_3 до 0,137 % (среднее по 13 пробам 0,036 %). В жилах и зоне также установлены (%): Pb – 0,005–0,2; Zn – до 0,1; Cu – 0,005–0,02; Ag – до 0,002; As – 0,003–0,05; Sb – до 0,01; Mo – до 0,05; Au – до 0,05 г/т. В единичных пробах из кварцевых жил Au – до 3,6 г/т; Ag – до 844,2 г/т.

Жилы кварц-гюбнеритовые северо-западного направления, переходящие в жильно-прожилковые зоны. Центральная (длина 300 м, по падению 160 м, мощность 0,1–4,4 м, в среднем 1,5 м) характеризуется содержанием WO_3 – 0,01–3,95 % (среднее 0,44 %); Au – 1,2–8,8 г/т. Прогнозные ресурсы руды 243 тыс. т; WO_3 – 1,076 тыс. т. Всего по участку 1391,3 тыс. т, WO_3 – 4,107 тыс. т с содержанием 0,295 %. В пределах участка на интервале 2–3 км в направлении с юго-запада на северо-восток происходит закономерная смена кварц-гюбнеритовой минерализации молибденит-халькопиритовой

прожилковой минерализацией, которая осталась практически не изученной. Не оценена также шеелитоносная зона дробления мощностью 27 м с содержанием WO_3 – 0,7 %. По многим признакам и масштабам Муоклаканское проявление сопоставимо с Бом-Горхонским месторождением юга Читинской области. Оценка его не завершена.

Олово. Известно два коренных и 11 россыпных месторождений, два проявления, 35 пунктов минерализации, 19 вторичных литохимических ореолов, 31 шлиховой ореол, 15 шлиховых потоков, восемь перспективных на олово геофизических аномалий.

Месторождения промышленных типов представлены оловоносными скарнами или объектами касситерит-силикатно-сульфидной формации. К непромышленным формационным типам относятся оловоносные пегматиты и большая часть проявлений касситерито-кварцевой формации, хотя отдельные месторождения жильного и штокверкового типа с достаточно концентрированными и легкообогатимыми рудами наряду с россыпями могут быть рентабельными для старательской отработки на базе подвижных модульных обогатительных установок, или в сфере действующих предприятий.

Особого подхода к прогнозной оценке и направлению поисковых работ требуют рудоносные площади и рудопроявления олово-порфирового типа, под которыми понимаются скопления прожилково-вкрапленных руд (Cu, Mo, Sn, Au и др.), имеющих обычно штокверковую форму и ассоциирующих с вулканогенными образованиями или порфировыми интрузиями умеренных глубин в пределах орогенно-активизационных вулканоплутонических поясов (комплексов). По характеру связи с вулканоплутоническими комплексами выделяются две группы порфировых месторождений: вулканогенная, в которой месторождения залегают в породах верхнего структурного этажа и связаны с вулканическими структурами, и плутоногенная, месторождения которой приурочены к интрузиям и метаморфическим породам нижнего структурного этажа. Промышленная ценность зарубежных аналогов месторождений последнего типа определяется их большими масштабами, комплексным составом руд, равномерным распределением концентраций рудообразующих компонентов при их умеренных содержаниях, вертикальным размахом оруденения в несколько сот метров и часто многоярусным строением. Подобные месторождения известны в России на Дальнем Востоке (Хинганское) и в Приморье.

Месторождение Моховое (I-1-105) в Верхнебамбуйском рудном узле Муйской минерагенической зоны рассматривается как пример олово-порфировых объектов. Месторождение находится в среднем течении р. Бамбукой – притока р. Бамбуйка. Открыто в 1973–1974 гг. и изучено на стадии поисково-оценочных работ. Приурочено к юго-восточной части вулканотектонической структуры центрального типа (18 × 30 км), сложенной субвулканическими образованиями жанокского вулканоплутонического комплекса и гранитами бамбукойского комплекса. На площади месторождения лейкократовые граниты бамбукойского комплекса с размывом перекрываются терригенными отложениями аматканской свиты венда и вместе с ними прорываются внутрирудными дайками лампрофиров, на основании чего возраст оруденения принят палеозойским.

На месторождении изучены 13 минерализованных рудных зон столбобразной и линзовидной формы и многочисленные зоны оловоносных метасоматитов в кольцевой структуре диаметром 1800 м, контролируемой сочленением запад-северо-западной зоны дробления с Центральной субмеридиональной тектонической зоной. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Они представляют собой касситеритсодержащие гематит-магнетит-полевошпатовые метасоматиты с наложенной касситерит-халькопирит-борнит-альбит-кварцевой минерализацией. Главные рудные минералы: магнетит, гематит, касситерит (0,001–0,5 мм), халькопирит, борнит, пирит. Основные нерудные минералы: альбит, кварц, реже — альбитизированный микроклин и мусковит.

Исследования Ж. Н. Рудаковой [36] доказывают сложный полиформационный и полихронный характер оловянного оруденения. Ранние стадии формирования месторождения связаны с внедрением дорудных даек субщелочных гранитоидов, комагматичных субвулканическим образованиям жанокского комплекса рифея. При этом исходные породы были интенсивно преобразованы до состояния магнетит-полевошпатовых, магнетит-гематит-полевошпатовых и гематит-кварцевых слабооловоносных метасоматитов. Последние обнаружены в обломочном составе конгломератов аматканской свиты венда. В палеозойское время внедряются многочисленные дайки лампрофиров. Они содержат ксенолиты слабооловоносных метасоматитов и пересекаются прожилками касситерит-халькопирит-борнит-альбит-кварцевого состава, образующими участками рудные тела промышленных параметров.

Вертикальный размах оруденения составляет 350 м. Среднее содержание Sn — 1,145 %, попутных Cu и Fe — 0,412 % и 13,716 %. Руды труднообогатимые. Перспективы месторождения не исчерпаны. Его прогнозные ресурсы в 3,5 раза по количеству превышают предварительно разведанные запасы. В настоящее время месторождение законсервировано.

Месторождение Будюмканское (VI-6-68) в одноименном рудном узле Приаргунской субпровинции разведывалось в 1949–1961 гг. По размерам малое, забалансовое, с 1972 г. утратило промышленное значение.

Месторождение локализовано в линейной тектонической зоне одного из фрагментов глубинного разлома и связанного с ним протяженного дайкового пояса. Типичные кварц-касситеритовые, кварц-сульфидно-касситеритовые жилы вместе с разнообразными по составу оловоносными метасоматитами, включая и скарны, образуют здесь протяженную до 1 км минерализованную зону со средним содержанием Sn (по подсчету 1960 г.) — 0,26 % и мощностью 0,5–20 м (средняя 4,3 м). Признаки выклинивания до глубины 180 м не выявлены. На флангах и по глубине не оконтурено. В технологическом отношении руды легкообогатимы с ожидаемым высоким показателем извлечения касситерита.

Принадлежность месторождения к касситерит-кварцевой формации была обоснована в работах И. Ф. Григорьева и Е. И. Долмановой [312]. Современный уровень изученности свидетельствует о том, что оно может быть отнесено к продуктивному касситерит-силикатно-сульфидному (малосульфидному) типу в метасоматитах кварц-полевошпат-гальково-серицитового состава, развитых по карбонатным породам, скарнам и дайкам лейкократовых гранитов.

Не случайно геологическое доизучение на площади Будюмканского рудного узла позволило без больших затрат выявить новые рудные тела, сопоставимые по параметрам с известными ранее, что обеспечивает почти двукратное увеличение прогнозных ресурсов и позволяет прогнозировать среднее по масштабу промышленное месторождение [385].

Работы для полной оценки Будюмканского месторождения оправданы в контексте с перспективами промышленного освоения близлежащих крупных комплексных золотосодержащих медно-порфировых проявлений (Лугоканское, Култуминское). Дополнительные перспективы Будюмканского рудного поля на олово связаны с необходимостью изучения и оценки установленных здесь оловоносных конгломератов с промышленным (до 2 кг/т) содержанием касситерита, накопившихся при эрозионном разрушении оловорудных зон в нижнемеловой депрессии.

Месторождение Сосновское (VI-4-155) в Борщовочном рудном узле Аргунской субпровинции является примером оловоносных пегматитов. Касситеритовое оруденение локализовано в висячих боках жил десилицированных пегматитов, залегающих в известняках урульгинского комплекса кровли Борщовочного гранитного вала. Мощность рудных тел 0,6–2,5 м, длина 15–30 м. Отрабатывалось до глубины 15 м с содержанием Sn до 7 %, отработано. Добыто 2,3 т 40 %-ного концентрата.

Проявление Ургунское (VI-4-63) в Чачинском рудном узле Аргунской субпровинции представляет объекты касситерит-кварцевого типа. Оно локализовано в крутопадающих кварцевых жилах с вкрапленностью касситерита, галенита, арсенопирита, пирита и халькопирита (в сумме 1–2 %). Мощность жил 0,1–1,5 м (средняя 0,4 м), длина 30–120 м. Содержания Sn – 0,002–1 % (среднее 0,14 %), Ag – 120–368 г/т, Pb – 0,001–1 %, Zn – 0,005–0,15 %, Cu – 0,002–0,5 %, As – 0,01–1 %, Bi – до 0,7 %, W – 0,005–0,05 %, Au – 0,01–0,5 г/т. Ресурсы категории P₁ 13 т, не учитывались. Перспективы прироста ресурсов отсутствуют.

Россыпные месторождения олова площади листа расположены в Ундино-Газимурской и Газимурской минерагенических зонах Аргунской субпровинции. Они разведывались и частично отрабатывались на протяжении 1930–1950 гг. По запасам россыпи малые и весьма малые, в основном забалансовые, с содержаниями касситерита 200–660 г/м³. За период эксплуатации из отдельных россыпей добыто не более первых десятков тонн касситерита. К настоящему времени все россыпи окончательно утратили промышленное значение. Перспективы выявления новых промышленных оловоносных россыпей в современных отложениях отсутствуют.

Алюминий. В качестве руд алюминия по результатам работ ГДП-200 предложены нефелиновые сиениты Амнундинского массива Байкало-Витимской минерагенической зоны. Предполагается, что практически весь массив, прогнозные ресурсы которого по категории P₃ составляют 832 млн т нефелинсодержащих пород, может служить полезным ископаемым [72]. При этом следует иметь в виду, что для получения товарных концентратов с содержанием нефелина 80–95 % нефелиновые сиениты Амнундинского массива потребуют предварительного обогащения в 2–2,5 раза по сложным технологическим схемам. А это, в свою очередь, сделает их разработку для имеющихся географо-экономических условий заведомо нерентабельной.

Ртуть. Известно одно проявление, 24 пункта минерализации, один вторичный литохимический ореол, два вторичных литохимических потока, 19 шлиховых ореолов, 35 шлиховых потоков.

Запасами и прогнозными ресурсами ртути территория не обеспечена. Предпосылки выявления промышленного ртутного оруденения отсутствуют. В основном, ртуть выполняет роль индикатора верхнерудного и надрудного уровня большинства гидротермальных месторождений и проявлений. Наиболее значима ее роль в геохимической зональности золоторудных месторождений и проявлений золото-сульфидно-кварцевой и золото-халцедон-кварцевой формаций.

Проявление Гаурское (VI-4-40) представлено серией сближенных брекчированных кварцевых жил северо-западного простирания мощностью до 1 м и длиной до 1 км с вкрапленностью киновари в породах среднеукурейской подсвиты. Содержание Hg – 0,01–0,1 до 2 %. Проявление не оценивалось.

В большинстве известных на площади пунктах минерализации содержание ртути не превышает сотых долей процентов, а в геохимических ореолах рассеяния – десятитысячных долей процента. Шлиховые ореолы и потоки характеризуются, как правило, знаковыми содержаниями киновари.

Мышьяк известен в одном проявлении, 32 пунктах минерализации, 67 вторичных геохимических ореолах, трех шлиховых потоках. Образует ареалы распространения, связанные с золоторудными, золотосодержащими и урановорудными объектами. Мышьяк является важнейшим элементом-индикатором золота целого ряда формационных типов. В качестве попутного компонента извлекался из руд Дарасунского месторождения. Одновременно, в золоторудных проявлениях и месторождениях наряду с сурьмой – один из вредных элементов-примесей. Так, содержания до 3 % мышьяка в рудах Ушумунского (VI-5-71) и Ушумуканского (VI-5-80) проявлений Сретенско-Карийского района напрямую влияют на их технологичность.

Проявление Байгульское (VI-3-78) пространственно совмещено с флангом одноименного уранового проявления. Находится в 30 км к северо-востоку от г. Нерчинск. Открыто в 1980 г. при поисках урана. Входит в состав объектов Оловского рудного узла одноименного урановорудного района.

Оруденение приурочено к горизонту осадочно-туфогенных пород укурейской свиты верхней юры в экзоконтакте экструзии риолитов. Мощность рудной залежи 20–45 м. Она прослежена единичными скважинами по падению на 1,2 км без оконтуривания флангов. Глубина залегания кровли залежи 30–180 м. Реальгар в ассоциации с халцедоном замещает цемент в туфоконгломератах, туфогравелитах и туфобрекчиях. Содержание мышьяка до 13 % на мощность 11 м. В узлах пересечения крутопадающих и пологих зон трещиноватости в риолитах проявлены тектонические брекчии. Цемент брекчий сложен реальгаром, халцедоном, опалом, цеолитами и зеленым кальцитом. Признаки золота отсутствуют. В зоне окисления встречаются аурипигмент и самородный мышьяк. Проявление не оценивалось.

Сурьма образует два месторождения, три проявления, 29 пунктов минерализации, шесть вторичных литохимических ореолов, которые сосредоточены

в юго-восточной части изучаемой площади. Территория листа не обеспечена разведанными запасами сурьмы, но определены прогнозные ресурсы, составляющие 14 % от мировых по состоянию на начало 1999 г. [100] и, совместно с южными районами Читинской области, занимает ведущее место в РФ среди перспективных на сурьмяное оруденение площадей.

Рассматриваемые объекты сурьмяной минерализации принадлежат к золото-кварц-антимонитовому, сурьмяно-ртутному и джаспероидному золотосодержащему геолого-промышленным типам оруденения, распространенным соответственно в Пришилкинской, Балей-Верхнеамурской и Газимурской минерагенических зонах. Сурьмяные месторождения площади Солонеченское и Майское разведывались в 1940–1950 гг., частично отработывались и считаются утратившими промышленное значение.

Кроме того, сурьма входит в состав руд крупных золоторудных месторождений Уконикское, Итакинское в качестве попутного компонента. Но чаще всего в золоторудных объектах она является вредной примесью. Неоспорима роль сурьмы как индикатора золоторудных объектов важнейших геолого-промышленных типов.

Сурьмяное оруденение в окварцованных карбонатных брекчиях (джаспероидах) и доломитах джаспероидного геолого-промышленного типа представлено Солонеченским месторождением.

Месторождение Солонеченское (VI-6-53) расположено в 180 км северо-восточнее с. Газимурский Завод. Открыто в 1944 г., оценивалось в 1952–1956 гг. Изучено на стадии разведочных работ до глубины 40–60 м. С 1958 г. считается утратившим промышленное значение [312]. Входит в состав объектов Лугоканского рудного узла Будюмкано-Култуминского рудного района Аргунской субпровинции.

На месторождении насчитывается несколько десятков жилообразных рудных тел средней мощностью не более 3 м и длиной 20–100 м, сложенных вкрапленными и гнездово-вкрапленными рудами. Они расположены в карбонатных породах рудоносной сланцево-карбонатной толщи и контролируются тектоническим контактом с гранитами. Три из них (№ 1, 4, 5) разведаны до глубины 40–60 м. Запасы Sb составили 2958 т при среднем содержании 7,2 %. Результаты разведочных работ 1950-х годов представляли месторождение как малый по масштабам объект с забалансовыми рудами.

Вместе с тем, наличие слепых рудных тел и рудных подсечений до глубины 200 м позволяет считать глубину развития промышленного оруденения намного больше 50 м, принятую при подсчете запасов. Нельзя считать удовлетворительной и общую разведанность месторождения, так как большинство рудных тел, не включенных в подсчет запасов, не прослежены ни по простиранию, ни на глубину. Не получила должной оценки сурьмяная минерализация в гранитах. Не изучены внутриформационные контактовые зоны сланцев и карбонатных образований и не оценена их роль как экранов и барьеров, благоприятных для рудообразования.

Пересмотр результатов разведочных работ на месторождении связан с обоснованием для него джаспероидного геолого-промышленного типа оруденения. Весьма важно при этом, что развитие потенциально рудоносной формации и признаки джаспероидизации фиксируются на значительных площадях, отстоящих от Солонеченского месторождения на десятки километров

и то, что объекты такого типа характеризуются большим вертикальным размахом оруденения (800–2000 м) при многоярусном размещении рудных тел.

Произведенная переоценка позволила учесть по состоянию на 1.01.2003 г. прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ для открытой отработки до глубины 50 м – Sb 29 500 т. Прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2$ до глубины 150 м вне контура подсчитанных запасов – Sb 53 300 т при содержании 5 % приняты к сведению как минимальный прогнозный потенциал месторождения. Такое количество Sb (от 30 до 100 тыс. т) соответствует среднему месторождению [312].

В антимонитовых рудах месторождения постоянно присутствуют мелкое золото в количестве около 2 г/т и золотоносный халцедоновидный кварц с содержанием до 76 г/т золота. В одних случаях антимонитовые и золото-рудные тела пространственно разобщены, в других практически совпадают, что характерно и для других золото-сурьмянных объектов области. В пределах Солонеченского месторождения в золоторудных телах прогнозные ресурсы золота категории P_2 оценены в 22,7 т для открытой отработки при средних содержаниях 2,5–3 г/т и 2,5 т для подземной разработки при среднем содержании 7 г/т [385]. Попутное извлечение золота из антимонитовых руд для открытой отработки может составить 687,5 кг, что позволит увеличить рентабельность.

Висмут. Известно одно проявление, 34 пункта минерализации, 17 вторичных литохимических ореола, два вторичных литохимических потока, 19 шлиховых ореолов, 19 шлиховых потоков. На площади листа висмут является индикатором золотого оруденения золото-сульфидно-кварцевой и золото-халцедон-кварцевой формаций, а также входит в состав основных компонентов комплексов редкометалльно-вольфрамовых грейзеновых проявлений. Эти факторы определяют положение основных ареалов его распространения (Пришилкинская и Тунгино-Витимская минералогические зоны Западно-Становой субпровинции).

Проявление Восходовское (VI-2-116) расположено на площади Эдакуйского рудного узла Дарасунского рудного района. Оно представлено семью кварц-турмалиновыми жилами и небольшими линзами, залегающими в гранодиоритах и граносиенитах амананского комплекса. Жилы и линзообразные тела при средней мощности 2 м прослеживаются по простиранию на 40–225 м. Минерализация прожилково-вкрапленная сульфидная. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, тетраэдритом, сфалеритом, буланжеритом, галенитом. Средние содержания компонентов в рудных телах составляют: Cu 0,1–0,9 %; Bi 0,01–0,3 %; Ag 10–120 г/т. Максимальные содержания: Au – 9,1 г/т, Ag – 596 г/т, Cu – 1–2 %, As – 6 %, Bi – 1,5 %; Pb, Zn – до 1 %. Околорудные изменения выражены березитизацией и каолинизацией. Зона окисления проявлена слабо. Оценка проявления не завершена.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Несмотря на то, что рассматриваемая территория входит в состав Забайкальской редкометалльной провинции [355], она не обеспечена запаса-

ми и учтенными прогнозными ресурсами этого сырья, а эталонные месторождения располагаются от нее непосредственно южнее (Завитимское, Этыкинское, Орловское) и к северу (Катугинское, Олондинское).

Среди всего многообразия редкометалльных объектов территории листа обособлены три основных формационных типа.

Редкоземельная минерализация с подчиненной ролью тантала и ниобия, в основном рассеянная минерализация связаны с гранитными ареал-плутонами палеозоя Каларской и Баргузино-Витимкой минерагенических зон.

Редкометалльная минерализация в альбититах и грейзенах с ведущей ролью бериллия, ниобия, тантала, циркония лития связана с дейтероорогенными гранитными ассоциациями мезозоя Западно-Становой и Аргунской субпровинций. В ее составе намечаются бериллий-литий-тантал-ниобий-висмут-вольфрамовый и редкоземельно-тантал-ниобий-циркониевый минеральные типы проявлений. Первый развит преимущественно в грейзенах и литионит-амазонитовых альбититах, тесно связанных с амазонитовыми гранитами. Второй обнаруживает преимущественное сродство с альбититами при несущественной роли амазонитовых гранитов.

Редкометалльная, торий-ниобий-циркониевая минерализация с сопутствующими свинцом, цинком и серебром связана с габбро-пироксенит-сиенитовой ассоциацией континентального рифтогенеза Итакитского комплекса Байкало-Витимской субпровинции.

Бериллий образует шесть проявлений, 59 пунктов минерализации, один первичный геохимический ореол, 69 вторичных геохимических ореолов, один вторичный геохимический поток, два шлиховых ореола, в абсолютном большинстве генетически связанных с гранитными формациями мезозоя и, отчасти, палеозоя.

Проявление Бамбукойское (I-1-53) Байкало-Витимской субпровинции расположено в верхнем течении р. Бамбукой. Представлено кварцевой жилкой с бериллом в зоне катаклазированных гранитов. Мощность жилы 0,7 м, прослежена в свалах на 500 м. Берилл образует равномерно распределенные гнезда от 2×2 до 5×10 см при объемном количестве до 30 %. В боках жилы развита зона окварцевания с бериллом до 10 %. Общая мощность жилы с зоной окварцевания 1,3 м. Степень минерализации и мощность жилы с глубиной увеличиваются. Содержание Be в жиле 1–3 %, в окварцованных зонах 0,3–1 %. Прогнозные ресурсы на глубину 250 м составляют BeO — 11 963 т с содержанием 2,778 % [73].

Объекты бериллиевой минерализации Селенгино-Витимской субпровинции сконцентрированы в Канталакском прогнозируемом и Яхактинском рудных узлах. Они изучены на стадии общих поисков без окончательной оценки.

Пункт минерализации Перевальный (IV-2-20) выявлен в свалах амазонитизированных пегматитов с бериллом в агрегатах и кристаллах до 3–5 см (полупрозрачный, зелено-голубой) на площади до 0,1 км² среди грейзенизированных гранитов. Опробование не проводилось. Берилл в цементе брекчий на контакте лейкократовых гранитов и эффузивов.

Пункт минерализации Укшакинда (IV-2-79) выявлен в амазонит-мусковит-кварцевых грейзенах с многочисленными пустотами выщелачива-

ния, бурыми и желтыми охрами и пиритом на площади 0,5 км². Определены (%): Be — 0,003; Pb — 0,003–0,005; V — 0,01; Zr — 0,003; Au и Ag — следы. Рекомендованы поисковые работы.

В Яхактинском рудном узле (V-1-40, 47) выявлены свалы кварцевых грейзенов с видимой берилловой, флюоритовой и молибденитовой минерализацией среди калишпатизированных и альбитизированных лейкократовых и аляскитовых гранитов гуджирского комплекса Яхактинского массива. На отдельных участках грейзены прослежены на 400 м. Их предполагаемая мощность до 3–7,5 м.

Минеральный состав грейзенов: гранат, ильменит, псиломелан, гюбнерит, рутил, монацит (200–700 г/т), флюоцерит, минералы группы тантало-ниобатов, торит, флюорит, берилл, топаз (1100–15500 г/т), цирконы, пирит, галенит, буланжерит, молибденит. Содержание (%): Mo — 0,001–0,01; Nb — 0,005–0,03; Be — 0,001–0,3; Sn, V, Ag — следы; Y, Cu, Co — следы–0,001; BeO — 0,008–0,68; Ta₂O₅, Nb₂O₅ — 0,005–0,0075. Грейзеновые слюдки содержат (%) Li — 0,03–0,1; Be — следы–0,005; Ga — 0,001–0,01; V — следы–0,003.

В Западно-Становой субпровинции бериллиевая минерализация связана с гранитами нерчуганского и дотулурского комплексов.

Проявление Верхне-Джалирское (IV-5-27) расположено в верховьях р. Джалир. Изучено на стадии поисково-оценочных работ до глубины 156 м. Представлено залежью 460 × 850 м в плане кварцевых и кварц-слюдистых альбититов, литионитовых, амазонит-литоноитовых пегматитов и грейзенов с вкрапленностью берилла, танталит-колумбита, вольфрамита, висмутина, молибденита, в эндоконтакте штока двуслюдяных морионовых гранитов нерчуганского комплекса. На проявлении подсчитаны прогнозные ресурсы руды 89731,108 тыс. т; BeO — 29,072 тыс. т (0,0324 %); Ta₂O₅ — 4,037 тыс. т (0,0045 %); Вi — 8,973 тыс. т (0,009 %); WO₃ — 4,935 тыс. т (0,0055 %); Mo — 2,961 тыс. т (0,0033 %). Ресурсы не учитывались, так как содержания всех полезных компонентов в 3–10 раз ниже минимально промышленных. Проявление не доизучено на щелочные металлы, количество которых в мусковите альбититов достигает (%): Li — 0,117; Rb — 0,768; Cs — 0,035, а параметры цинвальдит-лепидолитовой минерализации не установлены.

Косинские пункты минерализации (IV-6-303, 306) представлены единичными кварцевыми жилами и линзовидными жилами пегматитов мощностью 3–4 м с кварцево-слюдистыми грейзенами мощностью до 1–4 м в боках. Полоса кварцевых жил с грейзенами прослежена на 1,5 км. Жилы с молочным кварцем в ядре и дымчатым кварцем, светлой слюдой, кристаллами берилла и флюорита в зальбандах. Кристаллы берилла до 10–15 см. В грейзенах редкая вкрапленность молибденита, касситерита, висмутового минерала, пирита, магнетита. В жилах фторо-бериллиевых пегматитов содержится (%): BeO — 0,281; Sn — до 0,026; Ta₂O₅ — до 0,004.

Бериллиеворудные объекты Аргунской субпровинции представлены Булугьинским и Звериным проявлениями. Их характерной особенностью является частичное пространственное совмещение продуктивной грейзеновой минерализации на магнезиальные и известковистые скарны.

Проявление Булугьинское (VI-6-224) образовано 10 зонами грейзенов мощностью 4–42 м, длиной 100–950 м, кварцевыми жилами мощностью 0,1–1,8 м, длиной 20–300 м, частично наложенными на магнезиальные и

известковистые скарны в толще с переслаиванием карбонатных и алюмосиликатных пород в наднапикальной части штока гранитов кукульбейского комплекса поздней юры. К скарнам приурочена шеелитовая и наложенная сульфидная минерализация. В грейзенах $\text{BeO} - 0,028-0,2 \%$; $\text{WO}_3 - 0,038-0,2 \%$; в жилах $\text{BeO} - 0,09 \%$; $\text{WO}_3 - 0,09-1,79 \%$.

Проявление Звериное (VI-6-241) образовано 50 небольшими по размерам пластообразными залежами оруденелых грейзенов в гранатовых скарнах на четырех разобщенных участках в мраморизованных известняках, прорванных аляскитовыми гранитами кукульбейского комплекса поздней юры, дайками кварцевых порфиров, диоритовых и диабазовых порфиров. Содержание BeO в рудных телах $0,177-0,33 \%$.

Литий. Известно четыре пункта минерализации, 10 вторичных геохимических ореолов, генетически связанных с проявлениями грейзеновой и альбитит-грейзеновой редкометалльной формации. Самостоятельного практического значения не имеют.

Тантал, ниобий. Известно одно проявление, 38 пунктов минерализации, 21 вторичных геохимических ореола, 59 шлиховых ореолов, пять шлиховых потоков, принадлежащих ко всем основным группам редкометалльных формаций, известным на изучаемой площади. Наибольшее распространение имеет альбитит-грейзеновый тип тантал-ниобиевой минерализации, проявившийся в связи с гранитами нерчуганского, унгургученского, дутулурского комплексов Западно-Становой и Селенгино-Витимской субпровинций. Наиболее изученным объектом этого типа является Олекминское проявление.

Проявление Олекминское (III-5-29) расположено в верховьях р. Олгонда (приток р.Олекма). Выявлено ГС-200 [152]. Изучено с поверхности на стадии поисково-оценочных работ [374]. Характеризуется комплексным составом руд, но учтено кадастром как тантал-ниобиевый объект.

Проявление представлено крутопадающими линзовидными залежами минерализованных кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов, контролируемых штоками и дайками щелочных гранитов, гранит-, граносиенит- и сиенит-порфиров в узле пересечения северо-западных и северо-восточных разломов. Вмещающими породами являются субщелочные граниты и граносиениты Центрального массива. Рудные тела локализованы на участках Центральный, Восточный, Северный и Западный, отстоящих друг от друга на расстоянии 3–10 км.

Основные ресурсы сосредоточены на участке Центральный, в котором изучено линзовидное рудное тело минерализованных альбититов средней мощностью 205,6 м, протяженностью по простиранию 640 м. Состав альбититов меняется от частично затронутых преобразованием гранитоидов до полнопроявленных гидротермалитов, сложенных на 90–95 % альбитом. Переход от вмещающих гранитов к альбититам постепенный. Между степенью гидротермально-метасоматических преобразований и интенсивностью редкометалльной минерализации существует прямая корреляционная связь.

В рудах Олекминского проявления установлено более 30 минералов. При этом малакон, лимонит, гематит, сидерит присутствуют в количествах

0,1–1,6 %; колумбит, фергуссонит, ураноторит, касситерит – 0,03–0,1 %. Концентраторами тантала и ниобия являются колумбит, фергуссонит, микролит и пироклор; циркония – малакон. Выявлены также довольно высокие содержания рублидия (0,1–0,3 %), который концентрируется преимущественно в микроклине и мусковите. Отношение Ta_2O_5/Nb_2O_5 6–8. С учетом технологического опробования, предварительно оцененные запасы проявления составляют (тыс. т): Ta_2O_5 – 10,677 (0,0169%); Nb_2O_5 – 86,827 (0,14 %); ZrO_2 – 466 (0,76 %); U – 5,304 (0,0086 %); Th – 69,405 (0,112 %); Sn – 13,744 (0,022 %); сумма TR – 21,192 (0,212 %); Rb_2O – 133,242 (0,034 %). Цирконовый концентрат содержит 3 % гафния, что составляет в объеме 13,979 тыс. т. Запасы не утверждались, соответствуют ресурсам категории P_1 . По состоянию на 1.01.2003 г. не учтены. Вовлечению проявления в промышленное освоение препятствует удаленность от транспортных коммуникаций, относительно небольшие размеры, трудная обогатимость руд и комплексный характер оруденения, который ставит рентабельность отработки в зависимость от конъюнктуры целого комплекса элементов.

Особого внимания при определении промышленной значимости проявления заслуживает оценка элювиально-пролювиальной россыпи в долине р. Олгонда, где выявлены комплексный вторичный геохимический ореол с содержанием основных полезных компонентов более высоким, чем в первичных рудах, и шлиховой ореол основных рудных минералов. При параметрах россыпи – длине 5000 м, ширине 250 м и мощности рыхлых отложений 6 м – прогнозные ресурсы россыпи по категории P_3 могут составить: песков – 90 000 тыс. м³, циркона – 175 тыс. т, колумбита – 30 тыс. т.

Проявление Олгондинское (III-5-31) расположено в непосредственной близости от Олекминского проявления. Минерализация сконцентрирована в линзовидных телах альбит-кварцевых гидротермалитов 5×15 –20 м с комплексной редкометалльной и прожилковой уран-торий-свинцовой минерализацией в зонах катаклаза и милонитизации по гранитам и граносиенитам третьей фазы амананского комплекса. Обнаружены (%): Pb – 0,02–3,02; Zn – 0,02–0,2; Sn – 0,01; Ta_2O_5 – 0,001–0,003; Nb_2O_5 – 0,009–0,011; Th – 0,03. Установлены циркон, касситерит, монацит, колумбит, торит, отенит. Участок может быть перспективным для поисков не вскрытого оруденения, дополняющего прогнозный потенциал Олекминского проявления.

Пункт минерализации Западный (IV-5-42) входит в группу комплексных редкоземельных проявлений Верхне-Джалирского рудного узла. Их описание приведено в разделах «Вольфрам» (Юбилейное проявление) и «Бериллий» (Верхне-Джалирское проявление). Минерализация выявлена в пределах тектонического блока кварцевых, литионит-кварцевых и амazoнитовых альбититов 500×200 м в среднезернистых биотитовых гранитах. Среднее содержание (%): Ta_2O_5 – 0,0042; Nb_2O_5 – 0,003–0,007; Be – 0,02; Sn – 0,015. Установлено повышенное содержание Li_2O – 0,298–0,425 %. В лепидолите Li_2O – 5 %. На тантал, ниобий участок оценен отрицательно. На литий и другие металлы щелочной группы не оценивался.

Близкими по геолого-структурным особенностям, составу и содержанию полезных компонентов являются Джелоунский пункт минерализации по р. Берея (III-3-50), минерализация на водоразделе Лабазка–Буга-

рихта (III-4-42), Право-Амнуннакачинский пункт минерализации (II-5-1), Лакомбинский пункт минерализации (IV-2-25), минерализация в верховьях ручьев Зимкуй и Волокатуй (VI-1-59, 69) и некоторые другие в Тунгиро-Витимской, Тунгокоченской и Пришилкинской минерагенических зонах.

Для междуречий Калара и Калакана, а также Ципы и Амалата характерна специфическая комплексная рассеянная редкометалльно-редкоземельная минерализация, проявившаяся на значительной площади и предположительно связанная с палеозойскими ареал-плутонами витимканского и ингамакитского комплексов. В связи с тем, что преобладание тантала и ниобия при содержаниях соответственно до 0,3 и 1 % над редкими землями является нехарактерным и отмечается лишь в единичных случаях (пункты минерализации I-4-45, 46, 60), общее описание приводится в разделе «Редкие земли».

В Бамуйском рудном узле Муйской минерагенической зоны по р. Бамбуйка выше устья р. Буром (I-2-160) в контакте Амнуннинского массива нефелиновых сиенитов с доломитовыми известняками в последних выявлены участки с минерализацией менделеевита при содержании Nb_2O_5 до 0,45 %. Площадь узла на карбонатитовый тип оруденения не оценена.

Шлиховые ореолы и потоки тантал-ниобиевых минералов, среди которых преобладают танталит-колумбит, самарскит, эвксинит в сочетании с наэгитом, пирохлором и ильменорутилом, на территории развиты достаточно широко. Их площади составляют от первых км² до первых сотен км², а содержания полезных минералов, как правило, знаковые и не превышают 1–20 г/т.

Цирконий образует четыре вторичных геохимических ореола, два шлиховых ореола, отражающих геохимическую специализацию гранитов витимканского комплекса. Площади ореолов составляют первые квадратные километры. Содержания циркония в геохимических ореолах 0,01–0,1 %. Шлиховые ореолы выделены по знакам циртолита в шлиховых пробах. Практического интереса не представляют. В промышленных концентрациях цирконий установлен в рудах Олекминского и Право-Вековъекского комплексных проявлений.

Редкие земли. Известны два россыпных проявления, 91 пункт минерализации, 20 вторичных геохимических ореолов, один первичный геохимический ореол, 28 шлиховых ореолов, 17 шлиховых потоков, одна геофизическая аномалия, перспективная на редкие земли. Преимущественное развитие редкоземельной минерализации наблюдается в северной части площади листа, соответствующей Баргузино-Витимской, Каларской и, в меньшей степени, Муйской минерагеническим зонам.

Для междуречий Калара и Калакана, а также Ципы и Амалата (Каларская и Баргузино-Витимская минерагенические зоны) характерна специфическая комплексная рассеянная редкометалльно-редкоземельная минерализация, проявившаяся на площади до 10 тыс. км², предположительно связанная с палеозойскими гранитными ареал-плутонами витимканского и ингамакитского комплексов.

В Каларской минерагенической зоне выявлено около 200 пунктов редкоземельной минерализации, из которых в пределах листа сосредоточено

около третьей части. Большая их часть располагается в Среднекаларском, Джеланжакском и Катаркачинском прогнозируемых рудных узлах.

Минерализация сконцентрирована в линзовидных телах (1–5 × 10–35 м) метасоматических кварц-биотит-мусковит-полевошпатовых (I-5-8, 9), слюдисто-кварцевых пород (I-5-37), гнейсо-гранитах (I-4-17), мигматитах (I-4-14) и пегматитах (I-4-45, 46, 60) среди метаморфических пород усувкунского комплекса раннего протерозоя. Для каждого из пунктов минерализации характерно наличие широкого спектра редкоземельных элементов, суммарное содержание которых достигает 0,3–2 %. Наиболее представительными в группе являются Мудбокитские и Право-Юмурченский пункты минерализации.

Пункт минерализации Мудбокитский 1 (I-5-9) объединяет шесть линзовидных рудных тел мощностью 1–1,5 м, длиной до 35 м, представленных метасоматическими кварц-биотит-мусковит-полевошпатовыми породами, обогащенными редкими землями, согласно залегающими в метаморфических породах. Установлены содержания (%): Y – 0,005–0,3; Yb – 0,0001–0,0005; Ce – 0,1–1; La – 0,1–1; Pz – 0,01–0,3; Nd – 0,01–0,3; Sm – 0,01–0,07; Er – 0,003–0,03; Gd – 0,003–0,05; Dy – 0,007–0,07; Ho – 0,001–0,03; Th – 0,03–1.

Пункт минерализации Право-Юмурченский (I-4-17) представлен линзами и линзовидными жилами (0,5–1,0 × 10 м) синскладчатых гранитов и гнейсо-гранитов раннего протерозоя в продуктивной пачке 170–200 м биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов с прослоями гранат-биотитовых плагиогнейсов и кордиерит-силлиманит-гранат-биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Сумма РЗЭ в породах 0,3–0,8 %. В том числе, редких земель цериевой группы 0,05–0,1 %; самариевой группы 0,01–0,05 %; диспрозиевой группы 0,01–0,05 %. Мо, Cu до 0,01 %; Ta, Nb тысячные–первые сотые доли %; Sc, Zr, Gf тысячные доли %. Минералы концентраторы: монацит 0,1–4,5 кг/т; присутствуют ортит, циркон, торит; в знаковых количествах присутствуют ксенотим, анатаз, гиацинт, халькопирит, молибденит, галенит, касситерит, вольфрамит, шеелит, гюбнерит, самарскит, флюорит.

В междуречье Ципы и Амалата (Баргузино-Витимская минерагеническая зона) редкоземельная специализация, как и в Каларской зоне, выражена довольно отчетливо. Здесь насчитывается несколько десятков пунктов, изученных весьма поверхностно на стадии общих поисков. В отличие от Каларской зоны при общем сходстве элементного и минерального состава минерализация преимущественно сконцентрирована в жилах пегматитов и пегматоидных гранитов, для которых уверенно обосновывается принадлежность к витимканскому комплексу карбона.

В целом редкоземельная минерализация Баргузино-Витимской и Каларской минерагенических зон при преобладающем рассеянном характере проявления в поисковом отношении интересна тем, что позволяет оконтурить крупные специализированные на редкие элементы геоблоки, которые при проявлении более поздних рудогенных процессов могут обусловить перераспределение полезных компонентов с образованием промышленных концентраций. Примером, где предполагается подобное перераспределение, может быть Уюльчинский пункт минерализации (III-1-53) Баргузино-Витимской

минерагенической зоны. Здесь редкометалльно-редкоземельная минерализация сконцентрирована в линзоподобных телах (до 20×350 м) альбитизированных гранитов бухточинского комплекса позднего рифея, приуроченных к северо-западной зоне дробления ($300\text{--}500 \times 5$ км) в экзоконтакте штока гранитов гуджирского комплекса ранней юры. Установлены (кг/т): циртолит – до 2; ортит – до 20; торит – 1–3; тантало-ниобиевые минералы, молибденит, монацит, циркон. Содержания (%): Zr – до 0,2; Nb – 0,06; Th – до 0,25; Dy – до 0,003; Nd – до 0,003; Sm – до 0,03; Pr – до 0,1; Yb – до 0,01; Y – до 0,2; La – до 0,2; Ce – до 1; Gd – до 0,01; Ta₂O₅ – 0,005; Nb₂O₅ – 0,005–0,07; Th – 0,02–0,28. Участок оценен положительно на стадии общих поисков.

Редкоземельная минерализация Муйской минерагенической зоны сконцентрирована по р. Правое Вековье (Уакитский рудный узел). Здесь выделяются минеральные типы, связанные с: телами альбититоподобных пород и кварц-магнетитовых руд; зонами окварцевания и альбитизации; зонами щелочного метасоматоза; пегматитами [73]. В состав фракции рудных минералов входят сфен, циркон, ортит, фергусонит, циртолит. Содержания (%): Gd – 0,03–0,1; La – 0,1–0,3; Ce – 0,0–0,3; Y – 0,3–1,0; Yb – 0,03–0,1; U – 0,03–0,1; Th – 0,1; Zr – до 1,0; Hf – до 0,03.

Проявление Право-Вековьеское-V (I-1-131) в правом борту долины р. Правое Вековье связано с зоной метасоматоза по кислым эффузивам. Мощность зоны окварцевания и альбитизации 2–3 м, длина 150 м. Метасоматиты содержат радиоактивный циркон до 15 %, ортит и сфен. Содержание (%): Y – 0,3–1; Yb – 0,1–0,3; Ce – 0,1; La – 0,1–0,3; среднее содержание суммы TR преимущественно иттриевой группы – 1,15; Gf – 0,03–0,1; Zr – 3; Nb – 0,1–0,3; Sn – 0,1–0,3. При небольших размерах проявление представляет интерес благодаря высоким содержаниям полезных компонентов.

При переходе в россыпь редкоземельные минералы и тантало-ниобаты образуют многочисленные шлиховые ореолы и потоки рассеяния, характеризующиеся в основном знаковыми содержаниями. Известны только единичные малые по размерам россыпные проявления Чукоча Епифанцевское (VI-4-127) и Кур-Куринское (VI-4-150), связанные с гранитами борщовочного комплекса, и шлиховые ореолы на водоразделе рек Солнцепечная и Дыренда Средняя (IV-5-106), по ключу Портнягин (IV-5-138) и по р. Мокрой Ургучен (IV-5-170), в которых содержания монацита достигают 10–300 г/м³. Промышленного значения эти объекты не имеют.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Площадь листа с начала 1830-х годов является важнейшей частью Восточно-Забайкальского золотодобывающего региона, в котором за всю историю из россыпей и коренных месторождений приблизительно поровну добыто около 1000 т золота [331]. Непосредственно на изучаемой площади добыто от этого количества около трети золота из коренных источников и около половины золота из россыпей. Здесь расположены уникальные по запасам Дарасунское (VI-2-80) и Карийское (V-5-191) месторождения россыпного золота, Дарасунское (VI-2-79), Ключевское

(IV-6-242), Уконикское (IV-6-13), Итакинское (IV-5-30) крупные золоторудные месторождения. Всего на листе известно 16 коренных и 434 россыпных месторождений, 59 коренных и 287 россыпных проявлений, 840 пунктов минерализации, 146 вторичных геохимических ореолов, 10 вторичных геохимических потоков, 54 шлиховых ореола, 96 шлиховых потоков, две геофизические аномалии (прил. 5).

Рудное золото на площади сконцентрировано в собственно золоторудных месторождениях и проявлениях, а также в составе комплексных объектов с золото-сурьмяной, золото-свинцово-цинковой, золото-медно-молибденовой, золото-молибден-медной минерализацией.

Большинство из известных месторождений и проявлений рудного золота сосредоточено в Пришилкинской минерагенической зоне Саяно-Байкальской провинции (золото-молибденовый пояс Забайкалья – по С. С. Смирнову). Золото является одним из ведущих полезных ископаемых и в других металлогенических подразделениях.

Золоторудные месторождения и проявления можно отнести к золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой и золото-халцедон-кварцевой формациям, в составе которых по названию характерных месторождений, вещественному составу или морфологии выделяются геолого-промышленные типы.

Золото-сульфидно-кварцевая формация проявлена наиболее широко. К ней относятся Дарасунское (VI-2-79), Талатуйское (VI-2-71), Ключевское (IV-6-242), Александровское (IV-6-230), Итакинское (IV-5-30) месторождения и ряд проявлений с преимущественно позднеюрским возрастом оруденения, генетически связанные с интрузиями шахтаминского и амуджиканского комплексов. В составе формации выделяются жильный, штокверковый и минерализованных зон морфологические типы промышленного оруденения, встречающиеся в пределах одного объекта и связанные между собой взаимопереходами.

Жильный, или «дарасунский» тип. Представителями его являются месторождения: Дарасунское (VI-2-79), Теремкинское (VI-2-75), Уконикское (IV-6-13), Итакинское (IV-5-30), Александровское (IV-6-230), Карийское (участки Новинка, Волгинский) (V-5-203) и др. Промышленная значимость жильного типа ограничивается малой мощностью рудных тел, требующей подземного способа отработки, сравнительно невысокими содержаниями золота для подавляющей части объектов (в среднем от 6–7 до 15–20 г/т), упорным характером обогатимости руд и повышенными содержаниями мышьяка (до 2–12 %).

Штокверковый, или «ключевской» тип представлен Ключевским (IV-6-242), Амазарканским (IV-6-9), Наседкинским, Итакинским (участок Малеевский) (IV-5-34) месторождениями. Достоинствами данного типа являются: большие масштабы рудных тел, пригодные для открытой отработки, простая технология переработки руд, низкие содержания мышьяка в руде и концентратах. Недостатки: низкие содержания золота и крайне неравномерное его распределение.

Тип минерализованных зон – Итакинское (IV-5-30), Талатуйское (VI-2-71) месторождения, участки Сульфидный и Дмитриевский Карийского месторождения (V-5-203) и ряд проявлений – также широко развит. Характерны рудные тела мощностью 3–15 м и более, границы которых устанавливаются только

опробованием; прожилковая и прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация; содержание золота 2,5–6 г/т. Данный тип оруденения золота очень разнообразен по минеральному составу, который, в общих чертах, зависит от вмещающей среды. Промышленная ценность некоторых месторождений снижается из-за присутствия в рудах мышьяка. Перспективы освоения этого типа месторождений связаны с применением технологий кучного выщелачивания при разработке открытым способом.

К золото-кварцевой формации отнесены Ирокиндинское (I-2-39) и Кварцевое (I-2-68) месторождения Келяно-Ирокиндинской минерагенической зоны Саяно-Байкальской провинции [72, 36]. Это объекты жильного морфологического типа с богатыми легкообогатимыми золото-серебряными рудами. Для них характерно формирование в зонах глубинных разломов, парагенетическая связь с поясами даек, вне видимой связи с потенциально-рудноносными гранитоидными массивами. Последнее существенно отличает Ирокиндинское и Кварцевое месторождения от месторождений сульфидно-кварцевой формации. Обосновываются оценки возраста оруденения от венд-рифейского [72] до среднепалеозойского и мезозойского [36].

Золото-халцедон-кварцевая формация, в составе которой выделен один «*балеийский*» геолого-промышленный тип оруденения, на площади листа имеет весьма ограниченное распространение. Особенности этой категории являются залегание в позднемезозойских межгорных впадинах, сочетание жильного и штокверкового морфологических типов оруденения, простой золото-серебряный состав руд с незначительным количеством вредных примесей и тенденция к формированию крупных и уникальных по масштабу объектов. Содержание золота в жилах составляет в среднем 10–25 г/т, достигая более 300 кг/т, а в штокверках – 3 г/т.

Месторождения балеийского типа на площади листа не выявлены, но перспективы их выявления обоснованы в Ундургинской и Шилкинской впадинах Пришилкинской минерагенической зоны [270].

Имеются перспективы выявления «большеобъемных» месторождений золото-сульфидной формации «куранахского» типа в карбонатных породах, и «сухоложского» типа в углеродсодержащих терригенных толщах. Перспективными на «*куранахский*» тип являются Кучугайский рудный узел Шилко-Газимурского рудного района, Лугоканский рудный узел и рудоносная площадь Ковакта Будюмкано-Култуминского рудных районов. Выявление «*сухоложского*» типа золото-сульфидно-вкрапленных руд возможно в сланцевых образованиях Сретенско-Карийского и Будюмкано-Култуминского рудных районов – Ушумунская и Мульдайсая рудоносные площади [312].

Месторождение Дарасунское (VI-2-79) расположено на территории Шилкинского района Читинской области в водораздельной части рек Дарасун и Жарча. Открыто при отработке золотоносных россыпей в 1901 г. Эксплуатируется с 1913 г., систематически изучается с 1930 г. Значительный вклад в изучение месторождения принадлежит геологам В. Н. Звереву, Д. А. Зенкову, Д. А. Тимофиевскому, И. Н. Эпову, Ю. А. Аферову и др.

Месторождение гидротермальное, гипабиссальное по уровню формирования является региональным эталоном жильных объектов золото-кварц-

сульфидной рудной формации (дарасунский геолого-промышленный тип оруденения). Оно представлено 140 кварцевыми жилами, в кольцевой надвнутрузивной зоне штока плагиогранит-порфиров амуджиканского комплекса, прорывающих габброиды кручининского комплекса раннего палеозоя и гранитоиды амананского комплекса позднего палеозоя в зоне глубинного Могоча-Бушулейского разлома.

Рудные жилы Дарасунского месторождения выполняют крутопадающие трещины скалывания северо-восточной и северо-западной ориентировки и оперяющие их трещины отрыва. Они относительно просты по форме, выдержаны по простиранию и падению, с типичной сменой раздувов и пережимов [99]. Длина жил составляет: по простиранию 70–2500 м; по падению – от первых десятков метров до 1000 м при мощности 0,01–2,0 м (в среднем 0,1–0,25 м, а вместе с приконтактовыми вкрапленными рудами – 0,6–1,5 м). Жилы, как правило, в участках выклинивания по простиранию и падению переходят в зоны измененных пород с вкрапленной сульфидной минерализацией и имеют большое число апофиз, которые нередко рассматриваются как самостоятельные рудные тела. В плагиогранит-порфирах установлены трубообразные тела брекчий взрыва, с которыми связана штокверково-вкрапленная минерализация непромышленного характера.

В центральной части рудного поля развиты ранние кварц-турмалиновая и кварц-пиритовая золотоносные ассоциации, в периферических зонах – продуктивная золотоносная арсенопиритовая, полиметаллическая и золотоносные халькопирит-бурнонитовая и пирротин-халькопиритовая ассоциации. Основные минералы: рудные – пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, бурнонит, пирротин, теллуриды золота, висмута, самородное золото и др.; жильные – кварц, турмалин, карбонаты, серицит, эпидот.

Околожильные изменения выражены березитизацией с образованием зон вкрапленных руд мощностью 0,5–6 м. Зона окисленных руд доходит до 30 м.

За период 1913–1974 гг. на Дарасунском месторождении добыто золота 93,922 т [267] и за последующие годы – 20,041 т. По состоянию на 1.01.1975 г. в контурах балансовых запасов золота утверждены запасы Ag категории A + B + C₁ – 41,0 т и C₂ – 31,6 т; As категории A + B + C₁ – 29 609 т и C₂ – 20 242 т; Cu категории C₁ – 7179 т и C₂ – 4498 т; Вi категории C₂ – 398 т. На Государственный учет при этом поставлены запасы серебра и мышьяка.

Из руд месторождения попутно извлекаются серебро, мышьяк, медь. Содержание меди в концентрате составляет более 2 %. Некоторые жилы с содержанием Cu до 4–5 % ранее служили объектами самостоятельной ее добычи [267].

По данным ЗАО АКБ «Ланта-Банк» по состоянию на начало 2000 г. в рамках проекта по разработке Дарасунского, Теремкинского и Талатуйского месторождений на Дарасунском месторождении в классификации «JORC Code», геологические запасы категорий B + C₁ + C₂ (Resources Measured & Indicated) составляли Au – 57,166 т с содержанием 15,1 г/т, а прогнозные ресурсы категории P₁ (Inferred) Au – 89 т с содержанием 15,6 г/т (данные Интернет). Таким образом, месторождение выработано менее чем на половину. По состоянию на 1.01.2003 г. на месторождении учтены прогноз-

ные ресурсы Au по категории P_1 – 96,8 т и P_2 – 50 т для подземного способа отработки до глубины 800 м.

С 2004 г. месторождение разрабатывает ООО «Дарасунский рудник» – дочернее предприятие международного холдинга «Highland Gold Mining Ltd.» Ведется реконструкция рудника, построена золотоизвлекающая фабрика.

Месторождение Ключевское (IV-6-242) расположено в 33 км к юго-западу от железнодорожной станции и районного центра Могоча в экономически освоенном районе Читинской области. Открыто в 1902 г., разведывалось в 1932–1954 гг., доразведывалось в 1969–1976 и 1977–1998 гг. Разрабатывается с перерывами с 1936 г. карьером. В настоящее время рудник находится на реконструкции.

Месторождение гидротермальное, среднетемпературное, представлено штокверком и восемью жильными зонами. Оно является региональным эталоном штокверковых месторождений золота золото-сульфидно-кварцевой формации – «ключевской» геолого-промышленный тип.

Согласно Н. А. Кривоуцкой, Б. И. Гонгальскому, М. Б. Бородаевской [314], оруденение контролируется Главным широтным разломом Кудеча-Ключевской тектонической зоны и локализовано на площади 1,2 км² как в нем, так и в оперяющих его разрывах северо-западного и северного направлений. Рудовмещающими являются граниты и гранодиориты амананского комплекса. Рудоконтролирующие тектонические структуры характеризуются сложной системой участков дробления и трещиноватости, жильно-прожилково-вкрапленного сульфидного оруденения и гидротермально-метасоматических серицитизации, окварцевания, турмалинизации, а также насыщением дайками, штоками гранодиорит-порфиоров амуджиканского комплекса. Последние прорываются дайками диабазовых, диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и гибридных порфиритов.

Главное рудное тело – линейный рудный штокверк северо-западного направления (310–330°) с падением к северу под углом 60–70°, длиной 750 м, средней мощностью 60 м. Штокверк разведан до глубины 290 м и включает 64,2 % запасов месторождения с содержанием золота 2,1 г/т. Жильные зоны характеризуются длиной 80–280 м (средняя 180 м), мощностью 13–32 м (средняя 23 м), прослеживаются по падению на 100–160 м (среднее 134 м), содержат золото 1,86–3,1 г/т. Среднее содержание золота в контуре запасов C_2 составляет 2,2 г/т.

Рудные тела образованы разрозненными гнездами, лентами трещиноватых, милонитизированных пород и тектонических брекчий с сетью кварц-турмалин-сульфидных и пиритовых прожилков в турмалинизированных гранитоидах. В пересечении разрывов отмечены трубообразные кварц-турмалиновые крутопадающие тела мощностью до 15 м с расплывчатыми границами.

Месторождение формировалось в молибденит-кварцевую, сульфидно-кварц-турмалиновую, кварц-турмалин-сульфидную, сульфидную, карбонатную стадии. В составе рудных минералов преобладает пирит. Реже развиты арсенопирит, халькопирит, гематит, галенит, сфалерит, фрейбергит, рутил, сфен, золото, энаргит, молибденит, магнетит. Встречаются теллуриды золота и серебра (петцит, гесит, сильванит). Нерудные минералы – турмалин, кварц, карбонаты, серицит, мусковит, хлорит, флюорит, барит.

Руды средней обогатимости, умеренносulfидные, слабозолотоносные. Количество рудных минералов колеблется от нескольких процентов в слабозолотоносных безызитах до 80–90 % в отдельных кварц-турмалин-сульфидных жилах, составляя в среднем 10–15 %. Преобладает мелкое (0,01–0,1 мм) золото – 80 %; тонкодисперсное (0,0001–0,1 мм) составляет 20 % и крупное (больше 0,1 мм) – доли процента. Пробность золота 740–980. В рудах присутствуют: Ag – 5,5–85 г/т, Zn – до 0,08 %, Cu – 0,09–1 %, Pb – 0,08 %, Sb – 0,55 %, As – 0,1–0,53 %, отмечены Co, Se, Te, Pt, Pd.

Зона окисления развита до глубины 30–80 м и с поверхности представлена «железной шляпой». Технологический передел руд осуществляется по двухстадийной гравитационно-флотационной схеме с извлечением 83 % Au и 85 % Ag.

За весь период на месторождении добыто 36,7 т золота. Прирост запасов возможен при доразведке флангов и на глубину. По соотношению с разведанными запасами месторождение отработано приблизительно наполовину, а с учетом прогнозных ресурсов флангов и глубоких горизонтов (Au – 35 т, не учтены) – на одну треть. Лицензия на право добычи золота принадлежит АОТ «Амазарзолото-Уралэлектромедь».

Месторождение Итакинское (IV-5-30) расположено в 37 км к северу от железнодорожной станции Ксеньевская и в 80 км к северо-западу от рудника Ключевский в экономически слабо освоенном районе Читинской области. Открыто в 1942 г.

Месторождение гидротермальное среднетемпературное. Оно является типичным представителем геолого-промышленного типа месторождений золото-кварц-сульфидной формации, связанных с минерализованными зонами. Оруденение локализовано в амфиболитах могочинского комплекса архея в юго-западном борту Итакинской впадины на площади 13 км² на примыкающих друг к другу участках: Сурьяная Горка (IV-5-30), изученном до стадии детальной разведки; Малеевский (IV-5-34) – до стадии предварительной разведки, Гавриловский (IV-5-23) – до стадии поисков [312].

Рудные тела представлены крутопадающими жилами и жиллообразными зонами длиной по простиранию 65–800 м, по падению от 13–50 до 200 м, мощностью от 0,08 до 20,2 м (1,0–1,6 м в среднем по участкам) с многочисленными раздувами и пережимами. Смещения по пострудным тектоническим нарушениям составляют 10–30 м. Границы большинства рудных тел выделяются по данным опробования. Руды золото-сульфидные окисленные, смешанные и первичные содержат в промышленных запасах: Au – 10,4 г/т, Sb – 16,1 %, Ag – 13,1 г/т и в запасах категории C₂ Au – 9,6 г/т, Sb – 9,3 %, Ag – 33,3 г/т. Основными полезными компонентами являются Au и Ag. Незвлекаемые попутные компоненты Cu – 0,01–1,35 % и Pb – 0,003–2,05 %. Вредные примеси – Sb, As (0,05–1,7 %). Выделяются молибденит-халькопирит-кварцевый, золото-пирит-кварцевый, золото-кварцевый, золото-арсениопирит-кварцевый минеральные типы первичных руд и золото-лимонит-кварцевые (окисленные) руды. Свободное золото на участке Сурьяная Горка практически отсутствует. На Малеевском участке его количество достигает 90 %. Пробность золота 780–875.

По геохимическим и минералого-физическим данным в рудоносных зонах Итакинского месторождения отмечается два яруса промышленного

оруденения. Установленная глубина оруденения равняется 360–410 м, вертикальный размах его может составить 1000–1200 м. Зона окисления развита до глубины 40–60 м.

Обогатимость руд трудная. Для участка Сурьмяная Горка предложена двухстадиальная флотационно-селективная схема обогащения со сквозным извлечением в концентрат 83,8 % золота; для руд участка Малеевский – комбинированная гравитационно-флотационная с извлечением в концентрат 96 % золота из первичных руд и 67,7 % из окисленных. Бедные руды участка Малеевский могут перерабатываться методом кучного выщелачивания. Большую часть запасов участка Сурьмяная Горка планируется отрабатывать подземным способом до глубины 600 м на предприятии производительностью 350 тыс. т руды в год. Руды Малеевского участка могут отрабатываться карьером до глубины 200 м производительностью 400 тыс. т руды в год [331].

По 36 рудным телам месторождения подсчитаны запасы. По состоянию на 1.01.1998 г. прогнозные ресурсы для подземного способа отработки до глубины 450 м по категории P_1 в количестве руды 6875 тыс. т и золота 55 т с содержанием 8,0 г/т на учет не ставились ввиду низкой рентабельности их освоения. По сумме разведанных запасов и прогнозных ресурсов категории P_1 месторождение отнесено к разряду крупных.

Владельцем лицензии на геологическое изучение и добычу золота на месторождении является Могочинская золотодобывающая компания.

Месторождение Ирокиндинское (1-2-39) расположено в верхнем течении р. Ирокинда на территории Баунтовского района Республики Бурятия.

Рудное поле месторождения сложено дислоцированными гнейсами, кальцифирами и ортоамфиболитами киндиканской толщи архея–раннего протерозоя и позднерифейскими гнейсо-плагиогранитами, лейкократовыми гранитоидами бамбукойского комплекса, прорванными дорудными и синрудными дайками диорит-гранитной серии и пострудными дайками диабазов. Его положение контролируется пересечением Келяно-Ирокиндинской и Тулуинской трансрегиональных мобильных зон.

В пределах рудного поля выявлены 150 золотоносных кварцевых жил, локализованных в девяти зонах расщеливания длиной 3–12 км. Длина жил обычно составляет 60–1500 м, мощность 0,5–3,0 м. По падению жилы прослежены до 300 м. Более чем на 90 % руды сложены кварцем. Галенит, пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, блеклые руды составляют менее 1 % объема. Золото самородное двух генераций (пробность 880–900 и 725) распределено неравномерно. Околорудные изменения – окварцевание, карбонатизация, серицитизация, хлоритизация, пиритизация развиты на мощности 0,1–15,0 м.

По состоянию на 1.12.1999 г. десять жил разведаны, в том числе, по семи утверждены запасы, по остальным произведен оперативный подсчет запасов. Тридцать жил изучены поверхностными горными выработками. На этот период времени запасы месторождения составляли: балансовые $B + C_1 + C$ – Au 11621,8 кг, Ag 15432 кг; забалансовые C_1 – Au 330,2 кг, Ag 1925,5 кг. Добыто к этому же времени Au – 11,4 т [72].

Месторождение отрабатывается компанией «High River Gold Mines». За 2000 и 2002–2003 гг. добыто 6,795 т с содержанием 10,7–11,4 г/т. По со-

стоянию на начало 2004 г., запасы, подсчитанные геологической службой АО «Бурятзолото», составили по категории $C_1 + C_2$ руды – 487 600 т и Au – 10,289 т с содержанием 20,1 г/т (данные Интернет).

По промышленной значимости месторождение занимает второе место среди золоторудных объектов Республики Бурятия.

Проявление Нижнеключевское (VI-3-152) расположено в левом борту пади Алеур, в 2 км севернее ж. д. станции Нижние Ключи; в 20 км от районного центра и ж. д. станции Нерчинск в экономически освоенном районе [178]. Изучено на стадии поисковых работ [312].

Для изученной территории до настоящего времени это единственный объект золото-халцедон-кварцевой формации с параметрами, близкими к промышленным.

В геологическом отношении рудоносная площадь представляет собой южную прибортовую часть Куэгинской впадины, выполненную нижнемеловой осадочной олистостромой тургинской серии. Эпитермальное золото-сурьмяное оруденение сконцентрировано в пологопадающей ($\angle 35-40^\circ$) пластообразной минерализованной зоне аргиллизитов мощностью до 25 м, висячем боку хонолита эксплозивных брекчий риолитов, прослеженной по простиранию на 900 м и по падению до 80 м (на флангах и по падению не оконтурено). Золото в рудах тонкодисперсное ($< 0,01$ мм) и мелкое (0,01–0,05 мм) кристаллическое, пластинчатое, иногда комковидное. Пробность 923–994. Рудное тело выделяется опробованием. Средневзвешенное содержание золота в рудном теле с бортовым содержанием 1 г/т составляет 1,71 г/т (до 10–14,4 г/т в отдельных пробах). Руды содержат Ag – 0,1–5,0 г/т, а также (%) Sb – 0,027 (до 1–5), As – 0,07, W – 0,003, Pb – 0,005–0,02, Zn – 0,04–0,25, Hg – 0,0001–0,003, Cu – до 0,02.

Прогнозные ресурсы в рудном теле составляют по категории P_{1+2} Au 5 т, а дополнительно по участку до глубины 100 м – категории P_2 Au 19 т. Всего по участку Au 24 т. Прогнозные ресурсы не учитывались. Оценка проявления не завершена.

Проявление Маричинское (II-4-36) представляет интерес как объект золотосульфидно-кварцевой формации, который, в отличие от большинства других месторождений и проявлений этого формационного типа, принадлежит не к позднеюрской, а к раннемеловой эпохе рудогенеза. Проявление приурочено к юго-восточному борту Олгонда-Тундакской впадины, выполненной осадочно-вулканогенными образованиями инегирской серии нижнего мела, и контролируется разнонаправленными глубинными тектоническими зонами. В строении фундамента впадины основную роль играют амфибол-биотит-плагиоклазовые кристаллические сланцы архея, мелко-среднезернистые граниты позднестанового комплекса раннего протерозоя и средне-крупнозернистые субщелочные лейкократовые граниты амананского комплекса перми. Проявление занимает площадь $3,5 \times 0,5$ км на участке концентрации субвулканических, жерловых образований, продуктов метасоматоза, гильно-прожилково-вкрапленной минерализации, первичных, вторичных геохимических ореолов и геофизических аномалий. Оруденение локализуется как в породах фундамента, так и в осадочно-вулканогенных образованиях.

Северо-восточный фланг проявления (Кварцевая Горка) представляет собой штокверк в эксплозивной трубке ($0,75 \times 0,5$ км) вулканических брек-

чий с угловатыми, полуокатанными обломками трахибазальтов, микродиабазов, риолитов, кислых лав, туфов, гранитоидов (30–70 % объема), локализованный в кристаллических породах фундамента. В цементе брекчий присутствуют кварц трех генераций и тонкозернистый туфогенный материал с примесью серицита и пирита. В ядре трубки развиты вторичные кварциты. Штокверк состоит из серии прожилково-вкрапленных зон мощностью до нескольких десятков метров, 8–10 % объема которых сложены пиритом. Здесь же распространены флюорит, халькопирит, халькозин, сфалерит, молибденит и самородное золото.

Золото присутствует в кварцевых брекчиях (вторичных кварцитах), в среднем, в количестве 0,5 г/т (0,001–1,0 г/т). На участке диаметром около 300 м его концентрация достигает 0,02–0,7 г/т, увеличиваясь в интервалах, равных 30 м, до 0,1–0,8 г/т. Элементы-спутники (%): Мо – 0,005–0,05, Ag – до 0,0008, W – 0,0005–0,003, As и Bi – до 0,02. Характерна золотоносность пирита (0,05 г/т).

Штокверк участка Кварцевая Горка сопряжен с линейным штокверком (400 × 800 м) в радиальном разломе, осложняющем структуру жерла. Он сложен полнопроявленными вторичными кварцитами, содержащими Au – 0,01–0,1 г/т, а также (%) Мо – 0,007–0,01, Cu – 0,02, Ag – 0,001, W – 0,003, As – 0,02, Ba – 0,1–0,7. В этом участке проявления на уровень эрозийного среза выведена верхняя часть благоприятной для рудоотложения вулканической жерловой структуры [316].

В центральной (участок Перевальный) и западной (Западная Горка) частях проявления с поверхности развиты вулканогенно-осадочные образования. Здесь прогнозируется оруденение в структурах «несогласия», локализующееся преимущественно в конгломератах. Вдоль разломов породы подвержены прожилковому окварцеванию, пиритизации, флюоритизации, карбонатизации. Здесь мощность зон пиритизации в аргиллизированных (конгломераты) и участками пропицитизированных (базальты) породах достигает от 20–30 м (участок Перевальный) до 80–120 м (участок Западная Горка). В штуфных пробах установлено содержание Au – до 5 г/т, Ba – 0,2–0,5 %, Мо – до 0,2 %, Cu – до 0,5 г/т, Ag – 0,000015 %, W – до 0,003 %, Si – до 0,02 %.

На проявлении намечается вертикальная зональность: метасоматическое окварцевание и сульфидизация нижней части сменяются тонкопрожилковым окварцеванием – в средней и флюоритизацией – в верхней; Au, Mo и Ag концентрируется чаще в нижней части рудной колонны, Ba (до 0,2 %) – в верхней. Совместное развитие Au и Mo по всему разрезу объясняется эффектом «телескопирования» Mo-W «амананского» и Au-Ag – «инегирского» рудогенеза.

Проявление является аналогом эксплозивной трубки «Крессон» промышленного золоторудного месторождения Крипл-Крик (Колорадо, США) и ввиду наличия признаков площадного развития минерализации заслуживает продолжения работ для окончательной оценки [316]. Прогнозные ресурсы категории P₃ на площади с золоторудной минерализацией (1,75 км²) оценены по аналогии с трубкой «Крессон» до глубины 300 м с содержанием Мо – 0,1 %, Au – 3 г/т, в количестве 50,4 т Au и 47,3 тыс. т Мо. По состоянию на 1.01.2003 г. не учтены [312].

Кроме собственно золоторудных месторождений выделяются комплексные золотосодержащие месторождения в количествах, составляющих до половины их потенциальной стоимости: медно-порфировые Лугоканское месторождение и Култуминское проявление; золото-сурьмяное Солонеченское месторождение. Масштабы их значительны как по золоту, так и по основным компонентам. Отрицательным является сложная морфология рудных тел и неравномерное распределение золота.

Подводя итог характеристике промышленных типов золоторудных и золотосодержащих месторождений Читинской области, следует сказать, что подавляющая часть разведанных запасов золота относится к «дарасунскому» и «ключевскому» типам и они сосредоточены вблизи действующих рудников. В целом эта минерально-сырьевая база может быть использована с невысокой эффективностью в сложившихся экономических условиях. Для существенного увеличения рудной золотодобычи в перспективе нужна более качественная минерально-сырьевая база. Ее могут обеспечить новые месторождения балейского типа или месторождения новых промышленных типов, имеющих лучшие геолого-экономические показатели, чем эксплуатируемые объекты.

Золото россыпное. На территории расположено 445 россыпных месторождений (279 отработано; 54 разрабатываются), 289 проявлений, 337 шлиховых ореолов и 278 шлиховых потоков золота. Большинство известных россыпей приурочены к долинам 1–4 порядков, дренирующим золоторудные поля, узлы или участки с рассеянной золоторудной минерализацией, которые размещаются, как правило, на водораздельных пространствах. При этом имеет место тенденция повышения продуктивности россыпей и уменьшения окатанности золота по мере приближения к коренным источникам. Коренными источниками россыпей являются месторождения и проявления золото-сульфидно-кварцевой, в меньшей степени золото-сульфидной и других формаций. Часть россыпей сформировалась или подпитывалась за счет размыва и перетложения более древних промежуточных коллекторов неоген-четвертичного возраста или слабозолотоносных пород.

Интенсивность россыпной золотоносности зависит не только от россыпеобразующей способности коренных источников, но и от уровня их эрозионного среза. В большинстве золотоносных районов промышленная значимость россыпного золота намного превышает значимость рудного. Хотя в целом по региону соотношение балансовых запасов рудного и россыпного золота оценивается как 5 : 1.

Большинство россыпей приурочены к морфоструктурам, переживающим периоды умеренного воздымания, обеспечивающие постепенное вскрытие коренных источников, сменяющиеся локальными погружениями отдельных блоков, где происходит захоронение сформировавшихся россыпей.

В генетическом плане россыпи подразделяются на аллювиальные, пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, элювиально-делювиальные, техногенные и др., среди прогнозируемых объектов отмечаются россыпи флювиальных вееров (дельтовые), конусов выноса ложков, золотоносных кор выветривания и др. Наибольшее практическое значение имеют аллювиальные русловые, долинные, косовые, террасовые россыпи. Преобладают долинные россыпи. Остальные имеют резко подчиненное значение.

По возрасту россыпи относятся к современным (резко преобладают), ранне-среднечетвертичным и неоген-четвертичным. Большинство россыпей относится к мелкозалегающим (глубиной до 8 м), реже отмечаются перуглубленные (глубиной от 8 до 15–20 м) и глубокозалегающие (глубиной более 15–20 м) россыпи. Мощность торфов колеблется от 1 до 5, реже 8–12 м и более; песков – от 0,5 до 2 м, редко больше 2 м. Продуктивные пласты, как правило, приурочены к низам песчано-гравийно-галечных и верхам элювиальных отложений. В коренном плотике россыпей золото практически отсутствует, лишь в редких случаях оно по трещинам проникает на глубину до десятков сантиметров. В некоторых долинах отмечаются двухпластовые россыпи. Погребенный пласт обычно приурочен к более древним отложениям.

Продуктивность россыпей колеблется в весьма широких пределах от первых десятков до 500–1000 кг/км и более. Высокопродуктивные россыпи обычно крупные и уникальные по размерам (Давендинская, Черноурюмская, Дарасунская, Карийская и др.) отработаны или обрабатываются. Около 90 % учтенных балансом в настоящее время россыпей относятся к рангу малых объектов (запасы до 500 кг). Их преобладающие параметры: протяженность 2–6 км, ширина 30–100 м, мощности торфов 2–4 м, пласта 1–1,5 м, запасы 50–400 кг, содержание золота на пласт 0,6–1,5 г/м³. Распределение золота в россыпях весьма неравномерное, гнездовое и струйчатое, как по вертикали, так и в плане. Морфология россыпей ленточная, пластовая, линзовидная, струйчатая.

Валунистость песков обычно невысокая (5–10 %). Пески относятся к хорошо- или среднепромывистым. Большинство россыпей относится к 3, незначительная – к 2 группам сложности строения по классификации ГКЗ.

Большинство известных россыпей частично или по всей длине отработаны (техногенные) или затронуты отработкой на наиболее обогащенных участках (техногенно-целиковые). В настоящее время большинство техногенных целиковых россыпей переоценены и обрабатываются.

Золото в россыпях находится в свободных, хорошо отпрепарированных зернах, иногда отмечается в сростках с минералами (чаще кварцем). Степень окатанности различная, преобладает слабоокатанное золото. Форма золотин круглая, пластинчатая, комковидная и др. Пробность золота по большинству месторождений находится в пределах 830–862, иногда увеличивается до 900–935 или уменьшается до 750–770. В большинстве россыпей основная часть золота представлена мелкими (1–0,1) классами, хотя размеры золотин варьируют от 0,1 до 2–3 мм.

Неоген-плейстоценовые россыпи известны в бассейне р. Шилка, где «белесые» отложения, к которым они приурочены, получили широкое распространение. Эти россыпи располагаются в пределах тех же узлов, контролируются теми же структурами, что и современные. Приурочены они к отложениям высоким (110–120 м) террас либо к древним погребенным долинам, имеют одно- или двухпластовое строение. Мощность «белесых» отложений составляет от 2 до 34 м. Мощность пласта 1–2 м (максимально до 9,5 м). Золото приурочено к приплотиковой части древнего аллювия. Продуктивность этих россыпей иногда на порядок выше современных, по размерам они относятся к малым или средним, реже к крупным.

Серебро в пределах листа не образует самостоятельных промышленных объектов. Это постоянный спутник золота в золоторудных и медно-порфировых месторождениях и проявлениях, где учитывается в запасах и прогнозных ресурсах, а также обычный компонент в рудах полиметаллических месторождений и проявлений. Кроме того, на площади известно 47 пунктов минерализации, 43 вторичных геохимических ореола серебра, которые в основном являются индикаторами гидротермальных проявлений широкого спектра элементов. Содержания в пунктах минерализации серебра, которые установлены в большинстве случаев в свалах кварцевых жил и окварцованных пород, составляют, как правило, от первых г/т до первых десятков г/т.

подавляющая часть золоторудных объектов характеризуются невысокими содержаниями серебра при достаточно низком (не больше 10) отношении Ag/Au. В медно-порфировых проявлениях обнаруживается слабая тенденция увеличения отношения серебра к золоту при увеличении содержания серебра в отдельных пробах до первых сотен граммов на тонну. Наибольшие концентрации серебра (до 2000 г/т) характерны для полиметаллических проявлений и месторождений, развитых преимущественно в Балеи-Верхнеамурской и Газимурской минерагенических зонах.

Основная доля прогнозных ресурсов серебра изучаемой площади сосредоточена в медно-порфировых проявлениях. Перспективы выявления собственно серебряных промышленно значимых объектов отсутствуют.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Территория листа является частью Забайкальской урановорудной провинции. Здесь зарегистрировано более тысячи аномалий радиоактивности, в которых выявлено шесть месторождений, 80 проявлений, 202 пункта с урановорудной минерализацией. Металлогеническими исследованиями урана обоснована приуроченность подавляющего большинства месторождений и проявлений к аномальным радиогеохимическим блокам — участкам земной коры с максимальной проявленностью привноса и перераспределения радиоактивных элементов, благоприятным для развития урановых рудообразующих процессов [25]. В принятой схеме минерагенического районирования на изучаемой площади эти блоки в целом соответствуют рудным районам Пришилкинской минерагенической зоны и Баргузино-Витимской минерагенической зоне. Наибольшее развитие урановый рудогенез получил в Пришилкинской зоне в связи с позднемезозойской эпохой тектоно-магматической активизации. Промышленное значение имеют урановорудные формации в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулкано-тектонических структур (Оловский тип оруденения), а также в калиевых метасоматитах зон разломов (Королевско-Часовой тип оруденения).

В качестве попутного компонента уран присутствует в рудах комплексного редкоземельно-редкометалльного Олекминского проявления Тунги-ро-Витимской минерагенической зоны, описание которого приводится в разделе «Тантал, ниобий».

Месторождение Оловское (VI-3-36) локализовано в северной прибортовой части одноименной впадины, преимущественно в вулканогенно-оса-

дочных породах оловской и укурейской свит нерчинской серии в полосе субширотного простирания, протяженностью более 10 км и шириной 2 км. Обрамление и фундамент рудного поля сложены гранито-гнейсами с ксенолитами сланцев, известняков и гранитами. Структурный план определяется пересечением разломов глубинного заложения. Палеорельеф ложа впадины характеризуется наличием эрозионно-тектонических желобов с углами наклона склонов 25–40°. Породы, вмещающие урановое оруденение, объединяются в продуктивный комплекс мощностью 120 м. Оруденение гидротермальное, многоярусное: всего выделено 24 рудных горизонта, объединенных в четыре группы. Рудные тела имеют линзообразную, лентообразную и пластообразную форму. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Урановая минерализация монокомпонентная, силикатного типа, представлена настураном, коффинитом, урановыми чернями, ассоциирующими с метаколлоидным пиритом, самородным мышьяком, кварцем и глинистыми минералами. Кроме этого, в небольших количествах установлены пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, блеклые руды, реальгар и аурипигмент. Околорудные изменения выражены дорудной аргиллизацией, синрудными кварцево-глинистыми изменениями с гематитом и пострудными глинисто-карбонатными изменениями.

По данным изотопно-свинцового анализа возраст оруденения месторождения составляет 102–110 млн лет. Месторождение полностью разведано и законсервировано. Прогнозно-поисковые специализированные на уран работы, выполненные на протяжении 1950–1990-х годов с привлечением большого объема и видов исследований, показали, что вероятность выявления близповерхностных аналогов Оловского месторождения в регионе весьма мала. Многочисленные проявления подобного типа в Оловской, Зюльзинской, Ундургинской и других впадинах характеризуются непромышленными параметрами. При этом не отвергается необходимость окончательной оценки глубинных уровней некоторых впадин.

Урановорудная формация в калиевых метасоматитах зон разломов представлена месторождениями *Могочинского рудного района*: Маяк (IV-5-190), Часовое (IV-6-186), Королевское (IV-6-187), Кристальное (IV-6-194) и рядом проявлений. Месторождения Часовое, Королевское, Кристальное образуют Королевско-Часовую (Могочинскую) группу в составе единого рудного поля в районе р. Нижняя Олонгро. Участок с урановорудной минерализацией сложен мигматизированными кристаллическими сланцами, амфиболитами, гнейсами раннего протерозоя, прорванными гранитами амананского комплекса поздней перми, лампрофирами, диоритовыми порфиритами амуджиканского комплекса поздней юры, дайками эссексит-диабазов, диабазовых порфиритов инегирского комплекса раннего мела.

Месторождения контролируются крутопадающими северо-западными разрывными нарушениями, опережающими северо-восточные разломы глубинного заложения, тяготея к участкам максимального насыщения ксенолитами раннепротерозойских образований. Основной морфологический тип рудных тел – трещинно-жильный отчетливо выраженный столбообразный. Выделяются преимущественно кремнистые и гидрослюдисто-карбонатные урановые руды. Первые являются относительно ранними, контролируются притертыми северо-западными зо-

нами и характеризуются равномерной тонковкрапленной урановой минерализацией с низкими содержаниями при большой протяженности рудных тел. Богатое контрастное гидрослюдисто-карбонатное смолковое оруденение накладывается на кремнистое, отлагаясь преимущественно в брекчиях и прожилках субмеридиональной ориентировки в малых по размеру рудных телах неправильной формы. Элементы-спутники урана — As, Mo, Pb, Zn, Tl, Sb, Hg. Главным минералом руд является урановая смолка, коффинит встречается редко. Гипергенная минерализация представлена гидронастураном, урановой чернью, реальгаром, аурипигментом, борнитом, халькозином, ковеллином, ураноспinitом, новачекитом, трегеритом, уранофаном, отенитом, торбернитом, цейнеритом, метацейнеритом, молибдатом урана, мышьяково-бариевой слюдкой, галитом, ферримолибдитом, псиломеланвадом, ярозитом, скородитом и лимонитом. Околорудные изменения выражены ореолами аргиллизации мощностью до 100–120 м, развитыми вдоль систем рудоконтролирующих разрывов. Оруденелые граниты и их брекчии в зоне окисления превращены в рыхлые желтые и желто-бурые скопления монтмориллонита и нонтронита с баритом, кальцитом, пропитанные гидроокислами железа и насыщенные вторичными минералами урана.

Урановорудной минерализации предшествовало формирование кварц-молибденитовых жил иokraпленной молибденитовой минерализации, расположенных в ореоле микроклинизированных и грейзенизированных гранитов. В ассоциации с молибденитом развиты пирит, пирротин и, реже, халькопирит.

Месторождения Могочинского рудного района являются гидротермальными с температурой формирования 350–170 °С. Широкое развитие брекчиевых, коллоидных и крустификационных текстур свидетельствует, по мнению исследователей, о близповерхностных условиях формирования. В то же время, если И. В. Дуброва и И. В. Мельников (ИГЭМ) доказывают одновременность и непрерывность формирования молибденового, золотого и уранового оруденения района на основании сходства гидротермальных образований в месторождениях этих компонентов, то Г. В. Александров и М. Д. Пельменев считают, что гидротермальное урановое оруденение отделено от молибденового и золотого оруденения этапом заложения раннемеловых впадин вплоть до формирования субвулканических образований, участвующих в строении рудных тел [25].

Среди урановорудных образований Баргузино-Витимской минерогенической зоны представляет интерес пункт минерализации Кавоктинский (П-1-10), для которого предполагается принадлежность формации ураноносных известняков. Здесь выявлены мелкие линзы, гнезда, прослой (0,15–3,0 × 15–25 м) кальцит-альбитового состава с урановой чернью и уранофаном (U 0,003–0,06 %) в трех горизонтах (5–150 × 3,5 км) карбонатных пород якшинской свиты верхнего протерозоя. Оценка участка не завершена.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пьезоэлектрический (в том числе пригодный для плавки). В этом виде сырья известны три проявления и 12 пунктов минерализации. На основании отдельных проб химического состава оценены пегматитовые жилы (I-1-229, 230) в районе рек Буром и Амнунна-Ципинская в Баргузино-Витимской минерагенической зоне. Кварцевые ядра жил характеризуются параметрами 42×68 м и 250×85 м. Содержание SiO_2 составляет 99,98 %. Кварц проявлений удовлетворяет требованиям к химически чистому сырью и пригоден для плавки прозрачного стекла и оптического стекловарения [73]. Прогнозные ресурсы проявлений составляют 100 тыс. т и 4000 тыс. т соответственно.

Проявление в правом борту долины р. Лугокан (V-6-83) представлено жилой белого гранулированного кварца мощностью 2 м. Не опробовалось. В качестве пунктов минерализации упоминаются свалы кварцевых жил и кварцевых ядер пегматитов с друзами горного хрусталя, неравномерно распределенные в пределах всего рассматриваемого листа. В большинстве случаев их параметры незначительные, а генетический тип не является перспективным для этого вида сырья.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Флюорит. Территория листа охватывает Ульдурга-Урюмскую флюоритоносную зону (в составе Пришилкинской минерагенической зоны) и северную часть Центрально-Забайкальской флюоритоносной зоны (в составе Балей-Верхнеамурской и Газимурской минерагенических зон) Забайкальской флюоритоносной провинции. Здесь расположены Усуглинское и Улунтуйское месторождения, восемь проявлений, 235 пунктов минерализации, четыре шлиховых ореола флюорита. Несмотря на то, что ресурсный потенциал Усуглинского и Улунтуйского месторождений составляет лишь 4,2 % от количества плавишкошпатового сырья Читинской области, или около 1 % общероссийского, эти месторождения обладают богатыми легкообогатимыми рудами, позволяющими получать высокосортные концентраты [331].

Месторождения и перспективные проявления площади относятся к гидротермальным средне-низкотемпературным жильного кварц (кальцит)-флюоритового геолого-промышленного типа. Особенности их размещения обусловлены сочетанием геохимического, тектоно-магматического и структурного факторов контроля оруденения. Наиболее важен, в этом плане, геохимический фактор, выраженный приуроченностью флюоритоворудных объектов к ареалам развития пород, обогащенных главными компонентами плавишкошпата — кальцием (кальцифиры, известняки и др.) и фтором (преимущественно гранитоиды с акцессорным плавишкошпатовым шпатовом).

Месторождение Усуглинское (V-2-66) расположено в среднем течении р. Ульдурга на территории Тунгокоченского района Читинской области. Открыто в 1936 г. геологом Д. А. Зенковым по заявке местного жителя. Раз-

ведывалось в 1954–1958 гг., доразведывалось в 1965–1974 гг., разрабатывается с 1959 г. подземным способом.

Месторождение локализовано в порфиридных амфибол-биотитовых гранитоидах бухточинского комплекса позднего рифея, прорывающих кристаллические сланцы верхнеолекминского метаморфического комплекса в юго-восточном крыле гранито-гнейсового вала, осложненном глубинным разломом Нерча-Ульдургинской системы разрывных нарушений. Месторождение представлено семью кварц-флюоритовыми жилами на пяти участках, удаленных друг от друга на расстояние 1–3 км на площади 30 км². Жилы крутопадающие, северо-западной ориентировки мощностью 0,3–1,8 м и длиной 520–3000 м с апофизами, раздувами и пережимами. Промышленное оруденение сконцентрировано в рудных столбах (от одного до пяти столбов в каждой жиле), которые выклиниваются на глубине от 30 до 400 м. Не менее 90 % объема руд сложено флюоритом и кварцем. Каолинит, диккит, накрит и гидроокислы железа в сумме составляют 1–10 %. В качестве незначительной примеси присутствуют барит, кальцит, пирит, апатит. Расположение флюоритоносных жил месторождения контролируется северо-западными сколовыми зонами брекчирования и гидротермально-метасоматических изменений (серицитизация, аргиллизация, оплавление, окварцевание). Формированию оруденения предшествовала сульфидно-кварцевая стадия минералообразования (300–220 °С). К продуктивным относятся кварц-флюоритовая, флюоритовая, флюорит-кварцевая, каолинит-кварц-флюоритовая и лимонит-кварц-флюоритовая последовательно проявленные стадии, которые характеризуются снижением температуры минералообразования от 270 до 80 °С.

Запасы месторождения на 1.01.2002 г. составили CaF₂ категории A + B + C₁ – 586 тыс. т и категории C₂ – 98 тыс. т со средним содержанием 56,4 %. С начала эксплуатации здесь добыто 788 тыс. т CaF₂. Месторождение выработано более чем наполовину.

Месторождение Улунтуйское (VI-2-14) расположено в 45 км к юго-востоку от рудника Усугли. Открыто в 1957 г., разведывалось в 1957–1982 гг. Изучено на глубину 100–400 м. Разрабатывается с 1990 г. подземным способом.

Месторождение находится в юго-восточном борту Кучегер-Усуглинской депрессии. В его геологическом строении принимают участие интрузивные породы амананского комплекса поздней перми (граниты, гранодиориты) и дотулурского комплекса поздней юры (граниты, граносиенит-порфиры).

Рудные тела представлены девятью кварц-флюоритовыми жилами, сгруппированными на трех участках в разрывных структурах субширотного и северо-восточного направлений. Практическое значение имеют жилы Главная, Северная и апофиза Южная на участке Восточный. Разрабатывается только жила Главная. Жилы, как правило, имеют четкие контакты с вмещающими интрузивными породами. На флангах и на глубину они разветвляются и переходят в прожилковые зоны. В зальбандах породы оплавлены на мощность 0,84–4,61 м и содержат CaF₂ – 1,18–8,59 %.

Более 90 % промышленных запасов сосредоточены в жиле Главная, которая отработана до глубины 80 м. Протяженность промышленного оруденения на глубину по вертикали составляет 400 м.

Содержание фтористого кальция в рудных телах неравномерное — от первых процентов до 98 %, в подсчетных блоках — 45,36–65,38 %. Содержание других компонентов (%): SiO_2 — 0,47–68,82, среднее 33,89; CaO — 0,5–1,89, среднее 0,76; сера — 0,043; P_2O_5 — 0,008–0,12, среднее 0,032.

Состав руд кварц-флюоритовый мономинеральный. Главные минералы — флюорит и кварц, второстепенные — серицит, каолинит, хлорит, полевые шпаты. Руды массивные, полосчатые, брекчиевые и прожилково-вкрапленные. Массивные сложены кристаллическим флюоритом фиолетового и зеленого цвета. Полосчатые руды представлены двумя видами — с чередованием полос разноокрашенного кристаллического флюорита мощностью от первых миллиметров до 0,1–0,3 м и перемежающимися полосами той же мощности разноокрашенных флюорита и кварца. Брекчиевые руды представлены тремя видами: обломки флюорита, сцементированные халцедоновидным кварцем; обломки кварца и вмещающих пород, сцементированные флюоритом, и обломки флюорита темных тонов, сцементированные флюоритом светлых тонов окраски. Размер обломков флюорита от первых миллиметров до 5 см, кварца и вмещающих пород от 1 мм до 20 см. Прожилково-вкрапленные руды представлены двумя разновидностями: кварц с флюоритом в виде кристаллической вкрапленности, тонкорассеянной примеси и прожилков и оплавленных вмещающие породы с флюоритом в виде кристаллической вкрапленности и маломощных прожилков.

По состоянию на 1.01.2002 г. запасы месторождения составили CaF_2 категории $A + B + C_1$ — 407 тыс. т и категории C_2 — 68 тыс. т со средним содержанием 64,89 %. Имеются перспективы увеличения запасов за счет прогнозных ресурсов руды категории P_1 — 50 тыс. т и P_3 — 500 тыс. т, учтенных для рудного поля в перспективных геофизических аномалиях. С начала разработки на месторождении добыто CaF_2 9,3 тыс. т.

Барит самостоятельного поискового интереса на изучаемой территории не представляет. В качестве незначительной примеси присутствует в рудах флюоритовых золоторудных молибденовых и полиметаллических месторождений и проявлений, где, как правило, является индикатором заключительных этапов минералообразования. Установлены один пункт минерализации, шесть шлиховых ореолов, один шлиховой поток. С наличием барита в делювии также, вероятно, связаны четыре вторичных геохимических ореола бария. В шлиховых ореолах и потоке концентрации барита составляют от знаков до 6 г/м^3 , в геохимических ореолах концентрации Ba — 0,3–3 %.

Бор является нехарактерным видом сырья для данной территории. Запасами и учтенными прогнозными ресурсами бора она не обеспечена. Разведывавшееся в конце 1950-х годов Ново-Култуминское бор-железородное скарновое проявление (VI-6-170) не имеет промышленной значимости из-за малых размеров. Работами последних лет установлено [393], что оно является частью Култуминского медно-порфирикового проявления (VI-6-171), характеристика которого приведена в разделе «Медь». Известно два пункта минерализации, один вторичный геохимический ореол, которые так же, как и бор-железородная минерализация Култуминского проявления, связаны со скарнами и не имеют промышленной значимости.

Известняк и доломит для химической и металлургической промышленности известны в одном месторождении, 18 проявлениях, связанных с терригенно-карбонатными формациями верхнего протерозоя в Баргузино-Витимской минерагенической зоне и нижнего кембрия в Ундино-Газимурской минерагенической зоне.

Месторождение Верхнеолинское (VI-2-97) отнесено к рассматриваемой группе условно, так как, в отличие от всех остальных проявлений, является гидротермальным низкотемпературным. Оно представляло собой 45 гидротермальных кальцитовых жил мощностью от нескольких сантиметров до 5–6 м, залегающих в гранитах и конгломератах западного борта Зюльзинской впадины. Кальцит белый крупнокристаллический; второстепенные минералы – белый низкотемпературный кварц и флюорит. Месторождение отрабатывалось карьерами, штольнями и неглубокими шахтами для использования при переделе золотосодержащих руд Дарасунского месторождения. Оработано к настоящему времени.

Проявления Баргузино-Витимской зоны представлены Кавоктинским (II-1-15) и Воймаканским (II-1-31) проявлениями. Первое образуют доломиты в разрезе золотовской свиты венд-кембрийских образований на площади 8 км². По составу (CaO – 30,83–31,24 %; MgO – 20,23–20,53 %) они пригодны для производства огнеупоров, металлического магния, использования в стекольной, химической, фармацевтической промышленности. Изучено по отдельным пробам. Прогнозные ресурсы без разделения на категории составляют более 3 млрд т, не учтены. Проявление Воймаканское образовано доломитами иргаинской свиты позднего рифея. Мощность подсвиты 0,4–0,8 км, протяженность 14 км. Состав пород изучен по единичным пробам (%): SiO₂ – 2,92; Al₂O₃ – 0,20; F₂O₃ – 0,12; CaO – 33,60; MgO – 20,07. Проявление не оценивалось.

В Шилка-Газимурском рудном районе Ундино-Газимурской минерагенической зоны суммарная площадь выходов карбонатных пород составляет около 670 км². Из них около 73 % приходится на доломиты, а остальное на известняки. Работы по оценке карбонатного сырья проводились в 1950–1970 гг. и ориентировались на перспективу создания сырьевой базы для металлургического комбината в Восточном Забайкалье. Изучено четыре проявления известняков и 12 – доломитов. Одно проявление известняков приурочено к ерниченской толще нижнего–среднего кембрия, все другие – к быстринской свите нижнего кембрия.

Известняки могут использоваться в качестве флюса, сырья для производства цемента, извести, удобрения для известкования почв и других нужд, а доломиты как сырье для черной металлургии (флюс, руда для производства магнезиальных агломератов), огнеупорной промышленности, производства металлического магния и т. д. Географо-экономическое положение рассматриваемых проявлений неблагоприятное из-за неосвоенности и удаленности от транспортных коммуникаций. Местное население с прошлого века использует известняки для обжига на известь, разрабатывая выходы, близкие к населенным пунктам.

Прогнозные ресурсы, исходя из предположения, что кондиционное сырье составляет 25 % всего объема карбонатных пород до глубины 50 м, – 6 млрд т известняков и 14 млрд т доломитов. Из них около 50 млн т извест-

няков и 3300 млн т доломитов привязаны к известным проявлениям и в какой-то степени получили оценку. Их можно рассматривать как ресурсы категории P_2 . Остальные же ресурсы соответствуют категории P_3 . Ресурсы не учитывались.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Апатит входит в состав апатит-титаномагнетитовых руд Кручининского месторождения, описание которого приведено в разделе «Черные металлы». Кроме того, известны два пункта минерализации. Один из них (I-2-161) связан с диоритами бирамьинского комплекса раннего палеозоя, в которых на контакте с карбонатными породами кембрия на площади 700×800 м в отдельных пробах установлены содержания апатита 1,5–7 % [72].

Пункт минерализации Аначарский (II-5-146) расположен в минерализованных габбро раннего протерозоя на участках мощностью до 100 м. P_2O_5 – 2,83 %. Прогнозные ресурсы перспективной площади 8 км² оценены по категории P_3 : P_2O_5 – 25 млн т. По состоянию на 1.01.2003 г. не учтены.

Фосфориты на рассматриваемой площади выявлены всего в двух пунктах минерализации, связанных с нижнемеловыми образованиями доронинской (V-4-136) и зазинской (III-1-24) свит. Исходя из установленного непродуктивного типа фосфоритоносных образований и общей геологической обстановки, перспективы выявления этого вида сырья отсутствуют.

Агрокарбонатные руды представлены рядом проявлений доломитов (V-5-266, 271, 272) и известняков (V-5-23, 225) в отложениях быстринской свиты нижнего кембрия. Доломиты, пригодные для известкования кислых почв, содержат CaO – 28,3–30,2 %, MgO – 17,4–20,5 %; P_2O_5 и S не обнаружены. Потенциальная возможность использования этих пород в качестве агрокарбонатного сырья определена на основании химического анализа единичных проб. Специализированная оценка проявлений может производиться по мере необходимости.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Каолин, глины огнеупорные и керамические. Известно пять месторождений (VI-3-72, 80, 87, 88, 97) и семь проявлений тугоплавких глин, расположенных в основном на площади Оловского рудного района Пришилкинской минерагенической зоны в верхнемеловых образованиях байгульской свиты. Они выявлены и разведаны в 1950–1980-х годах. Месторождение Прямое (VI-3-87), известное с 1907 г., в небольших объемах обрабатывалось на протяжении отдельных периодов с 1912 по 1959 г.

Месторождения и проявления представлены элювиальными залежами, коры выветривания туфогенных пород укурейской свиты верхней юры на участках с небольшой мощностью перекрывающих отложений. Площади месторождений составляют первые км², средние мощности залежей – первые десятки метров. Как правило, в составе залежей выделяются тугоплав-

кие и огнеупорные технологические типы глин, имеющие четкие литологические отличия. По размерам месторождения малые и средние. Суммарные запасы разведанные по категории C_1 : тугоплавких глин – более 110 млн т, огнеупорных глин – 8,8 млн т. Предварительно оцененные запасы проявлений тугоплавких глин по категории C_2 составляют 74,3 млн т. По состоянию на 1.01.2003 г. разработка рассмотренных месторождений и проявлений является нерентабельной.

Высокоглиноземистые материалы (андалузит, кианит). Известно 15 пунктов минерализации андалузит-, кордиерит- и силлиманитсодержащих кристаллических сланцев. Большинство из них сконцентрированы в позднепротерозойских метаморфических породах на площади Бамбукойского рудного узла Баргузино-Витимской минерагенической зоны (I-1-212, 233; I-2-178, 181; II-1-13, 29, 30, 34, 37, 38, 124, 132). Как правило, это горизонты мощностью от первых метров до первых десятков и сотен метров, прослеженные с поверхности на расстояние до первых километров. Высокоглиноземистые минералы – силлиманит, андалузит, кордиерит присутствуют в переменных количествах, составляя от 5 до 50 % объема. Содержание (%): Al_2O_3 – 21–23; SiO_2 – 47,24; TiO_2 – 1,6; Fe_2O_3 – 1,2. Петрографический и минералогический состав высокоглиноземистых пород изучен по отдельным пробам. Сопоставление с известными технологическими типами руд не проводилось.

Остальные пункты минерализации сходны с охарактеризованными и изучены гораздо слабее.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Камни точильные и полировочные. Известно единственное месторождение точильных камней – Старооловское (VI-3-40), связанное с полимиктовыми песчаниками и алевролитами укурейской свиты на площади Оловского рудного района в районе р. Олов. Разведывалось в 1958–1959 гг. По трем пластам песчаников и четырем пластам алевролитов подсчитаны запасы категории $A + B + C_1 = 2381,7$ тыс. м³. Песчаники использовались для изготовления точильных кругов. С 1961 г. месторождение законсервировано.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест установлен в одном проявлении, 12 пунктах минерализации. Основная часть пунктов минерализации сосредоточена по р. Бамбуйка вдоль юго-западной границы Кедровско-Ирокиндинского рудного узла. Здесь в некоторых дайках диабазовых порфиритов отмечаются редкие параллельные прожилки поперечно-волокнистого асбеста мощностью до 10 см. Из-за слабой интенсивности проявления минерализации все пункты оцениваются как бесперспективные [73].

В Юмурченском рудном узле Тунгокоченской минерагенической зоны по р. Нилхися (IV-1-7) в метаморфических породах иргаинской свиты позд-

него рифея установлены два силла серпентинитов мощностью 80–250 м с прожилками асбеста (длина волокон 0,2–12 см). Коротковолокнистый асбест эластичный, длиноволокнистый – хрупкий.

Проявление Аркиминское (V-6-135) представлено зоной апокарбонатного тремолит-асбеста мощностью 10 м, протяженностью около 200 м. Содержание асбеста на массу породы – доли процента. Оценено как неперспективное [291].

Мусковит является нехарактерным для территории полезным ископаемым. Всего известно девять пунктов минерализации в пегматитовых жилах, связанных, как правило, с раннепротерозойскими гранитоидами. Мощность жил чаще всего составляет 0,5–2 м. Поля их развития не превышают по площади первых км². Содержания мусковита составляют от первых процентов до 15–20 %, а размер кристаллов не выше 2–6 см². Перспективы выявления промышленно важных объектов мусковитового сырья отсутствуют.

Флогопит. Нехарактерный для данной площади вид минерального сырья. Известно два проявления. Проявление Юмурченское (I-4-48) представлено линзовидными телами диопсид-флогопитовых пород мощностью до 1 м, длиной 30–40 м в горизонтах мраморов и кальцифиров в разрезе архейских образований. Флогопит зеленый и коричневый образует неправильные гнезда и линзы. Размеры рядовых кристаллов отвечают требованиям 1–5 стандартных номеров товарной слюды. В отдельных случаях размер кристаллов до 30–40 см. Оценивалось в 1945 г. Практического значения не имеет.

Проявление Альдунское (II-2-26) представлено пятнами, жилами, прожилками и гнездами флогопита в линзах (10–15 × 120–130 м) диопсидовых пород среди мраморов и кальцифиров нижнего протерозоя. По качеству и содержанию слюды отвечает требованиям промышленности, но из-за малых размеров рудных тел промышленной значимости не имеет.

Тальк. На площади известно одно месторождение, три проявления талька и 20 пунктов с тальковой минерализацией. Все они апокарбонатные и вмещаются доломитами быстринской и белетуйской (четыре пункта) свит. Месторождения и проявления талька пространственно приурочены к магнетитовым объектам.

Месторождение талька Тимохинское (V-6-175) расположено в среднем течении пади Дыренская Кактолга. Промышленное значение имеют две залежи, связанные с плиоценовыми корами выветривания линейного типа, развитыми над зонами оталькования доломитов быстринской свиты. Основное тело тальковых руд протяженностью около 400 м, шириной 150 м и мощностью 4,6 м (2–21,5 м) залегает субгоризонтально, копируя поверхность педимента. Руды представлены талькитами (80–90 % талька) и доломит-тальковыми породами (талька около 46 %). Талькиты слагают верхнюю часть залежи средней мощностью 2,9 м. Вниз по разрезу они переходят в доломит-тальковые породы средней мощностью 3,8 м, а затем в оталькованные доломиты. Запасы (С₂) талька составляют 516 тыс. т. Вторая залежь тальковых руд приурочена к нагорной террасе. Ее протяженность 550 м, ширина 100–150 м, мощность 3,7 м. Руды представлены лишь доломит-

тальковыми породами с содержанием талька 48 %. Прогнозные ресурсы (P_1) – 182 тыс. т талька. Качество руд в целом невысокое, но после обогащения ожидается выход высококачественного сырья.

Проявления талька Береинское (V-6-61), Ларгинское (V-6-71) и Шальдемарское (V-6-95) представлены зонами оталькования доломитов. Параметры зон соответственно: 400×120 м, 400×10 м, $1000 \times (50-200)$ м. Тальк хорошего качества (F_2O_3 не более 1,2 %), но содержание его в доломит-тальковых рудах невысокое (до 68 %). Пункты минерализации талька отличаются от проявлений слабой изученностью и невысоким (менее 35 %) содержанием полезного компонента. Они могут представлять интерес лишь для поисков остаточных залежей тальковых руд. Прогнозные ресурсы P_3 по Шилка-Газимурскому (Ларгинско-Кактолгинскому) району составляют не менее 2500 тыс. т талька.

Графит. Известно 20 проявлений и 24 пункта минерализации, парагенетически связанных с карбонатсодержащими осадочными и метаморфическими комплексами пород. Подавляющее большинство объектов сконцентрировано в Шилка-Газимурском рудном районе Аргунской субпровинции.

Графитовое оруденение Шилка-Газимурского района относится к формации вкрапленных руд в метаморфических породах, а руды явно кристаллические чешуйчатые. Продуктивная на графит пачка приурочена к низам разреза ерниченской толщи. Проявления и пункты минерализации группируются в Сивачуканской и Аркиинской графитоносных площадях, охватывающих выходы ерниченской толщи в ядрах, соответственно, Пришилкинское и Пригазимурского синклинориев.

Сивачуканская графитоносная площадь (13×20 км), охватывает оба борта долины р. Шилка между устьями ее притоков Ларги и Берея. В ее контурах известно семь проявлений и один пункт минерализации графита. Мощность горизонта 85 м (первые метры – более 150 м). Сложен он графитсодержащими сланцами и кварцитами. Этот горизонт прослеживается вдоль юго-западной границы участка на расстояние более 12 км, обнажается на левобережье р. Берея (V-6-41), в низовьях рек Кудикан, Мал. Кудикан (V-6-34) и Горбичанка (V-6-44). Два проявления (V-6-59) в верховьях р. Джарол связаны с выходами графитоносного горизонта в ядрах брахиантиклинальных складок высокого порядка, осложняющих Пришилкинский синклинорий. Прогнозные ресурсы графита по узлу в целом составляют 64 652 тыс. т (P_1 – 40 446 тыс. т, P_2 – 20 508 тыс. т, P_3 – 3698 тыс. т) при среднем содержании углерода 6,64 % и в современных условиях некондиционны [312].

Самым значительным и изученным объектом Сивачуканской площади является одноименное проявление (V-6-41) на водоразделе рек Берея и Джарол. Горизонт графитовых сланцев обнажается в ядре брахиантиклинальной складки с пологими ($10-25^\circ$) углами падения крыльев на площади около $4,4$ км². Мощность горизонта более 150 м. Содержание графита в сланцах 5–30 %, углерода – 6,64 % (2,49–13,7 %). Руды легко обогащаются с получением концентрата высокого качества. Прогнозные ресурсы (P_1) проявления составляют 40 446 тыс. т графита.

Аркиинская графитоносная площадь (30×14 км) охватывает бассейны притоков р. Газимур от р. Аркия до р. Лугокан Заречный. В ее контурах ус-

тановлено 12 проявлений и три пункта минерализации графита. В составе продуктивной пачки (мощность около 600 м) выделяется до пяти горизонтов (мощность 20–500 м) графитовых сланцев, составляющих около 70 % ее объема. Прогнозные ресурсы P_2 графита Аркиинской площади – 370 000 тыс. т, при среднем содержании углерода 8 % (3,9–15,8 %).

Наиболее крупным объектом площади является проявление Аркиинское (V-6-110), расположенное в междуречье Лугокан–Аркия. Представляет собой фрагмент графитоносной пачки протяженностью 10 км, мощностью 500–600 м. Содержание графита в сланцах 5–30 %, углерода – 3,89–11,46 %. Прогнозные ресурсы (P_2) графита составляют 186 млн т.

Магnezит. Является одним из важных полезных ископаемых юго-востока территории листа. Здесь известно четыре месторождения, 33 проявления, пять пунктов минерализации, сконцентрированных в Шилка-Газимурском (Ларгинско-Кактолгинском) рудном районе. Они относятся к типу кристаллических магнезитов древних осадочных толщ (терригенно-карбонатная формация). Все объекты вмещаются доломитами быстринской свиты и в основном тяготеют к ее средней–верхней части. В пределах района выделяется Шилкинский (Шальдемарский) и Кактолгинский магнезитоносные узлы. Первый объединяет Лучуйское, Ларгинское и Воскресенское, а второй – Горевинское, Тимчекское, Шальдемарское, Аркиинское, Маунинское, Давакшанское, Кактолгинское, Дыренское и Газимурское магнезитоносные поля. В контурах полей обычно известно от 2 до 18 магнезитовых объектов. В пределах Воскресенского и Газимурского полей залежей магнезита пока не установлено, и они выделены условно как потенциально магнезитоносные структуры.

Наиболее изученным является месторождение Ларгинское (V-6-70), расположенное в среднем течении р. Ларги, состоящее из участков № 1 и № 2. Магнезитовые залежи линзо- и пластообразной формы залегают согласно с вмещающими доломитами (падение под углами 5–30° на север), концентрируясь субширотной полосой шириной 0,3 км, протяженностью более 2,5 км. В разрезе магнезиты, доломиты и их промежуточные разновидности часто наблюдаются в многократном чередовании, формируя пачки закономерной перемежаемости [312]. Магнезиты белые, массивные, мелко- и крупнозернистые. Участок № 1 охватывает западный фланг месторождения – две наиболее крупные залежи протяженностью более 300 м и мощностью 16 м (3–40 м) и 80 м (30–215 м). Средний состав магнезитов (%): MgO – 43,1, CaO – 4,8, SiO₂ – 3,9, Fe₂O₃ – 0,07. Запасы ($C_1 + C_2$) составляют 5,46 млн т, прогнозные ресурсы (P_1) – 7,58 млн т магнезита.

Участок № 2 охватывает девять промышленных тел восточной части магнезитоносной структуры. Протяженность восьми тел на правобережье р. Ларги 38–170 м, мощность 3–45 м. Средний состав магнезитов (%): MgO – 43,3, CaO – 4,6, SiO₂ – 3,7, F₂O₃ – 0,1. Запасы ($C_1 + C_2$) магнезита 5,07 млн т, прогнозные ресурсы (P_1) 1,35 млн т. Девятое тело на левобережье р. Ларги изучено слабо. Его протяженность 350 м, мощность 20 м, прогнозные ресурсы (P_2) до глубины 100 м – около 2 млн т магнезита. Запасы и прогнозные ресурсы магнезита обоих участков в целом составляют 20,46 млн т. Магнезиты месторождения могут использоваться для произ-

водства огнеупорного кирпича, электротехнического периклаза, магнезического цемента и других целей.

Месторождение Береинское (V-6-60) на правом борту пади Беря представлено одной пластообразной залежью магнезита протяженностью более 1 км, мощностью 30–40 м (с северного и западного флангов залежь не оконтурена). Запасы магнезита ($B + C_1 + C_2$) равны 19,62 млн т, прогнозные ресурсы (P_2) – 10 млн т. Средний состав магнезитов (%): MgO – 44,5, CaO – 3,47, SiO₂ – 3,82, Fe₂O₃ и Al₂O₃ – 0,14. Технологические свойства аналогичны магнезитам Ларгинского месторождения.

Месторождение Лучуйское (V-6-99) расположено на правом борту долины р. Шилка. Представлено тремя пластообразными залежами магнезитов северо-восточного простирания, падающими под углами 20–50° на юго-восток. Протяженность залежей 400 м, более 1200 м и более 550 м, а мощности соответственно 18–64 м, 4–60 м и 8–20 м. Основная (вторая) залежь магнезитов в плане не оконтурена на юго-западном фланге, а все три залежи не полностью прослежены по падению. Запасы (C_2) магнезита в сумме составляют 18,32 млн т, прогнозные ресурсы (P_2) – 10 млн т. Состав магнезитов (%): MgO – 44,78, CaO – 2,55, SiO₂ – 5,37, Fe₂O₃ – 0,06, Al₂O₃ – 0,03. Магнезиты в целом более высокого качества, чем на Ларгинском месторождении.

Месторождение Тимохинское (V-6-165) на склонах пади Дыренская Кактолга представлено 13 промышленно значимыми залежами магнезита. Параметры наиболее крупной залежи: протяженность в плане 850 м, по падению более 300 м, мощность 58 м. По трем основным залежам подсчитаны запасы (C_2) 10,7 млн т (с разделением на огнеупорное 4,7 млн т и каустическое сырье 6 млн т) и прогнозные ресурсы (P_1) 16 млн т магнезита, а по остальным 10 залежам прогнозные ресурсы (P_1) в сумме 2,3 млн т. Запасы и ресурсы объекта в целом составляют 29 млн т магнезита. Средний состав магнезитов трех основных залежей (%): MgO – 43,91, CaO – 2,46, SiO₂ – 2,94, Fe₂O₃ – 0,07, п.п.п. – 48,2. Сравнительно с другими месторождениями Ларгинско-Кактолгинского района, Тимохинское находится в менее выгодном географо-экономическом положении, но магнезиты здесь более высокого качества.

Из проявлений магнезита наиболее значимым является Горевинское (V-6-72), расположенное в верховье пади Горевая. Представлено семью линзо- и пластообразными телами. Наиболее крупное из них протяженностью в плане 400 м, по падению более 360 м, мощностью 20–60 м. Запасы (C_2) объекта 13,1 млн т, прогнозные ресурсы (P_1) 1,5 млн т. Состав магнезитов (%): MgO – 42,7, CaO – 1,2–4,06, SiO₂ – 0,7–3,5, Fe₂O₃ – 0,07–0,13.

Остальные магнезитовые объекты района изучены гораздо слабее. Кроме магнезита, определенные перспективы площади в отношении высокомагнезического сырья связываются и с бруситом. В районе пади Догия установлены находки этого минерала в ассоциации с серпентином и кальцитом, что предполагает возможность на отдельных участках сплошной апомагнезитовой или аподоломитовой бруситовой минерализации под воздействием гранитоидных интрузий в этом районе.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Известно два месторождения, шесть проявлений, семь пунктов минерализации, а также многочисленные участки с признаками этого вида полезных ископаемых.

Топаз, полихромные турмалины, берилл, горный хрусталь сконцентрированы в группе пегматитовых проявлений и пунктов минерализации Борщовочного рудного узла Аргунской субпровинции, где они генетически связаны с гранитами борщовочного комплекса.

Проявление Смородинное (VI-4-171) представляет собой жилу гранитных пегматитов борщовочного комплекса микроклин-альбитового типа с ювелирным топазом, бериллом, полихромным турмалином, лепидолитом, морионом и горным хрусталем. Мощность жилы 1–1,5 м. Прослежена по простиранию на 80 м, по падению на 5–6 м. Добывался ювелирный топаз. Содержание топаза 100 г/м³, горного хрусталя 700 г/м³. Ресурсы топаза 120 кг, горного хрусталя 840 кг по категории P₂.

Проявление Россыпистое (VI-4-174) – жила гранитных пегматитов лепидолит-рубеллитового типа на контакте гранитов борщовочного комплекса с мраморами урульгинского комплекса. Прослежена на 30 м, мощность до 7 м. Лепидолит, рубеллит, микроклин, дымчатый кварц, колумбит, берилл, кlevelandит, апатит, флюорит. Содержание рубеллита до 4 %. Ресурсы 84 кг по категории P₂.

Пункты минерализации Кур-Куринский Утес (VI-4-156) и Налгатинский (VI-4-158) подобны охарактеризованным проявлениям жилы гранитных пегматитов с бериллом, шерлом, гранатом, черным и полихромным турмалином.

Благородная шпинель. Установлена по р. Талакит (I-4-55) в виде вкрапленности до 1 % в горизонте кальцифиров верхнеоктокитской подсвиты архея. Кристаллы полупрозрачные темно-голубого и синего цвета, очень редко встречаются прозрачные разности. Размер зерен 0,3–0,4 см (редко 1,5 см). Прогнозные ресурсы участка оценены по категории P₃ – 500 кг сырья и 150 кг сортового камня [312].

Нефрит преимущественно распространен на севере территории листа в районе рек Бамбуйка с притоками Буром, Голубе и Витима (до устья р. Таксима).

Месторождение светлоокрашенного нефрита Голубекское (I-2-182) расположено на левобережье одноименной реки, изучено на стадии предварительной разведки [72]. Оно представляет собой жилы- и линзообразные залежи нефритсодержащих кальцит-тремолитовых скарнов в доломитовых мраморах восточногогорбылокской толщи раннего протерозоя на контакте с гранитами витимканского комплекса среднего–позднего карбона. Мощность скарновых залежей 0,3–2 м, длина до 100 м. Нефрит образует гнезда различных размеров. В зависимости от концентрации Fe, Ti, Mn, Cr выделяются белый, зеленовато-белый, салатно-зеленый, зеленый, зеленовато-синий цветовые типы. Нефрит просвечивает на глубину 2–3 см, об-

ладает высокой механической прочностью и совершенной полировкой с зеркальным блеском. Балансовые запасы сортового нефрита в разведанных залежах составляют 344,8 т, нефрита-сырца — 1120,7 т. Прогнозные ресурсы сортового нефрита на месторождении по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ составляют 5153,4 т [72].

Месторождение Буромское (I-1-201) расположено в верховьях р. Буром в непосредственной близости с Голюбекским месторождением. Изучено на стадии поисково-оценочных работ [73]. По геологическому строению оно сходно с Голюбекским месторождением. Выявлены 22 залежи нефрита с балансовыми запасами сортового нефрита 215,07 т, нефрита-сырца — 820,47 т. Прогнозные ресурсы сортового нефрита на месторождении по категориям $P_1 + P_2 + P_3 = 1454,39$ т.

Рассмотренные месторождения являются источниками для формирования скоплений нефрита в современных аллювиальных отложениях рек Бамбуйка и Витим (до устья р. Таксима). Наиболее насыщены галькой и валунами нефрита отложения р. Бамбуйка в приустьевой части, где ежегодно собиралось от нескольких сот килограммов до нескольких тонн нефрита [250]. Вес валунов от нескольких до 50 кг. Прогнозные ресурсы участка по категории P_3 — сортового нефрита 50 т.

Отмечены находки валунов ($35 \times 20 \times 7$ см) фисташково-зеленого нефрита в аллювии р. Калар (I-3-48). Здесь они могут быть парагенетически связаны с карбонатными породами архея и раннего протерозоя.

Офикальцит известен в четырех проявлениях аподоломитовых офикальцитов Шилка-Газимурского рудного района Аргунской субпровинции. Проявления междуречья Мауни—Лугокан (V-6-116, 124, 133) представлены неполно проявленными разновидностями пятнистой текстуры бурого и зеленого, различных оттенков, цвета. Декоративные качества их средние, реже высокие за счет четкого структурного рисунка. Площади участков проявлений офикальцитов 1—7 км². Полнопроявленные офикальциты светло-зеленого цвета установлены на площади Дорожно-Кактолгинского проявления магнетита (V-6-147), на интервале шириной 4 м.

Мраморный оникс (I-3-24) отмечен на водоразделе рек Талакан и Долуга в виде линзы мощностью 2,5 м и двух жил мощностью 5 и 20 см в нижнепротерозойских известняках шаманской толщи. Трассируется с поверхности элювиальной россыпью обломков и глыб на площади 1000 м². Мраморный оникс представляет собой полосчатую породу с мощностью полос 2—30 мм. Цвет полос желтый, бурый, медовый. Хорошо пилится и полируется. Не оценывался.

Агат. Находки агата отмечены в полях распространения верхнеюрских базальтов и андезитов в Оловском и Жирекенском рудных районах Западно-Становой субпровинции. Наиболее интересным является район левобережья р. Топаки (V-5-104), где распространены миндалекаменные базальты в разрезе такшинской свиты инегирской серии. Миндалины выполнены агатом. Их размер по удлинению составляет до 5 см. Прогнозные ресурсы участка оценены по категории P_3 : сырца — 10 000 кг и сортового камня — 2400 кг [312].

Строительные материалы. Минерально-сырьевая база строительных материалов сформирована с учетом сложившейся инфраструктуры региона, исходя из местных нужд строительных, горнодобывающих, железнодорожных и дорожно-строительных предприятий. Она обеспечивает их текущую и перспективную потребность в балластном материале, наполнителях для производства строительных бетонов и растворов, сырье для производства кирпича и отчасти извести.

Глины отбеливающие, абсорбционные (бентонитовые). Месторождение Зюльзинское (VI-3-38) расположено в среднем течении р. Нерча (п. Гары), приурочено к коре выветривания туфогенных пород нерчинской серии. Представлено остаточными и слабоперемещенными пластообразными залежами щелочноземельных бентонитовых глин, сосредоточенными на трех участках. Мощность залежей 1,5–21 м. Глины высоко- и среднепластичные. В составе преобладает монториллонит. В обломочную фракцию входят кварц и полевые шпаты. Обменная емкость 19–84 мг.экв., коэффициент набухаемости 2,8–19. Пригодны для использования в качестве адсорбентов и катализаторов. Запасы месторождения категории $C_1 + C_2$ составляют 85 913,4 тыс. т. Месторождение законсервировано.

Глины красочные известны в шести малых по размерам проявлениях, связанных с линейными корами выветривания по породам различного состава, расположенных в юго-восточной части листа N-50 (VI-5-65, 79; VI-6-9 и др.). Глины некоторых проявлений использовались местным населением для изготовления красок. Перспективы выявления месторождений на базе известных проявлений незначительные.

Битум известен в одном пункте минерализации (V-4-90), связанном с образованиями доронинской свиты нижнего мела. Представлен битуминозными сланцами и представляет лишь минералогический интерес.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Питьевые пресные воды. Климатические и географические особенности района обуславливают необходимость эксплуатации подземных вод для устойчивого круглогодичного снабжения населенных пунктов и промышленных предприятий. Для этого на территории выявлены и разведаны 11 месторождений подземных питьевых пресных вод, суммарные эксплуатационные утвержденные запасы категории $A + B + C_1 + C_2$ составляют 95,6 тыс. м³/сут. Воды всех месторождений являются подмерзлотными, принадлежащими к комплексу трещинно-пластовых вод и трещинно-жильным водам зон разрывных нарушений и ослабленных контактов.

Комплекс трещинно-пластовых вод приурочен к верхнеюрским–нижнемеловым отложениям впадин. Последние представляют собой типичные межгорные криогенные артезианские бассейны площадью 90–420 км², глубиной 150–650 м. Водовмещающими являются конгломераты-песчаники и алевролиты. Верхним водоупором служит толща многолетнемерзлых по-

род, нижняя граница ее залегает на глубинах 16–97 м. Питание комплекса осуществляется в краевых частях артезианских бассейнов инфильтрацией метеорных и поверхностных вод, а также перетоком из других водоносных комплексов. Водообильность пород комплекса неравномерна. Дебиты скважин, вскрывших трещинно-пластовые воды в долинах рек Ундурга и Бел.-Урюм, изменяются от 6,35 до 18,67 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатно-натриевые, с минерализацией 131–467 мг/дм³.

Трещинно-жильные воды зон разрывных нарушений и ослабленных контактов гидравлически тесно связаны с трещинными водами, за счет которых формируются. Эти воды циркулируют в зонах разрывных нарушений различной мощности, преимущественно северо-восточного простирания. Верхней границей зоны циркуляции служит подошва толщи многолетнемерзлых пород, расположенная на глубинах от 16 до 97 м. Нижняя граница зоны циркуляции, как правило, совмещена с границей зоны эффективной трещиноватости, развитой до глубин 300–350 м. Дебит восходящих родников трещинно-жильных вод изменяется от 2,5 до 10 л/с. Родники в долинах многих рек функционируют круглый год и отличаются постоянством расхода. Дебит скважин, вскрывших трещинно-жильные воды, достигает 5,98–8,81 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 89–258 мг/дм³. Они обладают прекрасными питьевыми качествами и высокой стерильностью.

Месторождение питьевых вод Ундургинское (V-4-127) является наиболее крупным из разведанных. Оно охватывает юго-западную часть Ундургинского артезианского бассейна. Воды трещинно-пластовые в верхнемезозойских отложениях впадины и трещинно-жильные в тектонических нарушениях обрамления. Химический состав вод гидрокарбонатно-натриевый, минерализация до 487 мг/дм³, питьевые качества превосходные. Мощность водоносного комплекса до 200 м. Гидростатические напоры на кровлю подмерзлотного водоносного комплекса – до 116 м, водообильность 0,009–13,74 л/с, средняя водопроницаемость – 165 м²/сут, пьезопроводность – $3,89 \times 10^6$ м²/сут, коэффициент фильтрации 0,05–33,5 м/сут. Пьезоуровни вод залегают на глубине от 48,51 до +8,37 м, подошва криолитозоны расположена на глубине 16,35–120,9 м. Запасы вод категории В – 13,05 тыс. м³/сут, или 151 л/с, покрывают потребности Жирекенского ГОКа и обеспечивают срок действия водозабора на 25 лет.

Воды минеральные лечебные. Большая часть площади (к югу от р. Каллар) относится к провинции холодных углекислых вод. Источники термальных минеральных вод не выявлены [21]. Зарегистрировано одно месторождение и 76 источников минеральных вод, приуроченных к разрывным нарушениям, активизированным в неотектонический этап развития.

Среди углекислых источников преобладают весьма холодные с температурой воды 1–3 °С, изредка 8–10 °С. По газовому составу воды преимущественно углекислые, а также смешанные – азотно-углекислые или углекисло-азотные с минерализацией до 0,6–3 г/дм³. Для многих источников характерна повышенная радиоактивность, которая и определяет их основные лечебные свойства. Из микрокомпонентов в холодных углекислых водах обычно содержатся в незначительных количествах Mo, Pb, Cu, Al, Mn,

Ti, Be. В газовом составе преобладает углекислота — до 90 % и более. Метан и кислород составляют до 7,7 % и 7 % соответственно. Редкие тяжелые газы содержатся в количестве 0,01–0,8 %, редкие легкие — 0,01–0,26 %.

Месторождение Кислоключевское (IV-6-175) расположено в Могочинском районе. На участке в интервале глубины 71–200 м вскрыта водоносная минеральная зона, эксплуатационные запасы которой оценены в количестве 430 м³/сут, к утверждению не представлялись. Воды маломинерализованные (4,3 г/дм³), углекислые (СО₂ раствор 2,5 г/дм³), гидрокарбонатные, кальциево-магниевые-натриевые, типа курорт «Ласточка» (Приморский край). Показания к применению: заболевания желудочно-кишечного тракта, печени, желчевыводящих путей, обмена веществ.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА, МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ И ОРУДЕНЕНИЯ В РЕГИОНЕ






Схема метаморфических фаций листа N-50 (рис. 3) была составлена на основе разработанных отечественными петрологами главных методических принципов с использованием популярных петрогенетических решеток (Добрецов и др., 1972; Глебовицкий, 1973, 1977), которые позволяют в довольно узких пределах устанавливать РТ-условия формирования метаморфических пород. Отраженные на них фации и субфации метаморфизма обоснованы большими эмпирическими и экспериментальными материалами, а также теоретическими расчетами. Эти схемы фаций и субфаций являются надежной основой при выяснении общих фациальных условий метаморфизма. Поэтому одним из главных методов геологического картирования метаморфических пород является парагенетический анализ с применением петрогенетических решеток метаморфических фаций и субфаций. Важнейшая задача изучения прогрессивного регионального метаморфизма состоит в поиске и картировании распределения на площади критических ассоциаций, достаточно четко характеризующих термодинамические условия минералообразования.

В результате проведенного анализа петрографических материалов по листу N-50 (просмотрено более 2500 шлифов из различных пород и районов рассматриваемой территории) было установлено, что здесь в докембрии проявились различные эпохи прогрессивного метаморфизма: в раннем архее — ареальная гранулитовая пониженных давлений, которая с некоторым перерывом, но также в архейское время, сменилась эпохой ареального метаморфизма амфиболитовой фации, вызвавшей практически повсеместный диафорез пород гранулитовой фации. В раннепротерозойскую эпоху метаморфизм в основном проявлялся на уровне эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, редко местами достигая температурного режима амфиболитовой фации. В рифее метаморфические преобразования повсеместно не превышали высокотемпературной субфации зеленосланцевой фации.



Рассматриваемая территория характеризуется исключительным многообразием рудных объектов, проявленным как в их вещественном (элементном) составе, так и в широком диапазоне формирования — от архея до

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Фашии метаморфизма:

-  Пумпеллит-прениитовая и пумпеллит-актинолитовая (нерасчлененные)
-  Зеленых сланцев
-  Эпидотовых амфиболитов
-  Амфиболитовая
-  Гранулитовая






Метаморфизованные магматические породы и мигматиты:






-  Гранитоиды, метаморфические породы и мигматиты амфиболитовой фации (нерасчлененные)
-  Габброиды и гипербазиты

Неметаморфизованные породы:

-  Плутонические гранитоиды (нерасчлененные)
-  Осадочные и осадочно-вулканогенные образования

Крап наложенных фашии метаморфизма:

-  Наложение хлорит-мусковитовой субфации зеленых сланцев
-  Наложение зеленосланцевой фации (нерасчлененной)
-  Наложение эпидот-амфиболитовой фации умеренных давлений
-  Наложение фации альмандиновых амфиболитов
-  Наложение фации куммингтонитовых амфиболитов

-  Реликтовые парагенезисы раннеархейского метаморфизма
-  Возраст и соотношения разновозрастных этапов метаморфизма
-  Контуры и металлогеническая специализация рудных узлов
-  Главные разрывные нарушения
-  Гидросеть

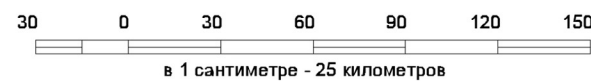
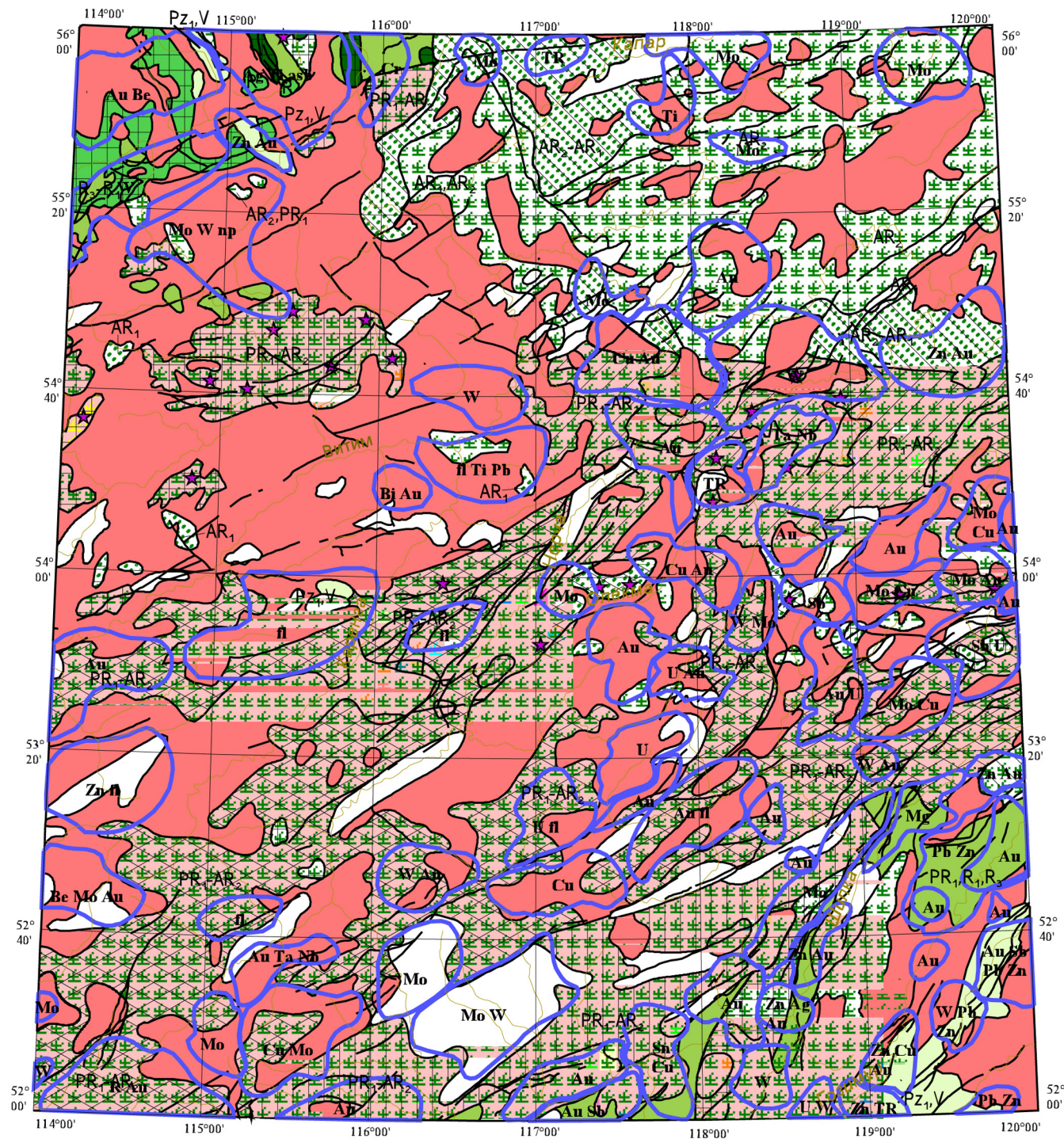


Рис. 3. Схема метаморфических фашии территории листа N-50 – Сретенск масштаба 1 : 2 500 000.

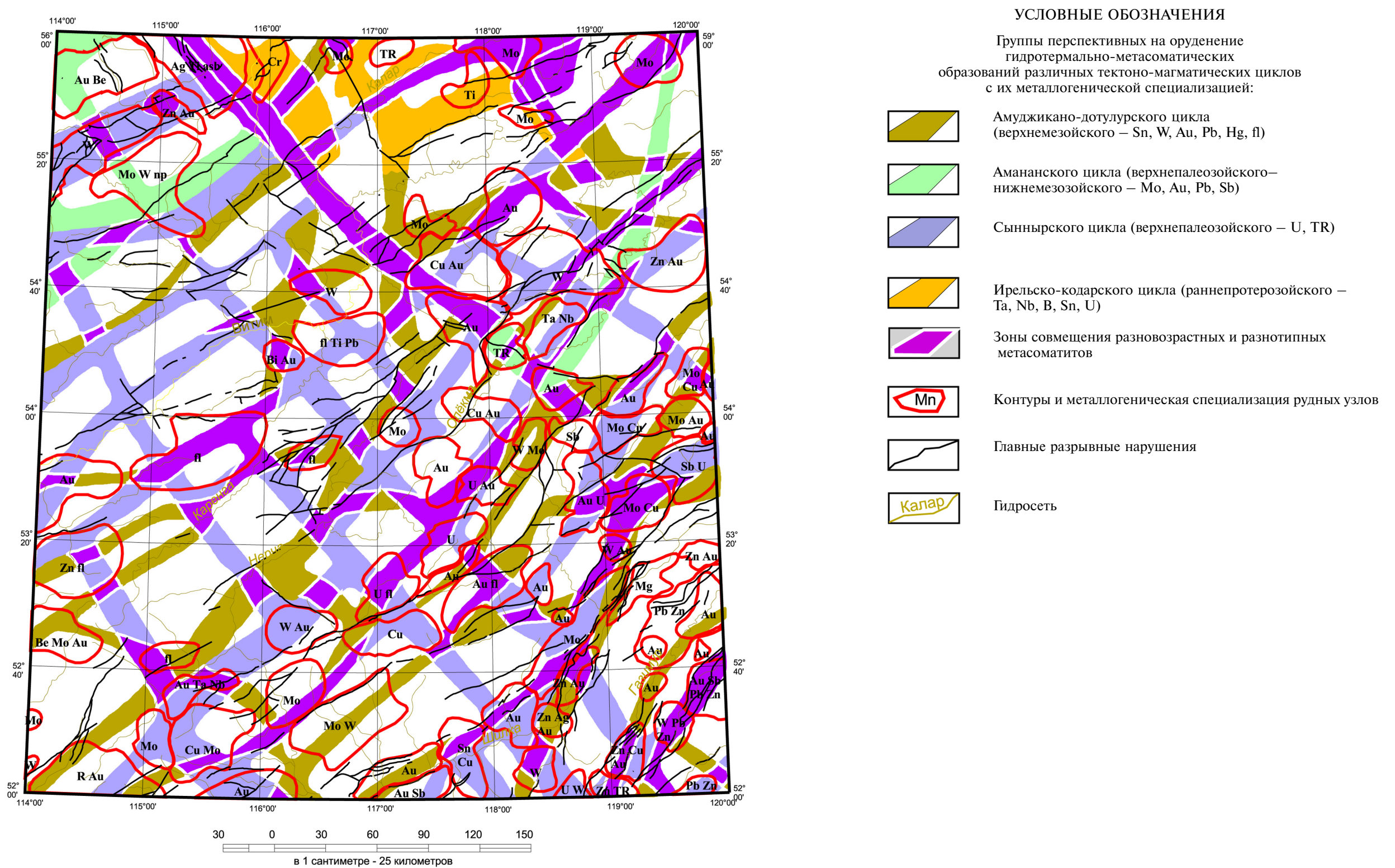


Рис. 4. Схема размещения гидротермально-метасоматических образований территории листа N-50 – Сретенск масштаба 1 : 2 500 000.

кайнозой включительно. Большая часть рудных объектов имеет эндогенную гидротермально-метасоматическую природу, существенно изменяющуюся в ходе длительной истории геологического развития региона. Каждому этапу развития отвечают определенные спектры гидротермально-метасоматических и рудных образований и типы контролирующих их структур. Такие крупные геоструктуры и проявленные в их пределах тектоно-метасоматические зоны (ТМЗ) длительного развития характеризуются определенными спектрами формационно-генетических рядов (ФГР) гидротермально-метасоматических образований (Беляев, Рудник, 1978). Так, в рамках листа N-50, охватывающего фрагменты Алданского щита, Становой плутоногенной области, а также Байкало-Витимской и Монголо-Охотской складчатых областей, выделяются и картируются, как минимум, четыре системы ТМЗ и соответственно четыре ФГР гидротермально-метасоматических образований – ирельско-кодарский, сыннырский, амананский и амуджикано-дотулурский (рис. 4). Изученность этих ФГР неодинакова и прямо связана с их продуктивностью в отношении эндогенных полезных ископаемых. Рассмотрим более подробно выделенные ТМЗ.

Наиболее древней является Ирельско-Кодарская, становление которой относится к орогенному этапу развития Байкало-Витимской складчатой области, получившему широкий резонанс также в блоках архейской консолидации – на Алданском щите и в Становой плутоногенной области. Эти ТМЗ фрагментарно проявлены у северной кромки листа N-50 и являются боковыми ветвями протяженного Курба-Калаканского разлома, разделяющего Байкало-Витимский, Алданский и Становой геоблоки. С учетом смежных территорий данные ТМЗ имеют протяженность 200–300 км и мощность 15–40 км. Их структурную основу составляют региональные разломы раннеархейского, позднеархейско-раннепротерозойского этапов геологического развития территории, фиксируемые зонами смятия, диафтореза, интенсивного ультраметаморфогенного, интрузивно-анатектического гранитообразования, высокотемпературного магнезиально-железо-кальциевого и кремне-щелочного метасоматизма, а в ряде случаев также (за пределами рассматриваемой территории) линейными депрессионно-троговыми структурами (Олондинский, Тас-Миэлинский, Тунгурчинский и другие грабены с проявлениями основного и ультраосновного магматизма). В раннепротерозойскую эпоху эти разломы были активизированы на отдельных участках, что выразилось в образовании мощных милонитовых и бластомилонитовых швов, а также во внедрении широкого спектра интрузий дайкового типа – от ультраосновных до кислых и в проявлении гидротермально-метасоматической деятельности.

Гидротермально-метасоматические образования раннепротерозойской эпохи составляют Ирельско-Кодарский формационно-генетический ряд, в котором гидротермально-метасоматические формации сменяют друг друга во времени в последовательности каммалитовая (кварц-альбит-микроклиновых метасоматов)–пропилитовая–эйситовая.

Каммалитовая формация объединяет широкий спектр высокотемпературных метасоматических пород кварц-альбит-микроклинового и кварц-альбитового состава, известковистые скарны и скарноиды, полевошпатовые грейзены. Преобладают парагенезисы умеренной и повышенной ще-

лочности с геохимической специализацией на редкие металлы (тантал–ниобий, олово), редкие земли, бор, фтор (Катугинское месторождение).

Пропилитовая формация представлена среднетемпературными метасоматическими образованиями относительно повышенной щелочности: такие типоморфные для пропилитов породообразующие минералы, как эпидот и актинолит, ассоциируют в различных сочетаниях и количественных соотношениях с карбонатом, биотитом, микроклином, что характерно для так называемых калиевых пропилитов.

Эйситовую формацию составляют низкотемпературные щелочные метасоматические породы преимущественно гематит-хлорит-карбонат-альбитового состава. Геохимически они специализированы на Mo, Pb, TR, P. С эйситами связаны месторождения и рудопроявления апатита (франколита), горного хрусталя и урана.

Наблюдается закономерное размещение рассмотренных формаций в пределах ТМЗ: каммалиты тяготеют к внешним (и наиболее глубоким), а эйситы – к центральным (и менее глубинным) частям ТМЗ. Пропилиты занимают промежуточное положение. В целом же каммалиты преобладают над другими метасоматитами данного ФГР, что обусловлено большой глубиной (относительно метасоматитов) эрозионного среза большинства изученных раннепротерозойских ТМЗ. Тем самым определяется их перспективность на редкие металлы (Mo, Pb, TR), характерные для каммалитов. Отрезки ТМЗ с малой глубиной эрозионного среза (до уровня развития эйситов) потенциально продуктивны на апатит (в пределах блоков, геохимически специализированных на фосфор), горный хрусталь (среди кварцитов) и уран (среди высокорadioактивных пород).

Раннепротерозойские разломы на значительных отрезках и в отдельных узлах были активизированы в последующие эпохи развития региона – позднепалеозойскую и мезозойскую.

Наиболее широко и контрастно проявлены ТМЗ позднепалеозойско-раннемезозойского тектоно-магматического цикла (ТМЦ). Эти ТМЗ имеют диагональную ориентировку, унаследованную от более ранних ТМЦ среднепалеозойского (витимканского) и позднепалеозойского (сыннырского). Формационно-генетический ряд метасоматитов данного временного интервала завершает последовательную эволюцию и становление спектра магматических формаций – диорит-гранодиоритовой, гранитовой и субщелочногранитовой. ФГР представлен средне-низкотемпературными гидротермально-метасоматическими субформациями пропилитов-гумбеитов и березитов. Рудоносны преимущественно березиты, несущие золото-сульфидную (с Cu, Pb, Sb, Bi) минерализацию. Пропилиты и редуцированные гумбеиты продуктивны на молибденовое оруденение. Фрагментарно проявлены более высокотемпературные, чем пропилиты, кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты с Be, W, Sn, однако более вероятно связь этого оруденения с более ранними средне- и верхнепалеозойскими ТМЗ витимканского и сыннырского циклов.

Завершает гидротермально-метасоматическую деятельность на рассматриваемой территории ФГР метасоматитов позднемезозойского амуджикано-дотулурского этапа. Генетически родственные магматические образования представлены формациями монцонит-диорит-гранодиорито-

вой—гранитовой—лейкогранитовой. Им отвечает полный ФГР: грейзены—пропилиты—березиты—аргиллизиты. ТМЗ этого этапа частично наследуют более древние структуры диагональной ориентировки, частично имеют самостоятельную субмеридиональную (с отклонением к востоку) ориентировку. Спектр рудных образований близок к таковым для более древних ФГР: грейзены продуктивны на Sn, W, Mo, березиты на Au (с Ag и As), аргиллизиты — на уран и флюорит.

Рассматривая распределение рудных узлов в пределах площади N-50, важно отметить, что они приурочены к участкам развития неоднократно метаморфизованных пород докембрия или к структурам палеозойско-мезозойской активизации и практически отсутствуют в полях интрузивных рифей-палеозойских гранитоидов на западе, в центральной части листа. Такой характер распределения оруденения становится в определенной степени понятным при совместном анализе схем метаморфических и метасоматических фаций. Рудные узлы, как правило, сосредоточены в зонах пересечения метасоматитов различных тектоно-магматических циклов докембрия и особенно — фанерозоя, в пределах реликтовых останцов полипородного докембрийского метаморфического субстрата, который, по-видимому, играет роль локализатора оруденения, а возможно — и источника рудного вещества. При этом главным фактором рудообразования являются тектоно-метасоматические процессы.

В общем случае гидротермально-метасоматические образования, составляющие формационно-генетические ряды, специализированы на широкий круг элементов, заимствованных как из вмещающих пород, так и, по-видимому, из эндогенных эманаций, что определяет их общий металлогенический профиль. При этом устанавливается прямая связь между геохимической специализацией горных пород в пределах тектоно-метасоматических зон и потенциальной рудоносностью гидротермально-метасоматических образований, особенно в узловых участках таких зон, характеризующихся особой длительностью и многоэтапностью проявления эндогенных процессов (см. схемы метаморфизма и метасоматоза). В связи с этим важное значение приобретает выяснение геохимической и металлогенической специализации геологических комплексов региона.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

При составлении карты геохимической и металлогенической специализации геологических комплексов (прил. 6) использованы обширные геохимические материалы, собранные в разные годы, полученные в основном по результатам обработки спектральных анализов и сосредоточенные главным образом в фондовых работах: 1) Геохимическое районирование южного обрамления Сибирской платформы (отчет по теме № 74 и др.). Л., фонды ВСЕГЕИ, 1980, 1983 г. (отв. исп. Г. М. Беляев). 2) Экзогенные и эндогенные геохимические поля и связь с ними оруденения (на примере золота и цветных металлов Забайкальской части зоны БАМ). Чита, 1979 г. (отв. исп. В. А. Напартэ). 3) Формационно-геохимическая карта Читинской области. Чита, 1983 г. (отв. исп. В. А. Напартэ). 4) Геохимическое районирование полимета-

морфических комплексов Западного сектора БАМ и прилегающих районов. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1984 г. (отв. исп. В. Е. Руденко).

В незначительном объеме по причине резкого уменьшения поступления новой информации использовались также опубликованные и фондовые материалы последующих десятилетий. В целом по листу N-50 обработаны результаты анализов более 25 000 проб, собранных в основном геологами Читинского ПГО, ПГО «Сосновгеология» и ВСЕГЕИ, которые были проанализированы в лабораториях этих организаций.

Не останавливаясь здесь на вопросах метрологии обработанного материала, следует отметить, что в 80-е годы лабораториями ВСЕГЕИ проводился постоянный метрологический контроль правильности и воспроизводимости спектрального анализа ПГО страны (отв. исп. В. А. Губанов) и лаборатория Читинского ПГО всегда отличалась приемлемым качеством анализов.

Главные элементы статистической обработки материалов – выборки по типам пород в пределах комплексов. Уровень накопления элемента в геохимической ассоциации типа породы устанавливался по коэффициенту Шоу. Среднее содержание элемента для данного типа породы в комплексе нормировалось по кларковому содержанию его аналога по материалам А. П. Виноградова, К. Ведеполя, К. Турекьяна, А. А. Смылова и др. В качестве кларковых аналогов использовались данные по семи группам пород: кислые, средние, основные, ультраосновные, карбонатные, песчаники, глинистые сланцы. В ведущую ассоциацию выделялись элементы с уровнем накопления $>2K_k$. Все элементы ведущей ассоциации выстраиваются в иерархическом порядке по уровням накопления от больших к меньшим. По головным элементам ведущей ассоциации выделяются четыре градации накопления: 1-я (2–5 K_k); 2-я (5–10 K_k); 3-я (10–20 K_k); 4-я ($> 20K_k$).

В числе главных типов пород комплекса рассматривались разновидности, составляющие не менее 10 % его объема. Исключение делалось для отдельных пород, имеющих незначительное развитие, но отличающихся характерной геохимической или металлогенической специализацией (железистые кварциты, углеродсодержащие сульфидные сланцы и т. п.). Особо отметим, что при определении геохимической специализации комплекса в целом фактор учета доли той или иной породы в ее объеме играл важное, но не решающее значение. Очевидно, что формальная процедура простого «взвешивания» коэффициента накопления на эту долю приведет к «растворению» характерных геохимических особенностей комплекса. Кроме того, показатель процентного содержания породы в объеме комплекса изменчив и оценка его производится весьма приближенно. На основании изложенного можно утверждать, что наиболее полно общая геохимическая специализация комплекса может быть отражена, если в ведущей ассоциации объединены основные фрагменты специализации главных и характерных типов пород.

Ведущие ассоциации, выделенные на листе N-50, сведены по геохимическим особенностям элементов (лито-халько-сидерофильность) в 25 групп, за каждой из которых закреплен свой цвет. Густота тональности цвета соответствует уровням накопления элементов головной части ведущей ассоциации, т. е. при отображении геохимической специализации комплекса на карте используются наиболее густые тона и в тех случаях, когда не вся ассоциация, а

лишь отдельные ее фрагменты имеют высокие уровни накопления. При этом акцент на специализацию при восприятии карты усиливается, в то время как из полей атрибутивной таблицы с формулами геохимической специализации и геохимическими профилями каждого геологического подразделения видно, к каким именно элементам относятся максимальные уровни накопления. Например, породы 3-й фазы амуджиканского комплекса относятся к гранит-гранит-порфировой формации, имеют формулу геохимической специализации $895\text{Te}100\text{Au}83\text{Bi}15\text{As}14\text{Ag}9\text{W}7\text{Mo}5\text{As}4\text{Co}4\text{Th}3\text{Cr}$, что соответствует четвертой градации накопления сидеро-лито-халькофильного профиля (4СЛХ).

При сопоставлении геохимической и металлогенической специализаций геологических комплексов листа N-50 выяснилось, что нередко геохимическая специализация пород трансформируется в металлогеническую. Установленная взаимосвязь нашла отражение в подобии схем геохимического и минерагенического районирования рассматриваемой территории. Некоторое отличие от приведенной в карте полезных ископаемых схемы минерагенического районирования состоит в том, что по геохимическим данным обширная по площади Западно-Становая титан-редкометалльно-золоторудная субпровинция может быть подразделена на три отдельные геохимические (и металлогенические ?) субпровинции с соответствующими им геохимическими и металлогеническими специализациями. Это: 1) Калакан-Каларская сидеро-халько-литофильная субпровинция с редкоземельно-молибден-титановой металлогенической специализацией; 2) Олекмо-Тунгирская сидеро-лито-халькофильная субпровинция, металлогенически специализированная на Mo, Au, Pb, Zn; 3) Шилка-Ульдургейская сидеро-халько-литофильная субпровинция с золото-медно-молибденово-урановой металлогенической специализацией. Остальные выделенные геохимические подразделения в основном корреспондируются по ведущим элементам геохимической и металлогенической специализаций и совпадают в границах с минерагеническими подразделениями.

Особенно четко взаимосвязь геохимической и металлогенической специализаций прослеживается для определенных комплексов пород. Это, в первую очередь, относится к гранитоидам и щелочным породам раннепротерозойского – кодарского (TR, U, Ta, Nb, B, Sn), среднепалеозойского – витимканского (Sn, Ta, Nb, Mo, Au), позднепалеозойского – сыннырского (TR, Ta, Nb), пермо-триасового – амананского (Au, Mo, Pb, Sb) и особенно позднемезозойских комплексов – амуджиканского, дотулурского, шахтаминского, специализированных на широкий круг рудных элементов (Sn, W, Mo, Au, Pb, Zn и др.), а также на флюорит (F). Напрямую связана с геохимической металлогеническая специализация основных и ультраосновных пород шаманского (Cr, Ti, платиноиды), кручининского (Ti, Ni, Co) и других комплексов. Исключительно высокими уровнями и широкими спектрами геохимической специализации отличаются практически все вулканогенно-осадочные троговые структуры позднемезозойской активизации (оловская, зазинская и др.), особо высокоспециализированные на U, TR, Au, Ag, Pb, Zn, Sb, As, Cu.

Анализ структуры геохимического поля геохимически специализированных комплексов, особенно в тех участках, где в их пределах развиты долгоживущие тектоно-метасоматические зоны (ТМЗ – см. предыдущий

раздел), показывает, что длительный характер проявления эндогенных процессов, прежде всего гидротермально-метасоматической деятельности, приводит к направленному перераспределению некоторых рудных элементов с повышением уровней их накопления в ряду: геологический комплекс (формация) с повышенным относительно кларка земной коры содержанием элемента (элементов) — геохимически специализированные горные породы (обычно последних стадий тектоно-магматических циклов (5–10 кларков) — в пределах геохимически специализированных образований — участки, охваченные гидротермально-метасоматическими процессами (с локальными концентрациями до 100 кларков), на которых в благоприятных геолого-петрологических условиях при содержаниях свыше 100 кларков возникают промышленные месторождения металлов. Такое явление, впервые установленное при изучении условий образования апатитовых руд Алданского щита, получило название геохимического резонанса (Беляев, Рудник, 1978).

Таким образом, главные предпосылки для реализации явлений геохимического резонанса и образования месторождений металлов — наличие геохимически специализированных геологических комплексов и тектоно-метасоматических зон в их пределах. Как показал опыт работы, метасоматически преобразованные геохимически специализированные образования широко распространены на территории листа N-50 (см. карту специализации, схемы метаморфизма и метасоматоза). Карта геохимической и металлогенической специализации была использована при прогнозно-минералогическом районировании и определении перспектив рудоносности территории листа N-50.

РУДОНОСНОСТЬ ЗОН ГИПЕРГЕНЕЗА И РОССЫПЕЙ

Обширный фактический материал, проанализированный по территории листа N-50, показал, что гипергенные процессы проявлены на ней очень широко — имеются гипергенные месторождения. Однако изучение этих процессов оказалось возможным лишь с привлечением дополнительного материала, позволяющего определить особенности проявления гипергенных процессов и по комплексу данных (тектонических, геоморфологических и др.) оценить наличие благоприятных или неблагоприятных условий их развития. Это в известной степени компенсирует недостаточность имеющегося фактического материала по корообразованию и инфильтрационной деятельности подземных вод — основных составляющих рудоформирующего гипергенеза.

Изучение рудоносности зон гипергенеза по территории листа N-50 иллюстрирует изложенное.

Цель выполненных исследований — оценка перспектив рудоносности зон гипергенеза.

Цель осуществлялась путем решения следующих задач: 1) изучение геологических и геохимических условий локализации рудных объектов в зонах гипергенеза; 2) изучение продуктов гипергенных процессов; 3) выявление геологических предпосылок формирования, разработка и уточнение

прогнозно-поисковых критериев и признаков гипергенных месторождений и анализ их проявленности на основе составления карты рудоносности зон гипергенеза территории листа N-50 масштаба 1 : 1 000 000.

При составлении карты рудоносности зон гипергенеза и россыпей (прил. 7, см. БД) использовались материалы ФГУГП «Читагеолсъёмка», БФ «Сосновгеология» и ФГУП «ВСЕГЕИ».

Карта составлялась в соответствии с разработанными «Требованиями...», авторы Г. М. Шор, В. Е. Кудрявцев, редактор В. В. Старченко. «Требования...» утверждены Бюро НРС Роснедра (Протокол № 11 от 10 июня 2005 г.).

Специализированная геологическая основа карты включает характеристику литологического (петрографического) состава пород субстрата с оценкой степени устойчивости их к химическому выветриванию, первичные окислительно-восстановительные обстановки седиментогенеза и диагенеза (для осадочных бассейнов межгорных впадин) и обобщенную характеристику типов геохимической специализации отдельно в стратифицированных и интрузивных породах.

*Литологический (петрографический) состав пород субстрата**. Для анализа использованы известные данные по устойчивости минералов и горных пород к химическому выветриванию А. А. Кухаренко, В. В. Щербина, А. И. Перельмана, Н. А. Шило.

Для территории листа N-50 характерно исключительно широкое развитие гранитоидов большого возрастного диапазона – от раннего архея до юры включительно. На их долю приходится около 60 % площади листа. Осадочные (7 %), вулканогенные, вулканогенно-осадочные (8–9 %) и метаморфические (25 %) породы размещены в небольших тектонических блоках, межгорных впадинах, по руслам крупных рек или в виде ксенолитов в апикальных частях интрузий. В целом все породы, развитые на территории листа, могут быть отнесены к умеренно устойчивым по отношению к процессам выветривания. Габброиды, щелочные породы, карбонаты содержат минералы, легко подверженные процессам корообразования.

Изложенные особенности литологического (петрографического) состава пород субстрата учитываются при металлогеническом анализе зон гипергенеза.

Первичные окислительно-восстановительные обстановки седиментогенеза и диагенеза пород субстрата. Эти данные необходимы для выяснения особенностей проявления инфильтрационного рудообразования в чехлах депрессионных структур, начиная с юрско-раннемелового времени.

Для юрских и нижнемеловых отложений, в том числе угленосных, выполняющих депрессионные структуры и формировавшихся в условиях, главным образом, гумидного типа литогенеза (см. гл. «Тектоника»), в нижней и средней частях геологического разреза (J_{1-2} , J_3 , J_3-K_1 , K_1) ряда впадин (Зюльзинская, Оловская) развиты красно-бурые, красные (красноцветные) конгломераты, песчаники, глины и аргиллиты. В этих и некоторых других впадинах (Тунгирской, Олекминской, Итакинской) в отложениях верхней

* Показан на схеме, помещенной в зарамочное оформление карты (прил. 1, см. БД).

юры и нижнего мела отмечаются желто-серые и желто-бурые окраски. В отложениях верхнего мела установлены пестроокрашенные алевролиты. Природа окрасок дискуссионна. На Оловском урановом месторождении, где этот вопрос детально изучался, допускается эпигенетический генезис подобных «красноцветов», которые контролируют размещение уранового оруденения (Кисляков, Шеточкин, 2000; Кисляков, Шумилин, 1996). Однако в других районах делювиальные и пролювиальные отложения, в составе которых участвуют ранее окисленные образования и переотложенные коры выветривания, могут быть пестроцветными.

*Первичные геохимически специализированные комплексы пород субстрата**. Изучение особенностей геохимической специализации геологических комплексов и свит применительно к проблеме гипергенного рудообразования позволило обобщено выделить широкий круг ее типов – литофильный, литофильно-халькофильный, халькофильный, халькофильно-сидерофильный и сидерофильный (табл. 1).

К числу наиболее дифференцированных по количеству самостоятельных геохимических ассоциаций относятся литофильная (шесть подтипов) и литофильно-халькофильная (восемь подтипов).

Меньшая степень дифференциации геохимических процессов характерна для образований халькофильной, халькофильно-сидерофильной и сидерофильной ассоциаций.

По особенностям геохимической специализации естественные ассоциации элементов литофильной группы подразделяются на два типа – редкоземельно-редкометалльный (TR, Nb, Ta, W, Zr, Be) и редкоземельный (Li, Sn, Be, V, F, W).

Главной особенностью всех типов геохимической специализации литофильно-халькофильной (халькофильно-литофильной), халькофильной и халькофильно-сидерофильной групп является постоянное присутствие в них повышенных содержаний золота.

По возрастным параметрам все типы геохимических ассоциаций подразделяются на три группы: 1) дофанерозойские преимущественно фундамента геологических структур (AR₂, PR₁, R₁, V); 2) активизированного позднекаменноугольно-пермского этапа (C₃-P₁₋₂) и 3) тафрогенной тектономагматической активизации (J₁₋₂?, J₃-K₁). Характерной особенностью геохимически специализированных магматических комплексов и свит является направленное уменьшение площадей их распространения от дофанерозойских к позднеюрско-раннемеловым.

По типам геохимической специализации намечается существенное различие между геологическими структурами Саяно-Байкальской складчатой системы, Селенгино-Яблоновой, Алданским щитом и Монголо-Забайкальской складчатой области.

Наиболее простой (однаправленной) халькофильно-сидерофильной геохимической специализацией характеризуются геологические структуры Каларской зоны, являющейся фрагментом Алдано-Станового щита (Mo, Ti, Cu, Au).

* Используются материалы ФГУПП «Читагеолсъемка», ИМГРЭ, БФ «Сосновгеология», ВСЕГЕИ.

**Типы геохимической специализации ведущих геологических подразделений,
определяющих главные пространственно-временные
характеристики региона***

Наименования геологических комплексов и свит	Возрастные индексы	Геохимические ассоциации
Литофильная		
Амуджиканский комплекс	γJ_3	Li, Sn, Be, B, F
Оленекская серия	T_1	Mo, La, Ba, Zr
Нерчуганский комплекс	$ЕП T_{1n}$	TR, W, Zr, Be
Амананский комплекс	γP_{2a}	Mo, Ta, W
Витимканский комплекс	γC_{3v}	TR, W
Позднестановой комплекс	pPR_{1ps}	Sn, W, Mo, Li
Литофильно-халькофильная и халькофильно-литофильная		
Амуджиканский комплекс	$\gamma \delta J_{3a}$	Au, Mo, W
Дотулурский комплекс	γJ_{3d}	Au, Mo, U
Шахтаминский комплекс	γJ_{2-3}	Li, Sn, W, Au
Бамбукойский комплекс	γR_{3bm}	Au, W
Древнестановой комплекс	$\gamma \eta AR_{2ds}$	Be, Mo, Pb, Cu, Zr, Au
Халькофильная		
Четвертичные отложения	Q_{IH}	Au
Чичакинский комплекс	P_2	Au, Pb
Среднебамбуйский комплекс	PZ_2	Au, Ag, Hg
Сидерофильно-халькофильная и халькофильно-сидерофильная		
Древнестановой комплекс	AR_{ds}	Ti, Mo, Au
Сидерофильная		
Кедровский комплекс	vR_{3k}	Cu, Ni, Co

Более сложная зонально проявленная геохимическая специализация установлена для Нюкжа-Олекминской зоны, характеризующейся смешанной сидерофильно-халькофильной и литофильной специализацией ее северо-западных фрагментов (Ti, Mn, Au; Mo, Ta, W), существенно литофильной для центральных и сидерофильно-халькофильной с элементами литофильной для восточных (Ti, Mn, Au; Mo, Ta, W; Sn, W, Mo, Li).

Для Саяно-Байкальской складчатой области геохимические ассоциации существенно литофильно-халькофильной и сидерофильной направленности отмечаются на большей части территории Муйской зоны (Au, W; Cu, Ni, Co). Заметное повышение роли литофильной составляющей (TR, W) отмечается в Хакитской зоне, а интенсивное проявление той же ассоциации на значительной части территории – в Цыпикано-Усойской зоне.

В геологических образованиях Селенгино-Яблоновой складчатой системы дифференцированная существенно литофильно-халькофильная с элементами литофильной геохимическая специализация (Be, Mo, Pb, Cu, Au) проявлена в геологических структурах Витимо-Урюмканской зоны в районах до границы с Нерчинской системой грабенов. К югу от этой границы широко развиты магматические образования с литофильным типом специализации (TR, W, Zr, Be; Sn, W, Mo, Li).

Магматические комплексы Пришилкинской зоны характеризуются существенно литофильной специализацией северо-западных ее фрагментов (Sn, W, Mo, Li) и преимущественно литофильно-халькофильной в юго-восточных (Be, Mo, Pb, Cu, Au).

Части Агинской и Аргунской зон Монголо-Охотской складчатой системы отмечаются относительно локально проявленными фрагментами магматических комплексов с литофильно-халькофильной специализацией и локальными магматическими телами позднеюрского времени этапа тафогенной перестройки структур с литофильной специализацией.

Отмеченные выше типы геохимической специализации рассматриваемых фрагментов структурно-формационных зон и подзон в ряде случаев коррелируют с минерагеническими их особенностями, что наиболее четко проявлено в распределении золоторудной минерализации, свинцово-цинковой и медной, а также в распределении шлиховых ореолов редкоземельных минералов и тантало-ниобатов.

Выполненный геохимический анализ дает представление о возможных источниках гипергенных процессов и их (источников) размещении на территории листа.

Характеристика продуктов гипергенных процессов. Вещественные и морфологические типы кор выветривания. Железные шляпы и зоны окисления сульфидных месторождений. Сформированный в результате комплексной денудации при орогенезе рельеф рассматриваемого региона сохраняет элементы трех разновозрастных поверхностей выравнивания – позднемеловой (K_2), олигоцен-раннемиоценовой ($\alpha P_3-N_1^1$) и плиоценовой (N_2), фиксируемых реликтами разновозрастных с ними кор выветривания площадного типа.

В конкретных геоморфологических и геолого-структурных обстановках реликты площадных кор выветривания фиксируются на плосковершинных водоразделах горных хребтов, пологих поверхностях их склонов и в межгорных впадинах.

Во впадинах на значительных площадях они формируют единый гипсометрический уровень (наложенные поверхности выравнивания) на абсолютных отметках нижних частей сколов (700–850 м). Такие уровни широко проявлены в наиболее стабильных блоках.

Поверхности выравнивания водораздельных хребтов с сохранившимися реликтами кор выветривания площадного типа относятся к двум возраст-

ным уровням: палеоген-раннемиоценовому, наблюдаемому на абсолютных высотах 1200–1600 м, и плиоценовому — на высотах 1000–1200 м.

Для позднемелового и позднеолигоценно-раннемиоценового уровней характерны коры выветривания существенно каолинового профиля. Они обычно представлены глинистыми дресвяниками, либо щелнистыми глинами монтмориллонит-гидроалюидного состава, либо пестроокрашенными каолинитовыми глинами с небольшой примесью монтмориллонита. Они формировались в условиях теплого и влажного климата на относительно выровненной поверхности. Сохранившиеся мощности кор выветривания этого временного уровня на отдельных участках переменчивы и колеблются от первых метров до 10–20 м.

Плиоценовые (позднеплиоценовые?) коры выветривания, как правило, красноцветные с кирпичным и бурым оттенками. Они развиваются на породах различного состава, но характеризуются определенным минералогическим постоянством. Главными глинистыми минералами в них являются монтмориллонит и примеси окислов железа (гетит, лимонит), реже с ними ассоциируют каолинит и гидроалюды. Мощности таких кор также не превышают первых, редко — десятков метров.

С конца плиоцена и в раннечетвертичное время ($N_2^3-Q_1$) в регионе формировался горный рельеф и площадные коры выветривания начинают подвергаться денудации.

Сохранившиеся фрагменты древних поверхностей выравнивания с реликтами кор выветривания на плосковершинных частях хребтов незначительны по площади и часто не могут быть отображены в масштабе 1 : 1 000 000. Значительно более высокая степень их сохранности наблюдается в межгорных впадинах этапа позднеюрской—раннемеловой активизации. С корами выветривания площадного типа либо продуктами их ближайшего переотложения, вероятно, следует связывать месторождения глин, в первую очередь каолинового профиля, находящихся в элювиальном залегании (глины керамические, кирпичные, огнеупорные, красочные и другие минеральные краски).

Учитывая, что коэффициент концентрации химических элементов в остаточных корках выветривания для большинства элементов не превышает 2–3, целесообразно ограничить вероятные площади поисков промышленных месторождений этого типа геологическими структурами, значительно обогащенными следующими элементами (Al, P, Mn, V, Au и др.) на уровне, приближающемся к половинному значению их бортовых содержаний в рудах месторождений.

Коры выветривания линейного типа, сформировавшиеся в те же возрастные интервалы, характеризуются аналогичной литологией и минеральным составом, но отличаются значительно большим вертикальным масштабом развития процессов корообразования. О корообразовании, ввиду практически полной неизученности этого вопроса в регионе, можно судить по скважинам, оценивающим оруденение известных рудных объектов.

Установлено, что зоны окисления и сульфидные шляпы наиболее детально изученных крупных и средних месторождений свинца, цинка, железа достигают глубин 150–200 м. Примером могут служить железные шляпы свинцово-цинковых месторождений с процессами окисления, развивающимися до глубин 80–140 м.

Здесь следует обратить внимание на повышение в остаточных корях выветривания таких месторождений целого ряда элементов-гидролизатов (Sn, Ta, Nb, и др.) и значительной концентрации золота (обычно в 2–3 раза) по сравнению с исходными «свежими» рудами.

Косвенным подтверждением еще более глубокого проникновения поверхностных кислородсодержащих вод по зонам глубинных разломов служит проявление гипергенных процессов на хорошо изученных месторождениях урана уран-цеолитовой рудной формации. Они установлены на глубинах до 300–700 м (Бузовкин, 1986).

Анализ материалов по структурно-формационной приуроченности рудных объектов позволил установить, что большинство из них прямо, реже косвенно сопряжены с линейными зонами тектонических нарушений (узлами пересечения разломов), часто достигающих протяженности в десятки–первые сотни километров. Для оценки общей ситуации распространения каркасной сети зон линейных кор выветривания использовались материалы по размещению региональных зон повышенной трещиноватости, катаклаза и милонитизации, выделенных на геологических картах при работах ГСР-200. Особое внимание обращалось на минерагенические характеристики отдельных участков таких зон, в первую очередь на узлы их пересечения с разломами других направлений.

В зависимости от количества на рудных объектах сульфидной минерализации, масштабов рудоносности, типов рудных тел (жилы, штокверки, тонкопрожилковая минерализация и др.) все рудные объекты на листе подразделены на три группы, различающиеся по интенсивности ее проявления в зонах гипергенеза: слабопроявленные, проявленные, высокопроявленные. Для этого в рассматриваемом регионе целесообразно выделять следующее группы рудных объектов: 1) имеющих широкое распространение и создающих непрерывный ряд всех рангов их проявления – от пунктов минерализации до крупных и средних по масштабам запасов рудных объектов, как правило, характеризующихся значительной сульфидной составляющей. К ним относятся Mo, Au, Cu, Sb, U; 2) ранжированные ряды – от пунктов минерализации до мелких месторождений (Pb, Sn); 3) границ объектов известных в ранге проявлений и пунктов минерализации (Mn, Cr, Zn, W, Hg, Bi, Be, Ta, Nb), а также большая группа объектов, известных только в ранге пунктов минерализации (V, Ni, As, Li, TR, Ag, Ba, B, Ag, P₂O₅) (см. Карту полезных ископаемых).

Естественно, что ожидаемые концентрации в корях выветривания (в том числе линейных) от каждой из этих групп будут резко различаться по вероятным масштабам проявлений, что и учитывалось при анализе материалов и составлении карты.

Наибольший интерес с точки зрения изучения гипергенных процессов может представлять группа пунктов минерализации и проявлений, создающих на ряде площадей обширные ореолы шлиховых потоков и металлометрических ореолов. Приуроченность их к склонам горных хребтов в интервале от областей реликтов поверхностей выравнивания до подножия на значительных линейных отрезках протяжения хребтов с наблюдаемыми источниками в виде специализированных комплексов, позволяет предположить их формирование в процессе разрушения кор выветривания. Воз-

возможные концентрации таких минералов (Ta, Nb, W, TR, и др.) в зонах крупных тектонических уступов не изучались.

Особый интерес среди зон линейных кор выветривания могут представлять тектонические нарушения, ограничивающие мезозойско-кайнозойские грабены, являющиеся ведущими угленосными структурами (Седых, 1996). На рассматриваемом листе они представлены двумя структурными типами: 1) с двумя прибортовыми разломами одинаковой тектонической активности и центрально расположенным водотоком, транспортирующим с бортов материал. Такие грабены обычно характеризуются мелкими месторождениями угля и возможным формированием россыпей типа тектонических уступов (Спорыхина, 1997); 2) односторонние грабены с активным и пассивным бортами. Речная сеть в них обычно смещена к приразломному борту, характеризующемуся большой мобильностью. Здесь длительное время формируются фации русел рек, проток и озер. В основании комплекса залегают пролювиально-склоновые отложения, благоприятные для формирования россыпных месторождений в аллювиальных отложениях речной сети (в том числе древней) и на террасах. Особый интерес для формирования россыпей представляют площади русел и террас, примыкающие к рудным полям и месторождениям золота, олова, вольфрама.

По направлению к стабильному борту формируются отложения фаций застойных озер, пойменных застойных и проточных болот. Шарнирообразующий механизм профиля седиментации такого типа грабенов приводит к формированию мощной угленосной толщи с промышленными угольными пластами мощностью от первых метров до 10–20 м и более вблизи стабильного блока и расщепляющихся на несколько пластов в сторону активного борта. Для таких обстановок характерна миграция рудных элементов в составе инфильтрационных потоков.

Наложённые изменения проницаемых пород. Проявление окислительных процессов в пластовых горизонтах во впадинах региона достоверно не установлено. По данным изучения Оловского уранового месторождения (Кисляков, Шумилин, 1996; Кисляков, Щеточкин, 2000), красноцветные зоны окисления (гематит) мелового возраста контролируют урановое оруденение. Основным аргументом в пользу такой трактовки «красноцветов» является красная окраска грубообломочных пород, наблюдаемая в существенно сероцветных угленосных образованиях верхней юры–нижнего мела, сформированных в ходе литогенеза гумидного типа.

Желтоцветное окисление, установленное в юрско-нижнемеловых отложениях при проведении ГСР-200 [183, 113, 53, 30, 136, 118, 119], имеет скорее всего поверхностный и грунтовый характер и связано с новейшей (N–Q) эпохой.

Поверхностное окисление широко проявлено в неоген-четвертичных отложениях. Оно отмечено на площади Витимской горной страны и Витимского плоскогорья, в пределах Яблонового, Черского хребтов и Олекминского Становика. Глубина развития поверхностно-окисленных пород незначительна.

С проявлением восстановительного эпигенеза на Оловском месторождении связывается частичное восстановление бывших зон пластового окисления на заключительной стадии гидротермального этапа формирования оруденения.

Эпигенетические изменения восстановительной направленности приурочены к участкам проявления битумов и минеральных углекислых вод. Они установлены также в виде пиритизации в конгломератах нижнего мела в Усуглинской впадине [158].

Типы рудных и нерудных месторождений, сформированных гипергенными процессами.

Выявленные.

Гипергенные месторождения объединяются в пять групп: 1) остаточных и переотложенных кор выветривания, 2) инфильтрационных, 3) сложного генезиса с участием инфильтрационных и эксфильтрационных процессов, 4) россыпных и 5) техногенных.

В составе первой группы имеются средние и мелкие месторождения кирпичных, черепичных и гончарных глин (Могочинское, Кудегинское, Усть-Карское и др.), каолинов и огнеупорных глин; крупное месторождение бентонитовых глин (Зюльзинское). Последнее сформировалось в процессе корообразования по нижнемеловым аргиллитам в кайнозойскую эпоху.

Инфильтрационные месторождения (вторая группа) включают объекты, связанные с проявлением поверхностного и грунтового окисления. Это прежде всего аккумуляции рудных элементов в бурых и каменных углях. Средние содержания германия в Букачачинском месторождении юрско-меловых каменных углей составляют 8 г/т, а в золе 65 г/т. В бурых углях Эландинского месторождения, расположенного в бассейне р. Ушум, промышленные концентрации германия в золе составляют от 50 до 300 г/т, в отдельных пробах достигают 2000 г/т. Наряду с германием в углях установлены повышенные содержания Sc (2–72 г/т), Mo (0,001–0,1 %), Ga (0,001 %) и Be (0,003 %). В песчаниках и сланцах гусинозерской серии наблюдается фосфатное вещество, а на плоскостях наслоения черные пленки марганца [53].

К этой группе могут быть отнесены аккумуляции рудных элементов в зонах окисления железных, полиметаллических, молибденовых месторождений, а также в зонах проницаемости и трещиноватости песчаников, сланцев и известняков.

Лимонитовые руды рудопроявлений Красное и Сивачуканское, выявленные на правом берегу р. Шилка у с. Машегда, приурочены к северо-восточной разрывной структуре, заключающей катаклазированные графитовые слюдяные кристаллические сланцы алтачинской свиты. Длина зоны достигает 1,5–2 км, мощность 200 м. По данным Е. М. Лейфмана и др. [89], обломки сланцев сцементированы окислами железа. Пирит, самородная медь, борнит, халькопирит замещены халькозином. Содержание Fe_2O_3 составляет 37–67 %. Установлены Pb – до 0,13 % и Zn – до 0,09 %.

Преображенское месторождение полиметаллов окислено до глубоких горизонтов. Лугоканское месторождение меди представлено исключительно гипергенными соединениями [144].

К этой группе относятся также Газимуровское месторождение обохренных (Fe, Mn) милонитов, заключенных в толще кристаллических сланцев рифея. Содержание окиси железа в охрах (минеральные краски) достигает 36,75 %, глинозема – 8,38 % [89].

Третью группу объектов сложного генезиса представляют Оловское месторождение и ряд рудопроявлений (Салинское, Элегете и др.) урана. Они

приурочены к отложениям верхней юры—нижнего мела, залегающих непосредственно на фундаменте и выполняющих палеодолины в узких впадинах. Последние сформированы в ходе мезозойской тектоно-магматической активизации в поле развития магматических и метаморфических образований Селенгино-Витимского щита.

Рудовмещающие отложения представлены литифицированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, хлидолитами, алевролитами, сланцами, обогащенными углефицированным (до буроугольной стадии) органическим веществом, аллювиально-делювиального, пролювиально-делювиального происхождения. Имеются образования предгорных конусов выноса. Урановое оруденение располагается в области перехода первично сероцветных пород в красноцветные (гематитизация). Природа гематитизации однозначно не установлена. Вероятны как первичная, так и вторичная гематитизация (зоны окисления). Содержание урана составляет от 0,0п до 0,п %. Урановая минерализация представлена коффинитом, чернями, настураном. Урану сопутствуют As, Se, Mo, V, Ge, Pb, Zr, Hg. Установлены твердые битумы.

В формировании уранового оруденения принимали участие гидротермальные низкотемпературные и экзогенные эпигенетические рудообразующие процессы мелового возраста при участии гидросульфидно-мышьяковых терм и поступивших с поверхности кислородсодержащих вод.

Территория изучаемого листа входит в состав обширного золотоносного региона юга Сибири и Дальнего Востока, в котором золото занимает ведущее место среди полезных ископаемых [37]. Практическое значение имеют промышленные крупные, средние и мелкие россыпи золота.

Коренные месторождения и проявления золота сопровождаются элювиальными, делювиальными и аллювиальными россыпями. Последние образовались в основном в позднечетвертичное время. Выявлены также и погребенные раннечетвертичные и третичные россыпи, приуроченные к древней речной сети. Наибольшее промышленное значение имеют аллювиальные россыпи. Крупные россыпи аллювиального типа длиной 6 км р. Давенда расположены в бассейне р. Желтуга. Мощность золотоносного пласта здесь составляет 0,6—2,5 м, содержание золота — от 0,5 до 5 (редко до 20 г/м³). Ряд россыпей связывается с перемывом более древних осадочных толщ, которые выполняли роль их промежуточных коллекторов. Такой генезис имеют Пришилкинские россыпи, образовавшиеся при перемыве золотоносных и оловоносных конгломератов Куэнгинской впадины.

Источником россыпей золота являются коренные месторождения и проявления; кварцевые жилы, зоны пиритизации, подбазальтовый аллювий N—Q₁ возраста, гематит-магнетитовая и молибденитовая минерализация, полиметаллические месторождения с максимальным содержанием золота в окисленных рудах.

Для отдельных районов на территории изучаемого листа оценивался баланс россыпного и добытого золота. Оказалось, что общее количество добытого из россыпей золота значительно превышает запасы известных месторождений. Следовательно, необходимо учитывать глубину эрозионного среза месторождений и допускать наличие многочисленных источников питания россыпей, в том числе рассеянной золоторудной минерализации.

В изучаемом регионе имеются также россыпи ильменита, касситерита, вольфрамовых и редкометалльных минералов, а также тантала, ниобия и платиноидов.

В бассейне р. Аргунь выявлена крупная Будюмканская элювиально-делювиальная россыпь ильменита, приуроченная к массиву габброидов. Среднее содержание ильменита составляет 42–46 кг/м³, максимальное – до 400 кг/м³. Источниками современных россыпей являются эндогенные месторождения титана.

С разрушением коренных месторождений и проявлений олова связано образование касситеритовых россыпей. Наиболее крупная россыпь приурочена к аллювию р. Шилка у пос. Усть-Кулыч. Среднее содержание касситерита составляет 220 г/м³ на мощность рудовмещающих песков 7–8 м. Длина россыпи 2,7 км, ширина 100–200 м. В качестве источников россыпи предполагаются раннемеловые конгломераты – промежуточный коллектор касситерита.

К восточной части изучаемой территории в аллювии поверхностных водотоков широко распространены россыпи редкометалльных минералов – монацита, ксенотима, циркона и др. Наиболее высокие их содержания установлены в Калар-Калаканском междуречье. Источником этих минералов предполагаются пермь-триасовые субщелочные гранитоиды, борщовочные граниты и гранито-гнейсовые купола. Такие россыпи характерны для Монголо-Охотской складчатой системы.

Источником шлиховых ореолов тантала и ниобия являются пегматиты.

На севере изучаемой территории в россыпях совместно с золотом установлен осмистый иридий. Его источником считаются ультраосновные породы Шаманского массива (Кабанов, 1971).

Техногенные месторождения (пятая группа) представляют собой отвалы и остаточные целики золотосодержащих пород в отработанных россыпях.

Прогнозируемые.

Остаточных и переотложенных кор выветривания:

– глины кор выветривания по нижнемеловым отложениям, рудные шляпы и зоны окисления месторождений;

– железорудные с золотом;

– полиметаллические (свинцово-цинковые) и молибденовые с золотом.

Инфильтрационные:

– металло-угольные в бурых углях ранне- и позднемелового возраста;

– в базальных горизонтах палеодолин (палеодепрессийных структур) J₃–K₁ возраста в пределах Байкало-Витимской тектонической области (фрагменты Нерча-Олекминской минерагенической области по Г. А. Шаткову и А. С. Вольскому, ред. 2004);

– трещинно-инфильтрационные в массивах гранитоидов и во впадинах над ними на сульфидных барьерах (кяхтинский тип);

– в связи с сорбцией химических элементов на фосфатном (кости рыб) барьере в гусинозерской серии;

– инфильтрационное перераспределение химических элементов на участках развития проявлений графита и углеродистых пород кембрия, девона и J₃–K₁ возраста;

– инфильтрационное оруденение на участках битумного восстановления и вторичной сульфидизации.

Сложного генезиса:

– в J_3 – K_1 авлакогенах (оловский тип).

Россыпи:

– золото, касситерит, вольфрамовые минералы и минералы редких земель.

Техногенные:

– отвалы и остаточные целиковые золота и оловосодержащих пород в отработанных россыпях.

Основные металлотекты выявленных и прогнозируемых гипергенных месторождений полезных ископаемых. В числе металлотектов характеризуются: палеоклиматические условия и геотектонические (палеотектонические) обстановки, существовавшие в отдельные эпохи, рассматриваемые в качестве потенциальных для гипергенного рудообразования. Для этих эпох описываются также палеогеографические и гидрогеологические (палеогидрогеологические) условия. Важное значение имеют особенности распространения органических восстановителей, сорбентов и концентраторов химических элементов, мигрирующих в зонах гипергенеза.

Палеоклиматические.

Они представлены в виде схемы, выполненной в масштабе 1 : 5 000 000 в зарамочном оформлении карты рудоносности.

В раннемеловую эпоху равномерно влажный субтропический климат поздней юры в северо-восточной части региона сменился на умеренный; в позднем мелу последний был характерен практически для всего региона. В палеоцене на большей части территории господствовал субтропический климат, а в эоцене был характерен для северо-восточной части региона в то время, как на юго-западе распространялась область тропического климатического пояса. В плиоцене равномерно влажный умеренный климат был свойственен для меньшей северо-западной части региона, а на юго-востоке господствовали субтропические условия.

Геотектонические и палеотектонические.

Характеристика этих обстановок приводится начиная с юры. Особенности более древнего гипергенеза, проявленного в регионе, достоверно не установлены. Соответствующие схемы для J – K_1 , K_2 – P_2 и N – Q приведены в зарамочном оформлении карты рудоносности.

Для мезозойской эпохи (J – K_1) показаны фрагменты юрских авлакогенов, выполненных осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, смятыми в пологие (5 – 30°) синклинали, мульды, и авлакогенов позднемелового–раннемелового возраста (J_3 – K_1), выполняющие толщи которых дислоцированы в пологие (10 – 20°) синклинали и синхронные гранитоидные интрузии.

Для позднемеловой–эоценовой эпох характерен платформенный (внутриплитный) режим континентальной коры с проявлением слабых вертикальных перемещений. На территории региона выделяются области: а) преимущественно плоскостной денудации и б) проявления локальной аккумуляции.

В новейшую эпоху в северной части региона располагается фрагмент эпиплатформенной орогенной области. Остальная территория региона представляет собой суборогенную область, названную Верхневитимской.

Палеогеографические области, благоприятные для формирования инфильтрационных и россыпных месторождений.

Для позднюрско-раннемеловой эпохи (J_3-K_1) – фрагменты авлакогенов, выполненных грубообломочными, вверху разреза, местами угленосными, толщами.

Для позднемеловой–эоценовой эпохи ($K_2-\alpha P_2$) – фрагменты области локальной аккумуляции, представленные озерными бассейнами. На карте выделяются останцы отложений.

Для новейшей эпохи ($N-Q$) – впадины рифтогенного типа и вложенные в них речные долины. При прогнозировании палеодолинных месторождений витимского типа имеет значение наличие покровных базальтов, которые также показаны на карте.

Гидрогеологические.

Для оценки гидрогеологических условий на территории региона применительно к гипергенному рудообразованию имеют значение Байкальский ороген и Верхневитимский субороген, которые выделяются в качестве самостоятельных гидрогеологических областей и подчеркиваются наличием скоплений первый – азотных кремнистых терм, второй – углекислых вод. К участкам их проявлений приурочены очаговые изменения водовмещающих пород восстановительной направленности.

Сток подземных вод в пределах гидродинамических зон свободного и затрудненного водообмена ориентирован на северо-восток (бассейн р. Шилка) и север (бассейн р. Витим) и местными направлениями, подчиненными соотношению базисов дренажа и горных сооружений. В центральной части региона располагается водораздел бассейнов рек Тихого и Северного Ледовитого океанов. В соответствии с его положением направление стока южной части территории осуществляется на юг и юго-восток к долине р. Шилка. В северной части – на северо-восток и юго-запад к долине р. Витим.

Минерализация подземных вод, как правило, не превышает 1 г/дм^3 . Специфической особенностью южной части территории региона является распространение радоновых кислородно-азотных и азотных холодных вод, которые имеют непосредственное отношение к ее (территории) ураноносности.

Особенности распространения восстановителей, концентраторов и сорбентов химических элементов в зонах гипергенеза.

В геологическом разрезе изучаемого региона распространены органические вещества разного происхождения и природы – угли каменные и бурые, лигниты, горючие сланцы и графиты. Установлены единичные проявления битумов.

Угли каменные и бурые представлены малыми месторождениями и проявлениями, приуроченными главным образом к юрско-нижнемеловым отложениям (Букачачинское, Эландинское месторождения). На Эландинском месторождении поверхностно-грунтовая зона окисления может быть рудоносной.

Выше упомянуты урано-угольные проявления, обнаруженные на Нерчуганском и Букачачинском месторождениях каменных углей и, по-видимому, связанные с зонами поверхностно-грунтового окисления.

Бурые угли и лигниты установлены в верхнемеловой толще. Сведения об их металлоносности отсутствуют.

Малые месторождения горячих сланцев приурочены к юрско-нижнемеловым отложениям. Сведения об их металлоносности отрывочные. Например, на Юмурчанском месторождении в зоне сланцев установлен марганец (до 3 %) [122].

В черных углистых(?) сланцах гусиноозерской серии установлены конкреции марказита, черные пленки марганца, линзочки опала и кости рыб. Содержание фосфора (P_2O_5) в сланцах составляет 0,1–0,5 %, в отдельных прослоях мощностью 0,4 м достигает 9,5 % [53]. Фосфаты могут быть сорбентом рудных элементов в зонах гипергенеза.

Углеродистые породы установлены в отложениях нижнего–среднего кембрия, среднего–верхнего и верхнего девона. Причем эти породы выделяются как углисто-глинистые и графит-кварц-серицитовые сланцы. Диагностика этих пород не бесспорна. Во всяком случае органическое вещество в кембрийских сланцах скорее всего имеет сапропелевую природу.

Преимущественно в докембрийских образованиях распространен графит, выявленный в виде месторождений(?), проявлений и пунктов минерализации. На Муйском проявлении в его золе установлены германий (до 0,0013%) и ванадий (0,016–0,2 %) (Кабанов, 1971). Металлоносность графитов изучена слабо. Если существующие представления об образовании графита, в связи с глубоким метаморфизмом осадочных пород, обогащенных органическим веществом [89], справедливы и графит имеет сапропелевую природу, то металлоносность его должна быть значительной по спектру химических элементов и их концентрации. Не исключается вынос и привнос(?) элементов в ходе метаморфических преобразований исходных осадочных пород и самого органического вещества.

Охарактеризованное органическое вещество может быть не только накопителем химических элементов, присутствующих в бассейнах седиментации, но является и источником рудного вещества в гипергенных месторождениях.

Минерагеническое районирование зон гипергенеза*. На территории рассматриваемого региона выделяются фрагменты трех крупных геологических структур и соответствующих им минерагенических провинций: Байкало-Витимская (БВ), Монголо-Охотская (МО) и минерагеническая провинция Алдано-Станового щита – Алдано-Становая (АС).

Фрагмент Байкало-Витимской провинции занимает на листе наибольшую территорию. С позиций гипергенного рудообразования на ней намечается одна минерагеническая зона, две зоны и одна область потенциально минерагенические.

На юго-востоке листа, по существу в приконтактной части с Монголо-Охотской провинцией выделена Маргальджин-Могочинская минерагеническая зона. По своему пространственному положению она близка к Пришилкинской зоне, выделяемой ФГУГП «Читагеолсъёмка», и отличается от нее степенью обоснованности северо-западной границы. В составе упомя-

* Районируется приповерхностная часть земной коры, характеризующаяся развитием гипергенных процессов.

нутой зоны наибольшее значение имеет Оловский урановорудный район (БВ1-1). Технологические испытания руд Оловского месторождения показали возможность его отработки методом подземного выщелачивания с предварительным разрушением рудной массы и частичной выдачей на поверхность для ручного выщелачивания, что весьма рентабельно в современных экономических условиях.

Перспективы Маргальджин-Могочинского минерагенического таксона на золото следует связывать с линейными корами выветривания и россыпями в зонах тектонических уступов.

Последние особенно вероятны в пределах Нерчинской потенциально минерагенической зоны. В нижних частях разрезов чехла авлакогенов возможны рудоносные мезозойские палеодолины. Их выявление затруднено значительными глубинами залегания. В Элегетинском узле (БВ2-1) располагается проявление урана оловского типа.

Тулагукоченская потенциально минерагеническая зона (БВ3) может заключать современные, древние и погребенные россыпи касситерита и вольфрамовых минералов, а также их оруденение в линейных корях выветривания и в зонах тектонических уступов.

Разнообразное по генезису оруденение вероятно в Усть-Танандинской потенциально минерагенической области. Важное значение в ее составе имеет Муйско-Уокитский (Южно-Муйская зона — по данным «Читагеолсъемка») потенциально золоторудный район. Минерагеническое разнообразие этой области подчеркивается наличием Салинского проявления урана оловского типа (узел БВ4-2) и вблизи расположенных пунктов минерализации гипергенного марганца, а также фосфатного вещества (сорбент), связанного с костями рыб; металлоносных горючих сланцев (БВ4-3) и металлоносных каменных углей (БВ4-4). Имеются перспективы на тантало-ниобаты и минералы редких земель в россыпях.

Минерагенический профиль Алдано-Становой провинции представлен россыпями золота, тантала, ниобия и редких земель. Выделяется Китяхтинский (по «Читагеолсъемка») потенциально золотоносный (Au, TR) узел. В пределах Нюкжа-Олекминской потенциально минерагенической области (АС2), занимающей наибольшую площадь на Алдано-Становом щите, золото вероятно в линейных корях выветривания, в россыпях в зонах тектонических уступов односторонних и двусторонних грабенов J_3-K_1 . Источником золота гипергенных аккумуляций является главным образом зона окисления полиметаллических и молибденовых месторождений.

На стыке Байкало-Витимской и Алдано-Становой провинции располагается Пограничный золоторудный район (БВ-АС), в котором, наряду с упомянутыми выше типами гипергенных аккумуляций, в качестве таковых могут быть зоны окисления месторождений золота, полиметаллических и молибденовых месторождений. Добыча золота в таких зонах экономически рентабельна.

На территории Монголо-Охотской провинции (МО) минерагеническая специализация зон гипергенеза ограничивается россыпями золота, которое может быть в современных и древних поверхностях и погребенных россыпях, а также в россыпях, приуроченных к зонам тектонических уступов. Вероятны золотоносные линейные коры выветривания и аккумуля-

ции золота в зонах окисления полиметаллических месторождений и эндогенных месторождений золота. Не исключаются возможность аккумуляции золота в гранитах, преобразованных в зонах гипергенеза.

В пределах рассматриваемой провинции имеются определенные перспективы на уран, металлоносные угли и горючие сланцы, строительные и красочные глины. Выявлены небольшие ореолы олова.

Перспективы на уран связываются со Сретенским потенциально урановым районом, в пределах которого имеется экзогенное оруденение отенитового минерального типа в линейных корях выветривания.

В заключение отметим, что выполнен комплексный анализ рудоносности зон гипергенеза, включая россыпи, на основе составления карты территории листа N-50 масштаба 1 : 1 000 000. При этом учтены все возможные стороны проявления гипергенных процессов, в том числе и их возможная взаимосвязь с более глубокими частями земной коры. Разработаны основы минерагении гипергенных процессов.

Результатом анализа явилось минерагеническое районирование зон гипергенеза и изучение россыпей, сопряженное с фрагментами Байкало-Витимской, Алдано-Становой и Монголо-Охотской минерагенических провинций.

В регионе в целом выделены семь минерагенических зон, три района и ряд узлов выявленных и прогнозируемых гипергенных аккумуляций.

Новыми для Забайкалья могут быть прогнозируемые аккумуляции золота и других элементов механогенной миграции в линейных корях выветривания и россыпи, приуроченные к зонам тектонических уступов.

ЭПОХИ РУДОГЕНЕЗА, СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ РУД

Изложенные выше материалы свидетельствуют о том, что регион пережил сложное геологическое развитие. Сложность обусловлена не только полициклическостью геосинклинально-складчатых процессов, протекающих на одних и тех же территориях. Инверсия и складчатость геосинклинальных прогибов подвижных зон различного возраста сопровождалась периодическим оживлением и активизацией древних глубинных разломов, возобновлением магматической и гидротермальной деятельности, даже на значительном удалении от развивающихся геосинклинальных систем, в блоках, которые длительное время находились в стадии консолидации.

Выделяются следующие эпохи рудогенеза: архейская и протерозойская, позднепротерозойская, раннепалеозойская, позднепалеозойская, позднепалеозойско-раннемезозойская, позднепалеозойская (несколько этапов) и кайнозойская.

Архейская и раннепротерозойская эпохи тектоно-магматических процессов фундамента геоблоков характеризовались широким развитием метаморфогенных месторождений: железорудных, высокоглиноземистых, графитовых; магматических – мусковитоносных, редкоземельных и ураносодержащих пегматитов; контактово-метасоматических – флогопитовых.

Позднепротерозойская эпоха магмо-тектогенеза ознаменовалась преимущественным формированием месторождений и проявлений хрома, никеля, титана и железа магматогенного и графита — метаморфогенного типов.

Эпоха раннепалеозойского магмо-тектогенеза по своим металлогеническим особенностям является как бы промежуточной между докембрийской и позднепалеозойской. Ее сходство с докембрийской эпохой выражается в широком развитии месторождений железа, титано-железорудных, фосфоритовых (апатитовых) и хромитовых месторождений магматогенного типа, а отличие состоит в отсутствии месторождений метаморфогенного типа.

С позднего палеозоя территория подверглась тектоно-магматической активизации, которые разделяются на следующие этапы: позднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский и два позднемезозойских — юрский и меловой.

Показателем *позднепалеозойского этапа* активизации следует считать интрузии витимканского и ингамакитского комплексов; *позднепалеозойско-раннемезозойского* — интрузии эймнахского, амананского, джилдиндинского, нерчуганского и куналейского комплексов; *юрского* — гуджирского, нерчинского, амуджиканского, дотулурского и др.; *мелового* — абагайтуйского и инегирского комплексов. Процессы тектонической активизации всех структурно-формационных зон территории последнего этапа сопровождались развитием щелочно-базальтовой и контрастной формаций, а также разнообразием приповерхностных низкотемпературных месторождений.

Полезные ископаемые *позднепалеозойской этапа* на северо-западе и севере территории листа представлены молибденовыми, олово- и вольфраморудными гидротермально-метасоматического типа месторождениями и проявлениями, высокоглиноземистыми — контактово-метасоматического и магматогенного генезисов.

Позднепалеозойский-раннемезозойский этап магмо-тектогенеза, охватившего большую часть территории, сопровождался широким развитием молибденовых, молибден-вольфрамовых, молибден-бериллиевых, кварцево-вольфрамовых месторождений и проявлений в Нерча-Урюмском и Олекмо-Нюкжинском блоках, Пришилкинской и Каларской межблоковых зонах.

Мезозойские этапы тектогенеза сопровождались почти повсеместным развитием сложного комплекса эндогенных полезных ископаемых. Среди них профилирующее положение в Ундино-Газимурском мегаблоке занимают пегматитовые, гидротермальные и гидротермально-метасоматические высокотемпературные месторождения олова, вольфрама, комплексные олово-полиметаллические, золоторудные, молибденовые; контактово-метасоматические свинцово-цинковые, магнезитовые; гидротермально-метасоматические медно-порфиоровые. В Кактолга-Орогочинском блоке и Будюмканской межблоковой зоне широким развитием пользуются кварц-касситеритовые, сульфидно-касситеритовые месторождения, свинцово-цинковые месторождения различных типов, а также золоторудные, молибденовые. Последние получили широкое распространение в Пришилкинской мобильной зоне и по периферии Нерча-Олекминского блока. Приповерхностные месторождения флюорита, золота, сурьмы, молибдена, меди и других полезных ископаемых формируются почти во всех структурах, за исключением Каларской зоны, Южно-Муйского, Уакитского и Ципикано-Усойского блоков.

Остановимся на характеристике геолого-структурных особенностей территории, благоприятных для локализации оруденения.

Роль крупных структур кристаллического фундамента в эндогенном оруденении. Структуры региона развивались как на переработанном докембрийском основании, так и на стабилизированном раннепалеозойском цоколе. И поскольку главным направлением геологического развития территории листа в неогее являлось раздробление на блоки древних платформ, то структурные соотношения между наложенными геологическими комплексами и фундаментом определились его неоднородностями. Неоднородности фундамента (основания) создаются присутствием в позднеархейской—раннепротерозойской структуре Алдано-Станового и Байкальского геоблоков раннеархейских глыб: Каларской, Амалатской, Моклаканской, Могочинской, Муйской. В Байкальском геоблоке, наряду с выступами архея, имеют место также многочисленные блоки-реликты наложенных терригенных, карбонатно-терригенных и вулканогенно-терригенных прогибов и впадин верхнего протерозоя—нижнего кембрия геосинклинальных комплексов.

Размещение палеозойских гранитоидов в Байкальском и Западно-Становом геоблоках относительно реликтовых блоков, вероятнее всего, мало зависит от величины эрозионного среза. Современное положение реликтовых блоков, по-видимому, отражает основные черты допалеозойской тектоники. Плутонические образования раннего палеозоя, как правило, находятся в обрамлении реликтовых блоков. Отсюда вытекает, что в опущенном кристаллическом фундаменте парагеосинклинальных и «вторичных» геосинклинальных прогибах Амурского геоблока главную роль, вероятнее всего, также играют блоки докембрийских комплексов.

Геологическую эволюцию неогее, в целом, можно рассматривать как процесс прогрессирующего разрушения древней консолидированной коры на отдельные блоки, которые, в зависимости от их переработки, приобретали разную форму и степень подвижности — от слабовыраженных до контрастных. Присутствие в фундаменте Байкальского и Амурского геоблоков докембрийских комплексов, близких к тем, которые слагают консолидированный фундамент Алдано-Станового, указывают на эпиплатформенный характер эволюции подвижных структур в них. Наложённые процессы завершились последующей консолидацией обновленного фундамента, который в процессе тектоно-магматической активизации был преобразован в структуры орогенного класса.

Из анализа пространственного размещения структурно-формационных комплексов активизации следует:

1. В обрамлении древнейших глыб сосредоточено наибольшее количество плутонов рудоносных монцониоидов и гранитоидов позднепалеозойских и мезозойских комплексов, отличающихся сложностью петрографического и минерального составов.

2. Внутренние структуры гранито-гнейсовых валов скорее всего соответствуют ранним межглыбовым (раннедокембрийским блоковым) зонам.

3. Структурно-формационные зоны отражают не только разную степень раздробленности кристаллического фундамента, но и характер последующей тектоно-магматической эволюции.

4. Границы геоблоков и блоков обладают наибольшей контрастностью тектонических движений и значительным разнообразием и высокой плотностью позднепалеозойского и мезозойского эндогенного оруденения разных типов. Эти явления охватывают не только периферические части, но и ближайшее обрамление блоков, как это выражено вблизи Джилинда-Могочинской, Урюмской, Могоча-Бушулейской, Пришилкинской и других зон разломов, а также Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой системы. Периферические части Ундино-Газимурского и Кактолга-Орогочинского в юре, Уакитского в девоне, Нерча-Урюмканского блоков в перми, судя по мощности осадков, отличались наибольшей амплитудой тектонических движений. Джилинда-Могочинская и Могоча-Бушулейская зоны характеризуются сосредоточением значительных объемов внедрившихся гранитоидных плутонов раннего, позднего палеозоя и мезозоя и т. д. Общей причиной высокой динамичности взаимосвязанных «периферических» процессов является высокая активность краевых глубинных разломов. С условиями их контрастного геологического развития сопряжена и интенсивность орогенного рудообразования.

Краевые зоны, как и ближайшее обрамление блоков первого порядка, перерабатываемые в условиях орогенеза, наиболее благоприятны для локализации крупных месторождений. Так, в краях консолидированного в раннем палеозое Нерча-Урюмского блока расположены месторождения – Кручининское, Дарасунское, Итакинское, Орекитканское; в краях Могочинского архейского выступа – Уконикское, Амазарканское, Алексеевское; Муйской глыбы – Ирокиндинское, Моховое, Южно-Шаманское и т. д. Многие из перечисленных разновозрастных месторождений обладают особой сложностью и набором минеральных компонентов и их ассоциаций и характеризуются многостадийностью процессов рудогенеза.

Региональные разломы, являясь границами мегаблоков, контролируют крупные месторождения и группы перспективных рудопроявлений: Джилинда-Могочинский разлом – молибдена (Орекитканское, Маричи-Буричинскую группу проявлений, Аманан-Макитское, Сырыгичинское, Столбовое); полиметаллические (Олошкинское); золоторудные (Уконикское, Амазарскую группу). Могоча-Бушулейский разлом контролирует месторождения и проявления: золоторудные – Ключевское, Дарасунское, Киинскую группу; молибденовые – Давендинское, Костромихинское, Обкорондинское, Жирекенское и Бородинское, Бухтинское, Торгинское; флюоритовое – Усуглинское. В разломах Монголо-Охотской системы локализуются месторождения и проявления: золоторудные – Сретенской и Чагинской групп, Карийское; полиметаллические – Шилка-Заводской группы; сурьмяные – Чалбучинской и др.

Немаловажную роль в размещении месторождений и проявлений оказывают локальные структурные факторы.

Роль локальных структур в размещении эндогенного оруденения. Под локальными структурами высоких порядков понимаются: узлы пересечения разломов, зоны повышенной трещиноватости, поднятия и впадины, купола, негативные кольцевые структуры и т. д.

1. Характерным элементом тектонического строения рудных районов являются купольные и кольцевые структуры. Сведения о купольных струк-

турах и связи с ними в регионе рудных месторождений приведены во многих работах [387, 388]. Купола развивались сопряженно с процессами плутонизма и представляют собой «проекции» магматических камер в верхней части земной коры. Проявляясь локальными и гравитационными минимумами (Δg), они группируются в цепочечно-дуговые морфоструктуры — Орекитканскую, Верхне-Нерчинскую, Олекминскую, Олошкинскую; в центрально-лучевые — Аманан-Макитскую, Джемкуканскую, Джалирскую, Сырыгичинскую, Сыгырлинскую; в цепочечно-линейные — Сретенскую, Чачинскую, Карийскую, Береинскую, Бородинскую, Жирекенскую, Ульканскую и др.; в радиально-кольцевые — Верхне-Амазарскую, Урюмскую, Олонгринскую, Давенда-Ключевскую, Эдакуйскую, Дарасунскую, Киинскую; в кольцевые — Юмурченскую, Икилюнскую, Венегерскую и т. д.

Купольные и кольцевые структуры контролируют рудные поля и рудные узлы, своды и межсводовые зоны — рудные районы и субпровинции. Статистические подсчеты показывают, что рудные узлы имеют те же размеры, что и купольные и кольцевые структуры. В Западно-Становой и Монголо-Забайкальской минерагенических субпровинциях более 50–55 % эндогенных месторождений и проявлений приурочено к купольным и кольцевым структурам. Общая площадь же, занимаемая этими структурами, составляет не более 30 % от площади листа. Это значит, что купольные и кольцевые структуры вмещают больше рудных месторождений и проявлений, чем межкупольные пространства. Купольные и кольцевые структуры сложены гранитоидами, полностью или частично вскрытыми эрозией, но среди них есть и скрытые на глубине. В структуре глубинного строения региона купольные и кольцевые структуры отвечают очаговым зонам, корни которых находятся на различных уровнях земной коры, что, вероятно, определяет состав рудно-магматического материала. Соотношение в размещении рудных объектов в сводовых и межсводовых структурах в региональном плане обратное.

В купольных структурах (по отношению к элементам рассматриваемых структур) наблюдается закономерное распределение минерализации. Так, высоко- и среднетемпературные минеральные ассоциации локализуются преимущественно в центральных частях, как, например, в Сырыгичинской, Жирекенской, Моклаканской, Урюмской, Олекминской и др. Проявления и месторождения молибдена, олова, вольфрама и других редких металлов занимают (в среднем) более высокие гипсометрические уровни, чем месторождения золота, полиметаллических руд и плавикового шпата. Обратная зональность размещения рудных объектов также наблюдается в кольцевых структурах (Береинская, Икилюнская, Джемкуканская и др.). Зональность является прямым следствием структурных условий формирования рудно-магматических систем. Особенность распределения минерализации указывает на то, что в послерудную эпоху наибольшему эрозионному срезу подверглись относительно поднятые части структур, т. е. малоглубинные месторождения: редкометалльно-пегматитовые, кварц-вольфрамовые, полевошпат-молибденитовые штокверки. Приповерхностные месторождения и проявления полиметаллов, сурьмы, золота подверглись меньшему срезу. Отсюда, по-видимому, среди последних можно ожидать обнаружение большего числа «слепых» объектов. Малоглубинные же проявления, в большей

мере затронутые эрозией и вследствие незначительного вертикального размаха оруденения, составляющего в среднем первые сотни метров (до 400 м), менее перспективны. Для второй группы месторождений размах оруденения достигает нередко многие сотни (600–800) метров, например: Дарасунское, Теремкинское, Итакинское и др.

В центрально-симметричных структурах накопление рудных компонентов происходит в процессе неоднократных поступлений рудных потоков. Таковыми являются полихронные структуры, которые формируются в результате телескопирования, связанного с субвулканическими и магматическими трубками взрыва большой вертикальной протяженности. В этом убеждает закономерная связь крупных месторождений с эксплозивными (эруптивными?) аппаратами (Дарасунское, Торгинское, Жирекенское, Итакинское, Олекминское, Будюмканское, Давендинское и другие месторождения).

Рудные скопления можно ожидать не только в хорошо выраженных куполах, но и там, где они выражены слабо. В последних больше оснований рассчитывать на протяженные по вертикали рудные тела. Такими могут быть проявления Арчикуйского, Кочковатого, Ульяканского и других рудных узлов, хотя искать их труднее, так как площадь их горизонтального сечения намного меньше, чем в хорошо выраженных морфоструктурах.

2. Для части рудных полей установлены случаи приуроченности рудных тел к клиновидным тектоническим блокам, острым углам пересекающихся трещин (разломов), где обычна высокая нарушенность и проницаемость пород. При анализе металлогенической карты аналогичная закономерность устанавливается как на уровне рудных районов, таких как: Муйский, Орехитканский, Могочинский, характеризующихся высокой плотностью рудных объектов, так и на уровне рудных узлов: Дарасунский, Кедровско Ирокиндинский, Урюмский, Амуджиканский и др.

3. На площади листа разломы разных порядков объединены в системы различного простирания: северо-восточного, северо-северо-восточного, северо-западного. Они представляют собой сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и разломы неясной кинематики, в том числе широтные протяженные зоны сколов и повышенной трещиноватости, которые нередко являются рудоконтролирующими. Менее проявлены меридиональные и другие по направлению разломы. Неоднократно подчеркивалась роль зон повышенной трещиноватости широтного простирания, которые контролируют рудные узлы, как например Жирекено-Карийская [6, 194] с Жирекенским и Карийским рудными узлами, Итака-Могочинская [381] с Итакинским, Урюмским, Олонгринским; Могоча-Сыгырлинская с Олонгринским, Амуджиканским, Сыгырлинским и Сырыгичинским; Давенда-Кочковатая с Давенда-Ключевским, Амуджиканским, Кочковатым рудными узлами; Делинга-Бармакитская с Орехитканским, Орогочинским, Олошкинским рудными узлами. В свете устанавливаемой закономерности значительно повышаются перспективы Береанавской и Кадачинского рудных узлов с порфирировым типом медно-молибденового оруденения, расположенных на флангах Жирекено-Карийской широтной зоны, Олошкинского, Венегерского рудных узлов, также расположенных на флангах Делинга-Бармакитской зоны.

4. Экстенсивность оруденения и размещения месторождений и проявлений значительно повышается в узлах пересечения разломов северо-вос-

точного и северо-западного простираний. К таким относятся известные рудные узлы – Джелуонский, Орогочинский, прогнозируемые – Илакочинский, Верхне-Нерчинский, Венегерский, Канталакский, Делинда-Шахтайский, одновременно контролируемые и зонами повышенной трещиноватости широтного простирания.

5. Связь низкотемпературного раннемелового оруденения с наложенными впадинами-грабенами, грабен-синклиналиями, мульдами изучалась не одним поколением геологов. В целом эти структуры составляют зоны, протяженные пояса рифтогенного типа общего северо-восточного простирания. В них подмечена разная плотность флюоритовой раннемеловой минерализации относительно бортов впадин [334].

В бортах впадин и внешней прибортовой полосе шириной 10 км размещается более 50 % всего числа учтенных месторождений и проявлений флюорита. Из них в северных плечах впадин более 70 % месторождений и проявлений, в южных – порядка 25–29 %, внутри впадин не более 0,5–1 % [334]. Эта закономерность отмечается для месторождений и проявлений Пришилкинской зоны. В Нерча-Урюмском и Олекмо-Нюкжинском блоках в 10-километровой полосе локализуется примерно 33 % известных проявлений. Из этого количества в северных плечах сосредоточено около 32 %, в южных – 65 %, внутри впадин – до 3 %. Противоположные результаты распределения флюоритового оруденения могут быть объяснены либо неполноценным объемом выборки и степенью изученности, либо это действительно является закономерным явлением. Тем не менее, приведенные данные указывают на тенденцию роста экстенсивности флюоритовой минерализации в 10-километровых прибортовых частях меловых впадин. Вышеуказанные тенденции распределения флюорита в Пришилкинской зоне близки к закономерности, установленной для Хилок-Витимской зоны и Аргунского геоблока [334]. Характеризуемое распределение флюоритового оруденения обусловлено не только особенностью тектонического строения впадин и их плеч. Важную роль в локализации оруденения играет универсальная особенность крупных территорий – это направление перекоса поверхности фундамента впадин. В пределах Нерча-Урюмского и Олекмо-Нюкжинского блоков фундамент впадин погружается в северных и южных румбах, чем, по-видимому, и объясняется статистическая «обратная» асимметрия плотности флюоритовой минерализации, установленной для Забайкалья в целом [334].

Рудные формации фундамента и складчатых систем. Несмотря на более слабую геологическую изученность древнейших структурных этажей, можно с достаточной определенностью судить об условиях размещения месторождений и проявлений, связанных с докембрийскими рудными комплексами.

Это объясняется, по-видимому, стабильностью мощного рудогенеза, обусловленного большой устойчивостью и существенной продолжительностью геологических процессов раннего докембрия. Однородность условий выразилась в формировании крупных рудогенных структурно-формационных комплексов. Среди известных на территории листа месторождений и проявлений раннедокембрийского и рифей-вендского возраста доля крупных объектов гораздо более высока, чем в позднейших интервалах ее геологической истории. Такая же эволюционная особенность характерна и для прилегающих с севера и востока металлогенических провинций.

Как следует из обобщающих работ и конкретных местных условий, геологическая обстановка формирования и размещения древнейшего оруденения может быть охарактеризована следующим образом.

1. Особый характер магматических и метаморфических формаций, присущий только докембрию (железисто-кварцитовые зоны, расслоенные габброидные плутоны, графитовые и высокоглиноземистые залежи тектонических зон и др.). С развитием этих формаций связано развитие специфического оруденения, представленного особым типом рудных формаций.

2. Определенная связь рудоносных структурно-формационных комплексов с развитием четко выраженных поясов основных и ультраосновных интрузий, обычно контролируемых структурными швами; приуроченность наиболее интенсивного оруденения к обрамлению выступающих и входящих углов протоплатформ.

3. Высокие кларковые содержания золота, меди и других рудных сидерофильных элементов в породах докембрийского возраста, вероятно, связаны с переработкой образований (базитами, гипербазитами) мантийного происхождения.

В архейскую эпоху формируются рудные образования каларского и могочинского метаморфических комплексов, представленных метаморфогенно-метасоматической кварцит-амфиболит-биотит-гнейсовой и кальцифир-амфиболит-биотито-гнейсовой формациями. Эти образования слагают линейные зоны, обрамляющие и пересекающие Каларскую, Амалатскую, Моклаканскую и Могочинскую глыбы архея. Они представляют собой бластотектониты по породам основного состава — слюдистые сланцы, бластомилониты, отвечающие составу гнейсов, претерпевшие метасоматическую переработку в передовом фронте позднеархейской гранитизации с последовательной сменой базификации кислотным выщелачиванием. Продукты базификации — магнетит- и гиперстенсодержащие скарноподобные породы. С кварцит-амфиболит-биотитово-гнейсовой формацией связаны проявления железистых кварцитов, а также неизученные, как возможный источник глиноземистого сырья, крупнообъемные тела высокоглиноземистых гнейсов и сланцев.

Практический интерес представляют графитоносные кварц-мусковит-флогопитовые метасоматиты, связанные с раннепротерозойскими метаморфическими породами усвукаунского и усть-тулдуньского комплексов. Они образуют зоны мощностью до 20 м и более и протяженностью первые десятки километров с содержанием углерода до 21 %. Прогнозные ресурсы при содержании графита до 10 % — более 16,5 млн т.

Раннепротерозойская гранитовая (рапакивиподобная) формация образует батолитообразные тела в Каларской шовной системе и сопровождается зонами интенсивной мигматизации вмещающих пород. С мигматитами ассоциируют многочисленные проявления тантало-ниобиевой, редкоземельной и урано-ториевой минерализации. Наибольшая концентрация редкоземельных минералов, таких как: монацит, ортит, циркон, торит, ураноторит, ильменит, магнетит, реже урансодержащие тантало-ниобаты, молибденит, торианит, наблюдается в жильных грубозернистых гранитах и пегматитах. Содержание тантала и ниобия в субстрате и жильном материале изменяется от 0,001 до 0,01 %; сумма редких земель достигает 0,8 % с

преобладанием лантаноидов цериевой группы. Поля пегматитов и грубозернистых гранитов занимают значительные (сотни км²) площади. Подобный тип оруденения устанавливается и в Ципикано-Усойском блоке, в пределах Амалатской глыбы. Не выяснен возраст пегматоидных гранитов и пегматитов. Проявления не изучались.

Гнейсово-гранитовая формация (гранитоиды позднеостанового комплекса) образована в ареале ультраметаморфизма, охватившем ранне- и позднеархейские структурные этажи Олекмо-Нюкжинского блока в широтных линейных зонах. Кремний-калиевые метасоматические породы гранитоидного состава в последних образуют валлообразные мигматит-плутоны. В краевых частях блока, кроме метасоматических гранитоидов, развиты и аллохтонные граниты. Во вмещающих их кристаллических сланцах и гнейсах верхнеолекминского метаморфического комплекса они сопровождаются полями керамических и слюдоносных с флогопитом пегматитов, перспективы которых из-за слабой изученности неясны.

Рифейская эпоха рудогенеза ознаменовалась расколом (типа палеорифтов) протоплатформ. Они сопровождалась внедрением интрузий основного состава и становлением протрузий базитов и ультрабазитов, которые контролируют месторождения и проявления железа, титана, хрома, никеля – титаномагнетитовой формации (Молодовское проявление), хромитовой (Южно-Шаманское) и т. д. Оруденение титаномагнетитовой формации представлено вкрапленностью ильменита, титаномагнетита и магнетита, распределенной равномерно или в виде полос. В измененных гипербазитах выделяются руды вкрапленной или полосчатой текстуры. Основную роль в составе руд играют ильменит, титаномагнетит. Спектральным анализом в рудах установлено наличие Cr, Ni, V. Помимо рудных точек известны ореолы: Ti, Cr, Ni, Co и V, которые тяготеют к телам гипербазитов и зонам их изменений. Платиноносность формации не изучалась.

Перспективы Южно-Шаманского проявления хромитов одноименной формации определяются наличием обломков хромитовых руд по р. Талакан и комплексными ореолами Cr, Ni, Co площадью до 20 км². Прогнозные ресурсы составляют 8 млн т руды со средним содержанием Cr₂O₃ – 37,8 %, при коэффициенте достоверности 0,5. Перспективы выявления оруденения этой формации в Муйском рудном районе далеко не исчерпаны.

Рудная полигенная графитовая формация венда связана с преобразованием карбонатных отложений белетуйской свиты, которые получили широкое развитие в пределах Ундино-Газимурского мегаблока Амурского геоблока. Для формации характерна минеральная ассоциация: графит, кварц, мусковит, реже силлиманит, полевои шпат. Для графитсодержащих пород парагенезис графита со слюдами доминирует над его парагенезисом с кварцем. Графит в межзерновом пространстве ориентирован по сланцеватости пород и обуславливает вкрапленно-полосчатую текстуру руд. Содержание графита в зонах колеблется от 8 до 30 % (Сивачуканское месторождение и др.). Ориентировочные запасы графита составляют порядка 1 млрд т [333].

Раннепалеозойская эпоха ознаменовалась новым этапом растяжения межблоковых и мобильных зон и становлением расслоенных интрузий атарханского комплекса габбро-норитовой формации в Ципикано-Усойском

блоке Баргузино-Витимской субпровинции и кручининского габбровой Пришилкинской структурно-мобильной зоны смятия Западно-Становой субпровинции. С комплексами связаны магматогенные месторождения железа титаномагнетитовой формации (Кручининское, Ангашанское, Тукуламское). Главным рудным минералом ее является титаномагнетит. С ним ассоциируют ильменит, содержание которого достигает 27,8 % от общего объема руд, а также магнетит, апатит. Титаномагнетит характеризуется высоким содержанием Ti, V, Cr. Вкрапленные и сплошные руды образуют шширообразные обособления, вытянутые параллельно расслоенности пород. Содержание рудных минералов варьирует. Содержание полезных компонентов в рудах составляет: TiO_2 и P_2O_5 – целые проценты, V – сотые, Cr и Ni – десятки, Ga – 6–9 г/т и платина – первые мг/т. По запасам комплексных руд Кручининское месторождение является крупнейшим в восточной части России.

В осадочных карбонатных формациях нижнего кембрия в Аргунском мегаблоке сосредоточены крупные запасы известняков и доломитов, а также магнезитов. Возраст месторождений магнезитов остается неясным. Запасы магнезитового сырья составляют более 100 млн т при содержании MgO – 44,7 %.

Рудные формации периодов тектоно-магматической активизации. Позднепалеозойское и мезозойское оруденение, связанное с активизацией территории, характеризуется высокой интенсивностью и разнообразием состава. Кроме профилирующих месторождений и проявлений Au и Mo, самостоятельное значение имеют и являются компонентами комплексных месторождений и рудопроявлений следующие элементы: W, Sn, Pb, Zn, Ag, Cu, Sb, Ta-Nb, Li, Be, F, Hg. Преобладают месторождения гидротермально-метасоматического типа, существенную роль играют метасоматического, в том числе контактово-метасоматического – скарны, а также магматогенного типа пегматиты.

Наиболее раннее молибденовое оруденение (молибденовая порфирировая с медью и молибденовая грейзеновая с вольфрамом, бериллием формации) получило широкое развитие в Олекмо-Нюкжинском блоке, Пришилкинской зоне Западно-Станового мегаблока и Усть-Карском блоке второго порядка Аргунского мегаблока. Более высокая экстенсивность молибденовых проявлений Западно-Станового мегаблока (относительно Аргунского) обусловлена, вероятно, еще и тем, что наряду с раннемезозойским заметную роль оказывают позднеюрское оруденение молибденит-кварцевой и (слабоизученной), молибденовой апогранитовой формации в пределах северо-восточной части Пришилкинской зоны.

Золотое оруденение проявилось в позднем палеозое(?) в Уakitском и Южно-Муйском блоках. Максимум концентраций месторождений и проявлений золота характерен для Пришилкинской зоны и Аргунского мегаблока. Оруденение на характеризуемой территории является полиформационным. В порядке установленных соотношений намечается следующая последовательность золоторудных формаций: золоторудная кварцевая – малосульфидная – полиметаллическая – халцедон-кварцевая. Отмечаются проявления и другой формационной принадлежности, которые значительно расширяют потенциал региона. Месторождения золоторудной по-

лиметаллической формации представляют в настоящее время основной промышленный потенциал Читинской области (Дарасун, Ключевское, Дмитриевское, Уконикское и др.). Золоторудная-халцедон-кварцевая формация завершает формирование золотого оруденения. Объекты этой формации можно ожидать в пределах Балейского камнесамоцветно-сурьма-золоторудного района в Кокертайском рудном узле и Сретенско-Карийского золоторудного района.

Оруденение *олова и вольфрама* заметно превалирует в Кактолга-Орогочинском блоке и Будюимканской зоне Аргунского мегаблока и Южно-Муйском блоке Байкальского геоблока.

Оруденение *Nb, Ta, Zr, TR* распространено почти во всех минерагенических подразделениях территории, но промышленно-значимых объектов к настоящему моменту не выявлено, хотя потенциал для обнаружения объектов с этим типом оруденения имеется. Можно ожидать промышленно-значимые объекты редкометалльно-пегматитовой и редкометалльной апогранитовой формаций в пределах Каларской зоны, Олекма-Нюкжинском и Нерча-Урюмском блоках.

Сурьмяное оруденение широко развито в пределах Пришилкинской и Будюимканской зон. Оно формирует как самостоятельные комплексные месторождения и проявления золото-сурьмяной березитовой и сурьмяно-кварцевой формаций, так и многочисленные проявления сурьмяно-кварцевого типа по периферии рудных полей с золотым и полиметаллическим оруденением. Объекты, выявленные в период составления Гостеолкарт-1000/3 и геологического доизучения перспективных объектов, связаны с зонами надвигов карбонатных пород быстринской свиты нижнего кембрия и могут представлять промышленно-значимые объекты джаспероидной формации, не выделяемой до настоящего момента в пределах территории.

Флюоритовое оруденение практически завершает процесс рудогенеза, охвативший регион в периоды активизации, и совпадает по времени с меловым этапом. Рудная минерализация имеет достаточно отчетливо линейно-поясовое распределение. Месторождения и проявления флюорита концентрируются преимущественно в Пришилкинской зоне Западно-Становой субпровинции.

В осадочных толщах кутинского уровня происходит накопление *углей и горючих сланцев*, в которых в отдельных структурах концентрируются Ge, Cs, F, Fe, P.

Кайнозойская эпоха знаменательна формированием промышленных россыпей Au, Sn, TR.

Статистическое распределение рудных объектов в зависимости от глубинного строения территории. Статистика распределения рудных объектов профилирующих металлов по структурным зонам верхней части земной коры — очаговым и межочаговым приводится в табл. 2 и 3. Анализ приведенных статистических данных (табл. 2) дает основание для выделения двух обобщенных групп рудных объектов: интраочаговых и телеочаговых.

Интраочаговая группа объединяет рудные объекты, приуроченные к очаговым зонам. Она включает рудные объекты золота, молибдена, вольфрама, полиметаллов, бериллия и тантало-ниобатов. Статистический обсчет рудных объектов редких металлов проведен при построении схемы эк-

Таблица 2

**Статистика распределения рудных объектов по структурным зонам
верхней части земной коры**

Рудные металлы	Количество объектов	Межочаговые зоны / доли	Очаговые зоны / доли
Золото	979	662 / 0,70	317 / 0,30
Молибден	606	128 / 0,21	478 / 0,79
Вольфрам	187	28 / 0,14	159 / 0,86
Свинец–цинк	304	206 / 0,68	98 / 0,32
Бериллий, тантал, ниобий	103	28 / 0,27	75 / 0,73
Всего рудных объектов	2179		
Площадь (сотни км ²) /доли занимаемых площадей		868 / 0,56	767 / 0,44

Таблица 3

**Статистика распределения оруденения золота
и полиметаллов очаговых и межочаговых зон**

Физико-геологические слои и их составные части		Металлы		Площади в км ² / доли	Продук- тивность
		Золото	Свинец, цинк		
Межочаговые зоны	Выступы	371 / 0,39	104 / 0,34	41474 / 0,25	1,36
	Блоки, примыкаю- щие к выступам	291 / 0,31	102 / 0,34	45352 / 0,28	1,21
Блоки орогенных гранитоидов и очаговых зон		317 / 0,30	98 / 0,32	76682 / 0,47	0,68

стенсивности оруденения. Анализ схемы экстенсивности оруденения редких элементов свидетельствует о том, что около 73 % объектов приурочено к очаговым зонам (плотность оруденения в них составляет 7–10 и более проявлений на единицу площади) – относятся к интраочаговой группе рудных объектов (Яхотинский, Канталакский и Джалирский рудные узлы и др., контролируемые очаговыми зонами).

Телеочаговая группа содержит значительную часть рудных объектов (более 65 %) золота, свинца, цинка, приуроченных к межочаговым зонам слоисто-блокового строения (табл. 3).

Таким образом, в составе интраочаговой группы присутствуют рудные объекты как литофильных (вольфрам, редкие), так и халькофильных (золото, молибден, полиметаллы) металлов. В составе телеочаговой группы преобладают халькофильные металлы (золото, полиметаллы).

Статистика распределения рудных объектов по блоковым структурам структурно-вещественных комплексов верхней коры показывает, что высокой металлогенической специализацией, относительно рассматриваемого оруденения золота и полиметаллов (табл. 3), характеризуются блоковые структуры межочаговых зон, продуктивность которых является наивысшей. В этих структурах размещаются объекты ранга месторождений и перспективных проявлений. Наиболее благоприятными для рудных объектов золота и полиметаллов являются базиты, метаморфические образования, породы выступов с сохранившейся кровлей терригенно-карбонатно-вулканогенного состава, преобразованных гранитизацией. В блоках, насыщенных плутонами, рудные объекты представлены преимущественно рудными точками.

ЭВОЛЮЦИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

Как следует из карты полезных ископаемых, многие рудные и магматические объекты пространственно ассоциируют, контролируются едиными тектоническими структурами.

Оруденению *молибденовой порфировой формации* сопутствует становление позднепалеозойских и раннетриасовых гранитоидных плутонов. Оно выражается рудными скоплениями в измененных вмещающих гранитоидах в приконтактовых зонах небольших интрузивных тел гранитоидов порфировой фации нерчуганского комплекса щелочно-гранитовой формации, гранитоидов амананского комплекса монцонит-гранитовой формации. Эта закономерность отчетливо просматривается и в полихронных палеовулканических структурах, выполненных комагматическими телами вулканитов. Оруденение обычно локализуется в надынтрузивных куполах раннемезозойских плутонов и образует рудные штокверки изометричной и линейной формы. Во вмещающих их гранитоидах амананского комплекса штокверки сопровождаются литогеохимическими ореолами Mo, Cu, Pb, W, Ag. Ассоциации геохимических элементов, таких как Pb–Zn–As, Be–Zn–Sn–W, Th, Sb, отражают зональность рудных полей в зависимости от глубины среза рудных объектов (Жирекенское, Орекитканское, Столбовое, Каравкитское и др.). Молибденит обычно концентрируется в аплитовидных гранитах, существенно калишпатизированных гранодиоритах или миаролитовых лейкократовых гранитах. Молибденоворудная порфировая формация ассоциирует с порфировыми фациями умереннощелочных гранитов: гранит-порфирами, риолит-порфирами и гранит-порфирами с гранофировой основной массой.

Кварц-молибденитовый тип оруденения локализуется как в гранитоидах амананского комплекса, так и в гранитоидах амуджиканского, прорванных малыми интрузиями диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов (обычно невадитовой структуры) амуджиканского комплекса монцонит-

гранодиорит-гранитовой формации (Давендинское, Амуджиканское, Аманан-Макитское и другие месторождения, Зудырское, Мамачихинское и другие рудопоявления). Оруденение в жилах кварца приурочено к приконтактовым зонам малых интрузий штоков и даек и сопровождается литогеохимическими ореолами Mo, Cu, Pb, W, As.

Оруденение *золоторудной кварцевой и золоторудной малосульфидной формаций* почти во всех случаях ассоциирует с диорит-порфиритами, гранодиорит-порфирами шахтаминского комплекса (Ушмунская и Карийская группа месторождений и проявлений); монцонитами, гибридными породами (ирбиткинского типа) амуджиканского (Ключевское, Амуджиканское и другие месторождения). Минеральный состав руд сопоставим с набором аксессуарных минералов пород комплексов. Руды, так же как и геохимическая специализация ассоциирующих пород, характеризуются повышенными содержаниями Bi, Cu, As, W, иногда Mo.

Проявления *золоторудной полиметаллической формации* ассоциируют со штоками монцонитоидов, гибридных щелочных пород амуджиканского и шахтаминского комплексов. По отношению оруденения породы главной фазы амуджиканского комплекса, по-видимому, являются внутрирудными. Геохимическая характеристика рудных объектов хорошо сопоставима с геохимической специализацией образований амуджиканского и шахтаминского комплексов (см. ниже).

Для известных проявлений *вольфрама* на изученной территории отмечается структурная и пространственная связь с интрузиями куналейского, нерчуганского, гуджирского и кукульбейского комплексов. Оруденение приурочено к экзо- и эндоконтактовым зонам гранитоидных массивов вышеупомянутых комплексов. По геохимической специализации гранитоиды комплексов обычно характеризуются повышенными содержаниями вольфрама. При этом формирование комплексов сопровождается накоплением вольфрама в поздних дифференциатах. Появление вольфрамит-кварцевых жил или прожилков в надынтрузивных куполах, зонах грейзенизации выглядит логическим завершением рудно-магматических систем. Вольфрамит относится к числу характерных аксессуарных минералов вышеупомянутых комплексов (Моклаканское месторождение и др.).

Пегматиты, представляющие наиболее ранний этап *редкометалльной и редкоземельной формаций*, являются органической составной частью борщовочного и унгурченского комплексов. Они слагают жилы в экзоконтактах гранитоидных массивов, находящихся в обрамлении Западно-Становой и Аргунской субпровинций. Пегматиты образуют обособления в гранитоидах поздних фаз комплексов и имеют с ними постепенные переходы. Минеральные составы пегматитов и гранитов аналогичны, а монацит и циркон, будучи главными полезными компонентами формации, являются основными аксессуарными минералами борщовочного и унгурченского комплексов. Вместе с монацитом в пегматитовых жилах комплексов часто отмечается касситерит, аквамарин, которые иногда образуют промышленные концентрации. В зонах альбитизации краевых частей гранитоидных массивов комплексов отмечаются проявления тантала, ниобия, бериллия (Юбилейное, Новинка, Джалирское, Ульяканское и другие проявления). Эти данные свидетельствуют о парагенетической связи гранитов этих комплексов и промышленных скоплений Ta-Nb, Zr, Ce-La.

Оруденение *золоторудной халцедон-кварцевой формации* пространственно и структурно ассоциирует с криптовулканическими образованиями абагайтуйского и, вероятно, синхронного с ним, инегирского комплексов. Рудная минерализация сопряжена с развитием взрывчатых и эруптивных брекчий и проявляется в ассоциации с низкотемпературными сольфатарно-метасоматическими преобразованиями вмещающих пород, выраженных окварцеванием, аргиллизацией (Такшинское, Береинское, Тундакское, Курлычинское, Кыкоро-Акиминское и ряд других проявлений). Калиевая специфика пород комплексов отражается в рудах формации появлением адуляра.

Основные максимумы оруденения *кварц-антимонит-киноварного типа* располагаются в региональных зонах разломов — Монголо-Охотской, восточном фланге Могоча-Бушулейской и приурочены к очаговым структурам абагайтуйского и инегирского комплексов. Проявления этого типа оруденения часто размещаются по периферии рудных узлов с золоторудной и полиметаллической специализацией и пространственно ассоциируют с дайками диабазов нерчинского комплекса и андезитами ундино-даинской серии. На Майском и Королевском месторождениях сурьмы дайки диабазов являются внутрирудными. Продуктивные стадии оруденения додайковые. Дайки диабазов и трахиандезитов иногда являются внутрирудными. Заключительная — халцедон-карбонатная стадия по соотношениям с интрузиями является последайковой. Эти данные хорошо согласуются с региональными материалами и представлениями о генетической связи сурьмяно-ртутных образований в складчатых областях юга Сибири.

Флюоритовое оруденение накладывается на меловые базальты, но по определениям абсолютного возраста заметного отрыва от времени их излияния не отмечается. Во многих случаях зоны развития флюоритового оруденения совпадают со структурами, контролирующими меловые базальты, и сопряжены с зонами разуплотнения, отождествляемыми с очаговыми зонами. Отсутствие на территории распространения флюоритового оруденения послемелового магматизма и отмеченные выше признаки их пространственной структурной совмещенности позволяют с большей вероятностью связывать флюоритовое оруденение с формированием базальтоидов нижнемеловых подразделений, рассматривая его как продукт деятельности глубинных фумарол, завершающих базальтовый магматизм. Правомерность такого вывода подтверждается повышенной фтороносностью базальтов (содержание фтора в них в 2,5 раза выше кларка).

В заключение отметим, что наблюдаемая связь магматических и рудных образований отражает генетическое родство и общность процесса магмо- и рудообразования. Кроме того, отмечается постоянная связь определенных по составу рудных образований и магматитов. Так, месторождения Mo, W, Be, Li, Ta, Nb, Sn, Ce и La связаны с гранитоидными образованиями, а месторождения Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, F — с породами среднего-основного состава. Выявленные связи рудных компонентов с магматическими образованиями скорее отражают уровень возникновения рудно-магматических очагов, а геохимические особенности элементов второй группы свидетельствуют об их обособленности в процессе кристаллизации расплава, как это свойственно элементам первой группы. Элементы второй груп-

пы выпадают из растворов на ранней стадии, при падении давления, предшествующем внедрению расплава. Рудообразование идет параллельно с формированием магматических пород, чем и объясняется внутрирудное положение пород комплексов.

Зональность оруденения тесно связана с геологическим строением территории.

Для выявления пространственно-структурной закономерности размещения рудных объектов в пределах территории листа проанализирована экстенсивность эндогенного и экзогенного оруденения для элементов: Au, Mo, Cu, Pb–Zn(Ag), Sb, Sn, W – отдельно и группы редких: Be, Li, Ta–Nb – объединенно.

Для определения экстенсивности оруденения учтены все без исключения месторождения, рудопроявления и пункты минерализации, россыпи и шлиховые пробы, отраженные на карте полезных ископаемых. Расчет плотности выполнялся по квадратной сети с площадью ячеек 320 и 4500 км² (средняя площадь листов масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 соответственно). Характеристики плотности отнесены к центрам ячеек и оконтурены линиями равных значений с интерполяцией в области низких плотностей. Интерполяция производилась компьютерным способом с использованием Spatial Analyst.

Условность построения заключается в том, что каждый рудный объект, независимо от его масштаба и количества рудных тел, приравнивается к единице, что в целом снижает абсолютную плотность в полях распространения месторождений. Составленные схемы экстенсивности оруденения позволяют сделать следующие выводы.

1. Наиболее высокими значениями экстенсивности (более 40 проб на единицу площади) оруденения характеризуются блоки и зоны, расположенные в обрамлении Нерча-Урюмского блока (Верхнеолекминского свода). При этом блоки обладают индивидуальными значениями экстенсивности оруденения свойственных для них элементов. Не разделяя поэлементно, наивысшими значениями экстенсивности оруденения (более 40 проявлений на единицу площади), в последовательности уменьшения значений, блоки можно расположить в следующем порядке: Южно-Муйский, Уакитский, Пришилкинская и Будюмканская межблоковые зоны, Ундино-Газимурский, Кактолга-Орогочинский, Олекмо-Нюкжинский, Ципикано-Усойский, Каларская, Агинская межблоковые зоны, Нерча-Урюмский.

2. Оловорудные проявления приоритетны для блоков мобильных зон разновозрастных складчатых областей: Южно-Муйского, Уакитского, Ципикано-Усойского, Ундино-Газимурского, Будюмканского и Кактолга-Орогочинского. Из них наиболее высокими значениями плотности обладают Кактолга-Орогочинский и Уакитский блоки, испытавшие относительно высокоамплитудные перемещения.

3. Наивысшими значениями плотности Au-рудных проявлений (более 30 проявлений на единицу площади) характеризуются блоки (в порядке уменьшения экстенсивности): Южно-Муйский, Ундино-Газимурский (преимущественно его северо-восточная окраина), Пришилкинская (особенно юго-западный и северо-восточный фланги) и Будюмканская зоны,

Уакицкий. Промышленно значимые месторождения золота вмещают только первые три структуры, в остальных они пока отсутствуют.

В пределах указанных структур не менее 88 % аномалий, характеризующихся высокой плотностью Au-оруденения (не менее 20 проявлений на единицу площади), тяготеют к системам разломов, контролирующим эти структуры: Среднебамбукойской, Патомско-Жуинской, северо-восточному окончанию Каларской, Джиллинда-Могочинской (преимущественно на юго-восточном фланге), Урюмской, Могоча-Бушулейской, Монголо-Охотской, Восточно-Агинской, Будюмканской. Наивысшими значениями плотности Au-рудных проявлений характеризуются Южно-Муйский блок со Среднебамбукойской системой разломов; Дарасунский и Могочинский блоки с Могоча-Бушулейским и Урюмским разломами; Карийский блок с разломами Монголо-Охотской системы. Заслуживает внимания аномалия экстенсивности Au-оруденения S-образной формы, которая объединяет многочисленные проявления золота восточной окраины Агинского, северо-западной – Ундино-Газимурского, а после пересечения Монголо-Охотского разлома – Могочинского блока, общей протяженностью около 370 км. Аномалия прослеживается за рамки листа в обоих направлениях. Аномалия высокой экстенсивности Au-оруденения контролируется зоной, вмещающей ряд интрузий шахтаминского, а после пересечения Монголо-Охотского разлома – и амуджиканского комплексов. В то же время, зона является границей блоков различной фемичности и плотностных неоднородностей. Аналогичной характеристикой и строением обладает зона, которая контролирует аномалию высокой экстенсивности золоторудных проявлений на юго-западном фланге Пришилкинской зоны. Аномалия объединяет многочисленные золоторудные проявления и месторождения северо-восточной окраины Дарасунского блока и юго-западного обрамления Оловского блока высокой плотности и фемичности. Протяженность аномалии значительно меньше вышеописанной и составляет порядка 180–190 км (в юго-западном направлении). Аномалия прослеживается за пределы листа. Помимо магматических, геофизических и минерагенических факторов, определяющих особенности строения характеризующих зон, аномалии экстенсивности связаны, по-видимому, с геодинамикой смежных структур – Байкальского и Амурского геоблоков, определяющих сдвиговую тектонику (левосторонний сдвиг) Пришилкинской зоны.

В пределах Олекмо-Нюкжинского блока аномалии экстенсивности Au-оруденения ориентированы и вытянуты в направлении простирания составляющих зон Джиллинда-Могочинского разлома и имеют северо-западную ориентировку. Аномалия экстенсивности (около 30 проявлений на единицу площади) в северо-восточном углу Олекмо-Нюкжинского блока контролируется пересечением Желтулакского и Калаканского разломов.

4. Объекты с *полиметаллической минерализацией*, без Ag, сопровождающие Au-рудные проявления, по отношению к ним также обладают определенным закономерным расположением.

Проявления с полиметаллической минерализацией характерны для разграничивающих структур: Ундино-Газимурский мегаблок, Пришилкинская зона, Олекмо-Нюкжинский и южная окраина Каларской зоны. В пределах Ундино-Газимурского мегаблока экстенсивность полиметаллического

оруденения увеличивается с юго-востока на северо-запад в ритмично-полосчатой закономерности. Аномалии экстенсивности со значениями до 15–20 проявлений на единицу площади располагаются параллельно главному шву Монголо-Охотского разлома. В Пришилкинской зоне разлома экстенсивность полиметаллического оруденения постепенно увеличивается с юго-востока на северо-запад от 2 до 10 проявлений на единицу площади. Относительно изоаномал плотности Au-рудных проявлений экстенсивность пунктов полиметаллической минерализации размещается зонально – по обе внешние границы Карийско-Могочинской аномалии плотности Au-рудных проявлений. Учитывая близость полиметаллического и золотого оруденений и тенденцию к увеличению плотности с юго-востока на северо-запад, можно предположить наличие золоторудных объектов к северо-западу от Могоча-Бушулейского разлома. Аналогичная тенденция соотношений экстенсивности золоторудного и полиметаллического оруденений сохраняется и для Олекмо-Нюкжинского блока. В юго-западной части блока намечается ряд зон северо-западного простирания, параллельных Джилинда-Могочинскому разлому. Они контролируют головки многочисленных мелких россыпей рек бассейнов Олекмы, Тундака, Средней Моклы, Калакана, большая часть которых пока не имеет коренных источников. Зональное размещение проявлений в последовательности Mo–Au–(W)–Pb–Zn явно свидетельствует о реальной природе рудогенной зоны.

5. *Молибденовое оруденение* наиболее приоритетно для Пришилкинской зоны и Олекмо-Нюкжинского блока. В пределах этих структур сосредоточено более 70 % объектов молибдена от общего количества известных на территории листа. В Пришилкинской зоне два месторождения отрабатываются – Жирекенское и Давендинское, одно отработано – Амуджиканское и имеется ряд перспективных проявлений. Как месторождения, так и проявления контролируются в основном Могоча-Бушулейской зоной разломов. Олекмо-Нюкжинский блок также вмещает ряд разведанных месторождений молибдена, контролируемых Джилинда-Могочинской зоной разломов. Проявления молибденой минерализации в Уакитском, Ундино-Газимурском блоках, Каларской и Будюмканской зонах по степени изученности находятся на уровне проявлений. В Каларской зоне проявления и пункты минерализации тяготеют преимущественно к ее северо-восточному флангу продолжения Уда-Витимской зоны разломов. В Нерча-Урюмском блоке месторождения молибдена Аманан-Макитское, Сырыгичинское, Сыгирлинское и другие проявления, преимущественно тяготеют к его восточному флангу, испытывавшему максимальное воздействие неоднократно активизированной Джилинда-Могочинской разломной зоны. Таким образом, значительная часть объектов с молибденовой минерализацией тяготеет к краевым частям максимально активизированных блоков.

6. Изоаномалы экстенсивности оруденения меди отражают компактные обособленные группы, которые однозначно свидетельствуют о меднорудной специализации Уакитского, Олекмо-Нюкжинского блоков, северо-восточной части Карийского блока второго порядка Пришилкинской (восточное окончание Жирекенского) зоны. Обращает на себя внимание, что максимум проявлений оруденения меди тяготеет к зонам выклинивания блоков, как это имеет место в Уакитском – на юго-восточном оконча-

нии; Жирекенском в аналогичной ситуации; Карийском — на северо-восточном; Тундакском — на юго-восточном. Не исключено, что этот фактор может оказаться структурным критерием локализации меднорудных объектов. Проявления меди размещаются независимо от проявлений золота в самостоятельных структурах. Частое сонахождение меди в месторождениях и проявлениях молибдена позволяет допускать положительную корреляцию между ними, а склонность к формированию самостоятельных объектов минерализации меди скорее свидетельствует о возможно самостоятельном типе рудной формации — медноруднопорфировой, не связанной с молибденовой порфировой.

7. Распределение проявлений *вольфрамовой минерализации* подчинено тем же закономерностям, что и для объектов Mo-U и Au-рудной минерализаций. Изоаномалы экстенсивности вольфрамового оруденения как бы огибают Нерча-Олекминский блок и оконтуривают площади более высокой экстенсивности (до 10 и выше проявлений на единицу площади) в Уакитском и Кактолга-Орогочинском блоках. По сравнению с Уакитским экстенсивность вольфрамового оруденения последнего выше в 2 раза. Высокая экстенсивность оруденения Кактолга-Орогочинского блока может быть объяснена широким развитием гранитоидов кукульбейского(?) комплекса, с которыми связана вольфрамовая минерализация. В то же время блок испытал интенсивное воздымание в послераннемеловое время. Проявления вольфрама в Олекмо-Нюкжинском блоке имеют тенденцию к локализации в купольных структурах совместно с проявлениями золота. Отсюда можно предположить наличие еще неизученного Au-W типа, связанного с зонами разломов.

8. Экстремумы экстенсивности проявлений и месторождений Sb характерны в основном для структур Пришилкинской зоны северо-западного и восточного ограничения Могочинского блока и юго-восточного фланга Аргунского блока Будюмканской межблоковой зоны.

9. Экстремумы экстенсивности проявлений и месторождений, содержащих Vi, располагающиеся между экстремумами экстенсивности Sb, характеризуют только юго-западное окончание Могочинского блока Пришилкинской зоны и северо-восточное окончание Усть-Карского блока второго порядка Аргунского блока.

10. Экстремумы экстенсивности проявлений и месторождений, содержащих As, смещаясь к юго-западу относительно экстремумов экстенсивности Vi и Sb, локализуются на смежной границе Усть-Карского и Верхнегазмурского блоков второго порядка. Второй экстремум аналогичной экстенсивности оруденения (до 7 проявлений на единицу площади) приурочен к северо-восточному флангу Будюмканской межблоковой зоны. В Могочинском блоке экстенсивность As-оруденения несколько понижается (до 4 проявлений на единицу площади), хотя для значительной части рудных тел Уконикского месторождения и Амазарской группы Au-рудных проявлений арсенопирит-пиритовая ассоциация является наиболее продуктивной — Au-As тип проявления.

11. Экстремумы экстенсивности оруденения F преобладают в Пришилкинской зоне, Юмурченском блоке высокого порядка и юго-западных частях Нерча-Урюмского блока. Конфигурация изоаномал экстенсивности

фтора Пришилкинской зоны отражает основное направление простирания структур рифтогенной зоны впадин. По соотношениям флюоритового оруденения с отложениями этих структур можно уверенно говорить о его парагенетической связи с образованиями, выполняющими впадины, сопровождающимися базальтовым вулканизмом. Пространственная совмещенность экстенсивности оруденения F и Ag в пределах Юмурченского блока второго порядка с литофильной группой элементов – Be, Li, Ta-Nb, вероятно, отражает новый редкометалльный неизученный, более ранний фенакит-берtrandитовый тип оруденения, не связанный с меловым рифтогенезом. Выявление рудных объектов этого типа значительно расширяет перспективы района.

Таким образом, по значениям экстенсивности оруденения в выделяемых структурах наиболее типичными являются следующие месторождения и проявления: в Южно-Муйском и Уакитском блоках – Au, Sn, Cu; в Ципикан-Усойском – редкие и редкоземельные, возможно высокие перспективы на U; в Букачача-Сырыгичинском блоке высокого порядка Нерча-Урюмского блока – редкие, Mo (по периферии), U и Au; в Хилок-Витимском – Be, Mo, W, Ta, Nb; в Каларской межблоковой шовной системе – редкие земли, Mo; в Олекмо-Нюкжинском – Mo, Au, W, TR; в Будюмканской зоне – Au, Sn, W, Pb-Zn-Ag, Cu, Mo; в Кактолга-Орогочинском блоке – Sn, W, Pb-Zn, Au, Mo; в Ундино-Газимурском – Au-Sn-Pb-Zn-Ag-Cu-Sb; в Пришилкинской зоне – Au, Mo, Cu, Sb.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Проведено металлогеническое районирование основных видов рудных объектов черных, цветных, благородных и редких металлов, а также урана и флюорита.

Территория входит в состав двух металлогенических провинций: Саяно-Байкальской и Монголо-Забайкальской. В их составе выделяются металлогенические субпровинции – рудоносные площади нелинейной конфигурации, соответствующие по размерам и очертаниям мегаблокам. Они, в свою очередь, включают минерагенические зоны, которые объединяют близкие по формационным признакам рудные объекты, являющиеся профилирующими для выделяемого подразделения и по геолого-структурным позициям отвечают блокам и межблоковым зонам. Минерагенические зоны объединяют рудные районы, которые являются промежуточными подразделениями между минерагеническими зонами и рудными узлами. Они характеризуются месторождениями нескольких рудных формаций, обычно разобщенными, но образующими отдельные рудные узлы.

Рудные узлы представляют собой группы месторождений, проявлений, которые характеризуются сходными геологическими условиями рудообразования. Они формируются почти одновременно из растворов, различных по первоначальному составу, часто накладывающихся друг на друга и образующих при этом телескопированные рудные объекты сложной формационной принадлежности. Примечательно, что границы выделяемых минерагенических подразделений не совпадают с границами соответствующих

их уровню тектонических структур (блоков), как, например, в Пришилкинской минерагенической зоне Западно-Становой субпровинции. Северо-западная граница зоны частично перекрывает юго-восточный фланг Нерча-Урюмского блока, что объясняется, по-видимому, следующими обстоятельствами. Границей блока является глубинный разлом, который одновременно представляет собой магмоподводящую структуру для рудоносных магматических комплексов. Оруденение одновременно затрагивает фрагменты смежных блоков, которые, несмотря на их тектоническую неоднородность и различную дорудную историю развития, характеризуются одинаковыми металлотектами, определяющими границы рудных узлов, рудных районов, а следовательно, и минерагенических зон. Поэтому нецелесообразно отнесение рудных объектов, контролируемых едиными магматическими структурами, к разным рудным узлам.

Саяно-Байкальская золото-полиметаллическо-редкометалльная провинция объединяет металлогенические подразделения Байкальского геоблока, а также западный и северо-западный фрагменты Западно-Станового мегаблока [88]. Провинция включает Байкало-Витимскую редкометалльно-полиметаллическо-титановую, Баргузино-Витимскую редкометалльно-редкоземельную, Селенгино-Витимскую золотофлюорит-редкометалльную и Западно-Становую титан-редкометалльно-золоторудную субпровинции.

Байкало-Витимская субпровинция, в пределах территории листа, выходит своим юго-восточным флангом, охватывает Южно-Муйский и Уakitский блоки и находится на северо-западе территории. Она отличается широким спектром полезных ископаемых, главными из которых являются: Au, Pb-Zn, Ag, Ti, Ni, V, асбест. К северо-западу от характеризуемой территории отмечаются проявления Pt и мусковита. На древнем раннедокембрийском кратоне в раннем—среднем протерозое сформировалась Байкало-Витимская складчато-надвиговая система, для которой характерны офиолитовый комплекс с ультрамафитами, кремнисто-вулканогенные рифтогенные образования и более поздние осадочно-вулканогенные тонкослоистые породы. Последние, на северо-западе, за пределами территории, выполняют прогибы, в которых формировались колчеданно-полиметаллические месторождения. В юго-восточной части этой системы находится сильно переработанная Муйская глыба, которая отличается высокой рудонасыщенностью. Это проявления Au-рудной малосульфидной кварцевой формации (месторождение Ирокинда), Sn-полиформационной околорудной силикатно-сульфидной (Моховое), хромитовой с никелем (Южно-Шаманское), ряд проявлений медно-кварц-сульфидной и свинцово-цинковой жильной. В зонах мощных дислокаций Патомско-Жуинской системы разломов формируются залежи графита полигенной графитовой формации.

В пределах субпровинции выделяется Муйская олово-хром-золоторудная минерагеническая зона (1. Au, Cr, Sn, редкие металлы). Она объединяет Муйский рудный район (1.1. Au, Cr, Ti) с Кедровско-Ирокиндинским (1.1.1. Au, Ti, асбест) и Шаманским (1.1.2. Cr, Au) рудными узлами, а также Верхне-Бамбуйский (1.0.1. Sn, Au, редкие металлы), Уakitский (1.0.2. W, Sn, Au), Кудур-Таликитский (1.0.4. Au, W) и прогнозируемый Бамбуйский (1.0.3. Pb, Zn, Au) рудные узлы.

Западно-Становая субпровинция занимает северо-восточный и южный секторы центральной части карты площадью порядка 104 900 км². С другими субпровинциями она граничит по зонам глубинных разломов: с Байкало-Витимской — по Патомско-Жуинской; с Баргузино-Витимской и, частично, Селенгино-Витимской — по Джилинда-Могочинской, переходящей в Нерчинский разлом; с Аргунской — по Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой системе. С Восточно-Становой субпровинцией границей ее является Желтулакский разлом, большая часть которого находится за пределами листа. Все разломы, за исключением Нерчинского, разделяют геоблоки с различными геодинамикой и геологическим развитием в рифее, венде, кембрии, среднем палеозое и ранней юре. В соседних геоблоках значительная часть докембрийского кристаллического фундамента перекрыта терригенными, терригенно-карбонатными, часто углеродсодержащими умеренно дислоцированными формациями раннего и среднего палеозоя и интенсивно замещена гранитоидами батолитовой формации или мобилизат-плутонами. Минерагения субпровинции существенно отличается от прилегающих территорий.

Минерагенические эпохи Западно-Становой субпровинции:

AR₁—AR₂—Fe (железистые кварциты), Al₂O₃ (высокоглиноземистые кристаллические сланцы);

PR₁—Ta, Nb, U, Th (пегматиты и пегматоидные граниты); графит (метаморфогенный — в зонах дизъюнктивных дислокаций); керамическое сырье (пегматоиды ультраметаморфогенных гранитоидов);

PZ₁—Fe, Ti, P, V (расслоенные интрузии габбровой формации);

P₂—Mo, Be, W(?), Ta-Nb-Th-U (интрузии монцонит-гранитовой и щелочно-гранитовой формаций);

J₃—Au, Mo (W?), TR, Cu, U (гипабиссальные и приповерхностные интрузии монцонит-гранитовой и лейкогранитовой формаций);

K₁—U, Sb, флюорит, уголь (терригенно-вулканогенные формации рифтогенных приразломных впадин, потенциальные на поиски погребенных россыпей Au, TR);

K₂—лигниты, глины (терригенные отложения и коры выветривания);

N—Q — россыпи золота, редкометалльных и редкоземельных минералов (террасовые и пойменные песчано-валунно-галечные отложения).

По составу субстрата, геодинамике, глубинному строению, особенностям минерагении субпровинция подразделяется на минерагенические зоны. Они отражают внутреннюю структуру геоблока и зон сочленения Западно-Станового геоблока с Байкальским и Амурским.

В составе субпровинции выделяются: Каларская (2. TR, Mo, Ti), Тунги́ро-Олекминская (3. Mo, Au, Pb, Zn), Тунги́ро-Витимская (4. Mo, Au, редкие металлы), Пришилкинская (5. Au, Mo, Cu, U) минерагенические зоны. Минерагенические зоны в свою очередь подразделяются на рудные узлы и рудные районы: в Каларской — Отокитский (2.0.1. Mo), Среднекаларский (2.0.2. TR), Джеланжакский (2.0.3. Mo, TR), Катаркачинский (2.0.4. Ti, TR) прогнозируемые рудные узлы; в Тунги́ро-Олекминской — Китемяхтинский (3.0.1. Au, Mo), Олошкинский (3.0.3. Pb, Zn, Au) и прогнозируемый Верхне-Калаканский (3.0.2. Mo) рудные узлы; в Тунги́ро-Витимской — Верхне-Олекминский (4.1. W, Au, Mo), Орекитканский (4.2. Mo), Нерчуганский

(раньше выделялся как Верхне-Олекминский) (4.3. Мо, редкие металлы, U) рудные районы; в Пришилкинской – Могочинский (5.1. Au, Mo, Cu, U), Жирекенский (5.2. Mo, Cu, Au), Оловский (5.3. U, Mo), Дарасунский (5.4. Au, флюорит, Mo), Кручининский (5.5. Ti, редкие металлы, Au) рудные районы.

Каларская титан-молибден-редкометалльная минерагеническая зона (2. TR, Mo, Ti) занимает северо-восточную часть территории в междуречье Витим–Калар–Калакан. От Нюкжа-Муйской минерагенической зоны на западе отделяется системой нарушений Патомско-Жуинской зоны разломов, от Калакан-Олекминской и Калаканской минерагенических зон на юго-востоке – Калаканской зоной разломов. В структурно-тектоническом плане отвечает Каларской шовной системе, охватывая южную часть Каларской глыбы раннеархейского основания, отделенную от северной ее части Каларским разломом. С многоэтапной тектоно-магматической активизацией в позднем палеозое и мезозое связаны формирование сводово-глыбовых структур, интенсивный гранитоидный магматизм и приразломные рифтогенные впадины.

Раннеархейские комплексы, представленные диафторированными в амфиболитовой фации и плагиогранитизированными гиперстенсодержащими образованиями с эндербитами и чарнокитами, слагают раннеархейское основание выступа. Преобразованные метаморфогенно-метасоматическими процессами в кварциты, амфиболиты, гнейсы и кальцифиры в узких линейных зонах окаймляют и пересекают блоки архейского основания и содержат проявления и месторождения высокоглиноземистых бескварцевых пород и железистых кварцитов в центральной и восточной частях зоны. Практический интерес представляют проявления графитовой минерализации. В междуречье Таксимо–Октокит-Каларский графитоносные кварц-мусковит-флогопитовые метасоматиты слагают протяженные зоны с промышленным содержанием графита.

В северо-западной и северной частях Каларской минерагенической зоны в раннепротерозойский этап формируются многочисленные проявления тантал-ниобиевой и редкоземельной минерализации в участках мигматизации, полях пегматитов и пегматоидных гранитов экзоконтактов плутонов гранитоидов кодарского комплекса гранодиорит-гранитовой (рапакививоподобной) формации. Содержание тантала и ниобия в субстрате и жильном материале достигает 0,01 %, редких земель в сумме до 0,8 %, с преобладанием лантаноидов цериевой группы. Проявления не изучались и перспективы оруденения неясны.

В позднепалеозойское–раннепалеозойское время проявлена молибденовая минерализация, генетически связанная с штоками сиенит-порфиоров и щелочных гранитов эймнахского комплекса щелочногранитовой формации и локализованная во вмещающих измененных гранитоидах ингамакитского комплекса монцонит-сиенит-гранитовой формации и породах рамы. Минерализация ассоциирует с геохимическими аномалиями вольфрама и олова.

В пределах минерагенической зоны выделяются прогнозируемые рудные узлы: Октокитский (2.0.1. Mo) и Джеланжакский (2.0.3. Mo, TR), аналогичные Биримьянскому месторождению молибдена на листе О-50; Сред-

некаларский (2.0.2. TR) и Катаркачинский (2.0.4. Ti, TR) – с компактным размещением рудных проявлений, благоприятными литологическим и магматическим факторами и комплексными ореолами TR и W.

Тунги́ро-Олекминская полиметаллы-золото-молибденовая минерагеническая зона (3. Mo, Au, Pb, Zn) находится в северо-восточной части территории и занимает междуречье верховий рек Калакан, Желовун, Олекма. В пределах зоны выделяются Китяхтинский (3.0.1. Au, Mo), Олошкинский (3.0.3. Pb, Zn, Au) и прогнозируемый Верхне-Калаканский (3.0.2. Mo) рудные узлы.

Китяхтинский рудный узел приурочен к зоне сочленения Калаканской и Желтулакской зон разломов, что обусловило наиболее экстенсивное оруденение золоторудной малосульфидной и золоторудной кварцевой формаций. Узел насыщен дайками пород среднего и, в меньшей мере, кислого составов. По данным Е. И. Недори, площадь рудного узла перспективна на выявление достаточно крупного объекта промышленного типа. Основанием для этого являются протяженные россыпи золота по рекам Джемку и Китяхта. По глубинному строению район находится в пределах очаговой зоны, ограниченной с северо-запада межблоковой зоной разломов – Джемкунской зоной дислокаций с широким развитием диафорированных образований зеленосланцевой фации метаморфизма, зон окварцевания и пиритизации.

В пределах Джемкунской зоны в ассоциации с графитоносными породами находятся золотоносные кварц-серицитовые метасоматиты, распространенные на значительной площади. Золоторудная минерализация сформирована в результате многоэтапной метасоматической проработки архейского субстрата с образованием продуктивных рудных зон в связи с мезозойским этапом активизации.

Наиболее перспективным на выявление промышленных объектов золоторудного оруденения является *Олошкинский рудный узел*. Он находится на участке пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Наличие благоприятных рудоконтролирующих признаков и рудомещающей среды (архейские метагабброиды) позволяют положительно оценить перспективы рудного узла в первую очередь в отношении рудной минерализации золоторудной полиметаллической сульфидной формации. Перспективы этой рудной формации в Олошкинском рудном узле ограничиваются выявлением среднего месторождения жильного типа. По геологическому строению он является зеркальным аналогом глубинной структуры Уконикско-Амазарской зоны золоторудных проявлений.

Тунги́ро-Витимская редкометалльно-золото-молибденоворудная минерагеническая зона (4. Mo, Au, редкие металлы) находится в северо-западной части Западно-Становой субпровинции в междуречье нижнего течения р. Калакан и среднего течения р. Олекма, охватывая почти полностью ее верховья. Юго-западной границей зоны является система нарушений Джилинда-Могочинской зоны разломов, северо-восточной – Джилинда-Джекдачинская зона разломов северо-западного простирания, почти параллельная первой. С северо-запада она ограничена Калаканским разломом, с юго-востока – северо-восточным продолжением Итакинского и Урюмского разломов. Зона занимает юго-западный фланг Олекмо-Нюкжинского блока и объединяет Ореkitканский (4.2. Mo) и Нерчуганский (ранее Верхне-

Олекминский 4.3. Мо, редкие металлы, U) рудные районы (юго-западная часть зоны), а также Верхне-Олекминский (4.1. W, Au, Mo) в северо-восточной его части. Ореkitканский и Нерчуганский рудные районы контролируются системами нарушений Джилинда-Могочинской зоны, которая выполняет роль геораспределяющей структуры и контролирует одноименную магматогенную зону. В ее строении принимает участие ряд гарполито- и штокообразных одно- и многофазных интрузий амананского комплекса позднего палеозоя монцонит-гранитовой формации, прорванных штоками умереннощелочных и щелочных гранитоидов нерчуганского комплекса раннего триаса. Интрузии сопровождаются калишпатизацией, серицитизацией, окварцеванием и пиритизацией с вкрапленностью молибденита. Эти особенности наиболее характерны для Ореkitканского рудного района (4.2. Mo).

Ореkitканский рудный район (4.2. Mo) специализирован на молибденовое и редкометалльное оруденение. Он приурочен к сочленению крупных блоков: Каларской зоны, Ципикано-Усойского, Олекмо-Нюкжинского и Нерчугано-Урюмского и отвечает структуре «входящего угла». Площадь рудного района имеет форму, вытянутую в северо-западном направлении, подчиненную простиранию геоблокоразделяющего разлома, являющегося одновременно магматогенной зоной разломов. Границами района являются нарушения Джилинда-Могочинской и Нерчинской зон разломов. По особенностям глубинного строения район сопоставим с Жирекенским блоком Пришилкинской зоны, но отличается присутствием на северо-западном фланге выхода ДМС – сложенного метаморфитами докембрия Амалатского выступа. Многочисленные проявления молибденита тяготеют к краевым юго-восточным частям выступа. Район объединяет Ореkitканский рудный узел (4.2.1. Mo, W), Хулуглинский (4.2.3. Редкие металлы, Au) и прогнозируемый Илакочинский (4.2.2. Mo, флюорит, Ti, Pb). Проявления меди и титана связаны с массивом габброидов и монцонитов амананского(?) комплекса, а редкометалльные и флюоритовые – с гранитоидами дотулурского комплекса. Перспективы Ореkitканского узла могут быть значительно расширены при изучении северо-западного его фланга с комплексными ореолами W, Be, Mo и проявлениями Pb, флюорита и молибденита, которые являются индикаторами рудных процессов молибденовых месторождений.

Нерчуганский (ранее выделялся как Верхне-Олекминский, 4.3. Мо, редкие металлы, U) *рудный район* контролирует пересечение региональных разломных зон Джилинда-Могочинской и Нерчинской. Юго-восточным ограничением его является Нерчуганский разлом и Унгургучинское горстовое поднятие. Район находится на северо-восточном фланге Нерча-Урюмского блока, в морфоструктурном плане – на крыле Каренгино-Олекминского (Верхне-Олекминского) свода. По глубинному строению он относится к блоку гранитоидных плутонов с очаговыми зонами. Минерагению блока определяют глубоко эродированные палеовулканооструктуры с многочисленными штоками гранитоидов амуджиканского комплекса, плитообразные интрузии щелочных гранитов нерчуганского комплекса и лейкограниты мобилизат-плутонов унгургучинского комплекса в горстово-глыбовых структурах. По совокупности перечисленных металлотектов

район перспективен на формирование месторождений литофильной группы, а также Мо и U. Район характеризуется зональным эксцентричным размещением рудных проявлений. На юго-западном фланге на молибденовую минерализацию накладывается урановая, юго-восточном — редкометалльно-редкоземельная, в центральной — золото с полиметаллами. По особенностям геологического строения и профилирующей минерализации в районе выделяются рудные узлы: Сырыгичинский (4.3.4. Мо, Au), Джалирский (4.3.3. Редкие металлы, W, Mo), Сыгырлинский (4.3.5. Мо, U, Au), Аманан-Макитский (4.3.1. Мо).

Молибденовые месторождения района относятся к молибденово-порфировой формации кварц-молибденитового линейно-штокверкового типа, связанной с внедрением интрузий гранитоидов амананского и нерчуганского комплексов. На молибденовую минерализацию накладывается золоторудная минерализация различных формаций и типов. Золотосодержащие проявления, по-видимому, и являются источником непротяженных россыпей золота по рекам Инача, Чокур.

Урановое месторождение Сыгырлинского рудного узла приурочено к одноименному массиву сложного строения, контролируемого Нерчуганской зоной разломов. Оруденение относится к позднемезозойской урановой формации зон дробления в разновозрастных гранитоидах и метаморфических комплексах. Это месторождения гидротермального мышьяково-флюорито-кремнисто-уранового типов.

Редкометалльное и редкоземельное оруденение района структурно-пространственно совмещено с Унгургученским горст-антиклинальным поднятием в юго-восточной краевой части района. Поднятие по существу определяет границы Джалирского рудного узла (4.3.3. Редкие металлы, W, Mo). Редкометалльно-редкоземельная минерализация его связана с зонами интенсивной альбитизации, и по минералого-генетическим признакам оно отвечает апогранитовой редкометалльной формации, содержащей, помимо W, комплекс полезных компонентов: Be, Ta-Nb и TR. Зоны альбитизации широко проявлены в гранитоидах мобилизат-плутонов унгургученского комплекса глыбово-блоковой зоны. Поднятие ограничено приразломными рифтогенными впадинами, выполненными меловыми отложениями. Меловые отложения содержат небольшие месторождения каменных углей хорошего качества. Разломы сопровождаются флюоритовой минерализацией.

Рудный район обладает перспективами обнаружения золоторудных месторождений небольших размеров золоторудной малосульфидной формации золото-молибденит-кварцевого типа в Джемкуканском прогнозируемом узле (4.3.2. Au, Mo). Перспективы узла обусловлены совмещенностью его с палеовулканической структурой, сложенной порфировыми породами нерчинского комплекса поздней юры. Палеовулкан контролируется Нерчинской региональной разломной зоной и сопровождается рудными проявлениями свинца и молибдена и комплексными геохимическими аномалиями этих же элементов и характеризуется благоприятными особенностями глубинного строения, которое выражено совмещением очаговой зоны с высокоплотной аномалией, отражающей скрытый на глубине массив габброидного(?) состава.

Присутствие непротяженных россыпей золота в водотоках, размывающих меловые отложения приразломных впадин, позволяет предполагать наличие в них золотоносных объектов.

Верхне-Олекминский рудный район (4.1. W, Au, Mo) расположен северо-восточнее Орехитканского и Нерчуганского в междуречье Калакан–Тунгир и охватывает верховья рек Тундак, Средняя и Верхняя Моклы, Нерча. Юго-западной границей его является главный разлом Джилинда-Могочинской зоны, северо-восточной – Джелоун-Моклаканский разлом, северо-западной – Калаканская система разломов, юго-восточной – Тунгирская блоко-глыбовая зона. Занимая центральную часть Олекмо-Нюкжинского блока, район вытянут в северо-западном направлении, согласовываясь с генеральной структурой фундамента блока. Центральная часть зоны с юго-запада на северо-восток осложнена горст-анитицинальными поднятиями с Тундак-Эльпинской вулканоплутонической зоной. Магматогенно-купольные, палеовулканические отрицательные и положительные структуры в зоне характеризуются индивидуальным содержанием различных рудных металлов. Магматогенные структуры контролируют рудные узлы: Джелоунский (4.1.1. Mo, Au), Орогочинский (4.1.3. Mo, Cu, Au), Муоклаканский (4.1.4. Au, W), Олекминский (4.1.6. Редкие металлы) и прогнозируемые рудные узлы – Маричинский (4.1.2. Au, Mo), Верхне-Нерчинский (4.1.5. Mo, Au), Венегерский (4.1.7. Au, TR), Иначинский (4.1.8. Au). Большая часть их отражается в глубинном строении очаговыми зонами в блоках различного преобразования гранитизированной коры. Район отличается высокой перспективностью.

Орогочинский и Маричинский рудные узлы объединяют проявления молибдена: Орогочинское, Буричинское, Кочковатое, многочисленные рудные точки, геохимические и шлиховые ореолы сопутствующих элементов: W, Be, Ta-Nb, Cu, Pb. Проявления молибдена локализируются в апикальных частях массивов гранитоидов амананского комплекса вблизи штоков гранит-порфиров нерчуганского комплекса. Морфологический тип оруденения штокверковый. Минерализованные зоны сопровождаются грейзенизацией, окварцеванием, пиритизацией и калишпатизацией. Минерализация вкрапленная и тонкопрожилковая. Перспективы молибденовых проявлений высокие, содержания сопутствующих компонентов (%): W – до 0,05, Be – до 1, Cu – до 0,1. По геологическому и глубинному строению проявления аналогичны Орехитканскому и Жирекенскому месторождениям молибдена.

Перспективы Маричинского прогнозируемого рудного узла определяют площадное распространение гидротермально измененных пород с жилами низкотемпературного кварца и содержанием Au – до 8–18 %, Ag – 0,01 %. Прогнозируется эпитеpmальнoй тип оруденения.

В пользу выявления золоторудных объектов в пределах рудных узлов свидетельствуют многочисленные непротяженные россыпи золота.

В *Муоклаканском рудном узле* (4.1.4. Au, W), наряду с проявлениями Mo, отмечаются проявления и месторождения W жильного типа и Au. Золоторудные объекты узла сопровождаются повышенными содержаниями Bi и Cu.

В *Джелоунском рудном узле* (4.1.1. Mo, Au), контролируемом купольно-кольцевой вулканоплутонической структурой, молибденовая минерализация

зация неравномерная и содержание Мо колеблется в значительных интервалах. Выше перспективы узла на оруденение золоторудной малосульфидной формации, в пользу которой свидетельствуют многочисленные проявления Pb-Zn, Bi с повышенным содержанием золота, а также непротяженные россыпи золота в водотоках по периферии узла, которые размывают проявления полиметаллов в центральной части рудного узла.

Олекминский рудный узел (4.1.6. Редкие металлы) контролируется вулканоплутонической структурой джилинда-нерчуганской вулканоплутонической ассоциации раннего триаса, расположенной над очаговой зоной в глубоко замещенных гранитоидами образованиях фундамента. Редкометалльная и редкоземельная минерализации локализуются в зонах альбитизации и гнездообразных пегматоидных полевошпатовых обособлениях. Проявление обладает признаками редкометалльной апогранитовой формации, что позволяет говорить о высокой его перспективности. В пользу этого свидетельствует то, что к северо-западу от штока альбитизированных щелочных гранитоидов нерчуганского комплекса сохранились остатки кровли, сложенной комагматичными вулканитами. Наряду с редкоземельной минерализацией над зонами отмечаются ореолы лития, олова. На юго-западном продолжении, за пределами узла, находится комплексный ореол Pb, Ag, W. Анализ распределения геохимических ореолов в последовательности: Ag-W-Sn-Li-TR позволяет предполагать наличие рудогенной зоны, контролирующей редкоземельное оруденение. Зона находится севернее, имеет, по-видимому, северо-восточное склонение и параллельна Олекминской впадине, которую выполняют терригенно-вулканогенные отложения.

Прогнозируемые Верхне-Нерчинский, Венегерский, Иначинский узлы контролируются позднеюрскими вулканоплутоническими ассоциациями и характеризуются зональным распределением рудных проявлений золота и полиметаллов.

Пришилкинская сурьма-медь-молибден-золоторудная минерагеническая зона (5. Au, Mo, Cu, Sb) занимает центральный сегмент юго-восточной окраины Западно-Становой субпровинции. Зона прослеживается (при ширине 60–85 км) от верховий рек Кручина–Ульдурга к верховьям р. Амазар и продолжается за пределы описываемой территории в юго-западном и северо-восточном направлениях. С северо-запада по Итака-Урюмской системе разломов она граничит с Байкальским геоблоком; с северо-востока продолжением Джилинда-Могочинской системы разломов – отделяется от Олекмо-Нюкжинского блока и с юго-востока ограничивается нарушениями Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой системы – современным выражением границы Амурского геоблока. Данная структура представляет собой одноименную межгеоблоковую мобильную зону смятия и юго-восточную мобильную окраину Нерча-Урюмского блока. В морфоструктурном выражении она представляет собой мегадепрессию между Верхнеолекминским и Восточно-Забайкальским сводами. От граничащих геоблоков и блоков Пришилкинская зона отличается неоднократной раздвигово-сдвиговой геодинамикой (R, V-Є, PZ₂, PZ₃-MZ₁, MZ₁).

Особенностями зоны являются широкое развитие образований: пришилкинского метаморфического комплекса (южнее Могоча-Бушулейского разлома), вмещающего многочисленные расслоенные интрузии габбро-

идов кручининского комплекса, дифференцированные, сложного строения, интрузии амананского комплекса (вдоль Могоча-Бушулейского разлома); интенсивное проявление на флангах, по сдвиговым составляющим зон локализации, порфирировых интрузий амуджиканского комплекса. Из метасоматических процессов в зоне преобладают проявления щелочного метасоматоза и турмалинизации. Со сменой интенсивности позднеюрского магматизма происходит изменение количества золоторудных месторождений и проявлений и размеров золотоносных россыпей.

По металлогеническим особенностям Пришилкинская зона соответствует главной части Au-Mo пояса, выделенного С. С. Смирновым, где сосредоточена наибольшая доля известных месторождений золота – Дарасунское, Теремкинское, Талатуйское, Итакинское, Уконикское, Ключевское, Александровское, Арчикойское и др.; молибдена – Жирекенское, Давендинское, Костромихинское; меди – перспективные проявления Торгинское, Кадачинское; сурьмы – Сурьянная Горка (Итакинское), Королевское; флюорита – Улунтуйское, Усуглинское; железа, титана, ванадия – Кручининское, угля – Букачачинское и т. д.

Пришилкинская зона в своих контурах почти совпадает с выделяемой Д. И. Горжевским и Н. А. Фогельман Дарасуно-Могочинской структурно-металлогенической зоной, рассматриваемой с других геодинамических и геолого-структурных позиций.

Зона объединяет рудные районы (с запада на восток): Дарасунский (5.4. Au, флюорит, Mo), Оловский (5.3. U, Mo), Жирекенский (5.2. Mo, Cu, Au), Могочинский (5.1. Au, Mo, Cu, U), различающиеся строением и минерагенией.

Могочинский рудный район (5.1. Au, Mo, Cu, U) находится в северо-восточной части Пришилкинской минерагенической зоны. Северо-западной границей его является Тунгирское горстовое поднятие, юго-западной – Чернинский, а юго-восточной – Монголо-Охотский разломы. Район охватывает площадь Могочинского и Горбичанского блоков. В его строении принимают участие выступы ДМС и очаговые структуры, расположенные к северу от Могоча-Бушулейского разлома. В структурном отношении район приурочен к пересечению Джелинда-Могочинской, Урюмо-Итакской и Могоча-Бушулейской разломных зон.

Главные золоторудные узлы района приурочены к архейским породам Могочинского выхода и прослеживаются в широтном направлении от р. Итака до верховий р. Амазар. Золотое оруденение генетически связано с гранитоидами амуджиканского комплекса. На площади района они слагают штоки простой и сложной морфологии и дайкообразные тела. Оруденение приурочено к экзо- и эндоконтактам интрузий и контролируется долгоживущими разломами северо-восточного и субширотного простираний.

На Итакинском месторождении развиты в основном две системы золотоносных жил: северо-восточная и субширотная, сопрягающиеся под острым углом. На Уконикском месторождении – это сетчатая зона сквозных минерализованных жил северо-восточного простирания. На месторождении Амазаркан, расположенном в пределах северной границы архейского выхода, просматривается кольцевая геометрия рудных жил.

Давенда-Ключевской рудный узел (5.1.8. Au, Mo, Cu) отличается высокой концентрацией оруденения. На его площади выявлено семь месторождений и несколько десятков рудопроявлений золота, молибдена, меди и других металлов. Для рудного узла намечается общая закономерность в строении рудно-магматической системы. К северу или северо-востоку от золоторудных месторождений локализуется молибденовое: Ключевское, Александровское-Давендинское, Костромихинское золоторудное, Костромихинское молибденоворудное. Повышенное содержание золота в молибденовых рудных телах позволяет предполагать наличие единой различно эродированной рудной системы. Другие рудные узлы отличаются преобладанием того или иного рудного компонента. Район, помимо вышеуказанных, объединяет Джекачинский (5.1.1. Mo, Au), Бугарихтинский (5.1.2. Mo, Au), Олонгринский (5.1.6. Au, Sb, U), Амуджиканский (5.1.7. Mo, Au, U) рудные узлы и др. Перспективы района связывают с меднопорфировой золотосодержащей формацией, установленной в Амуджиканском (5.1.7. Mo, Au, U), Давенда-Ключевском (5.1.8. Au, Mo, Cu), Горбичанском (5.1.9. Mo, W) рудных узлах.

Жирекенский золото-медно-молибденовый рудный район (5.2. Mo, Cu, Au) находится в центральной части Пришилкинской минерагенической зоны. По схеме глубинного строения отвечает одноименному блоку. Границы района определяют Урюмский и Ундургинский разломы. С юго-запада он граничит с Оловским, на северо-востоке с Могочинским рудными районами. Основными рудными элементами его являются: Mo, Au (Ag), U, флюорит и Cu, связанные с оруденением варисской и позднекимерийской минерагенических эпох. Размещение полезных ископаемых подчинено линейно-блоковому строению района и контролируется интрузиями монзонит-гранитовой и щелочно-гранитовой формаций Селенгино-Яблонового вулcano-плутонического пояса и зонами развития вулcano-плутонических ассоциаций трахиандезит-риолитовой, монзонит-гранитовой, трахибазальт-трахириолитовой поздней юры и раннего мела. Линейно-блоковое строение района определяет и периодичность распределения рудных объектов в следующей последовательности (с юга на север): U (флюорит), Au, Mo, Cu. С юга на север и с востока на запад в районе выделяются следующие рудные подразделения: Делинда-Шахтайский прогнозируемый рудный узел (5.2.5. Au), Ундургинская рудная площадь (5.2.0.1. Целолит, Au) с проявлениями урана, и рудные узлы: Жирекенский (5.2.7. Mo, Cu), Ульяканский (5.2.4. Mo, Au, флюорит), Арчикийский (5.2.3. Au), Береинский (5.2.6. Mo, W, Au), Кочковатый (5.2.1. Mo, U), Маректинский (5.2.2. Mo, U, флюорит).

В строении рудных узлов и площадей принимают участие интрузии, характеризующиеся сложным полихронным развитием. Они определяют металлогеническую профилирующую специализацию рудных подразделений.

Молибденовое оруденение, преимущественно молибденовой порфировой формации, локализуется в интрузивных и надэнтрузивных куполах мезозойских интрузий в штокверковых изометричных и линейных зонах и сопровождается литогеохимическими ореолами: Mo, Cu, Pb, W, Ag, Sb и др. Элементы, образуя ассоциации: Pb—Zn—As—Cu, Be—Zn—Sn, Th—W, отражают зональность рудных полей, узлов и площадей, в зависимости от глубины их среза.

Проявления золоторудной малосульфидной кварцевой формации, парагенетически связанные с интрузиями гранит-, гранодиорит-порфиров нерчинского комплекса, локализируются в вулcano-плутонических структурах и ограничениях грабен-синклиналей. Они представлены штокверково-жильными телами и зонами минерализованных брекчий, локализованных как в раннепротерозойских комплексах, так и позднепалеозойско-мезозойских породах.

Проявления урановой рудной формации размещаются в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах образований, слагающих вулканические структуры вблизи субвулканических интрузий.

Жирекенский медно-молибденовый рудный узел (5.2.7. Мо, Cu) контролируется пересечением Могоча-Бушулейского, Урюмского и Нерчуганского разломов с Жирекено-Пильненским. Сложен он зональными, погружающимися в северных румбах, интрузиями гранитоидов амананского комплекса. Последние прорваны штоками гранитоидов нерчуганского комплекса и осложнены куполовидными выступами нескрытых интрузий, которые приурочены к зоне повышенной трещиноватости субширотного простиранья.

Узел приурочен к очаговой структуре, выраженной купольно-кольцевой, слабо асимметричной, морфоструктурой радиусом около 12–15 км. В юго-восточной части ее располагается Жирекенское рудное поле (5.2.7.3. Мо, Cu), по периферии – Ширгинское рудное поле (5.2.7.1. Мо) и Ачунанда-Кивачинская рудоносная площадь (5.2.7.2. Мо, Cu), а также ряд проявлений и геофизических аномалий, перспективных на поиски молибденового оруденения.

Перспективы узла связаны с Ширгинской и Ачунанда-Кивачинской рудоносными площадями. Они характеризуются аналогичными с Жирекенским рудным полем геофизическими и геохимическими аномалиями и рудопроявлениями и пунктами минерализации: Ве, W, Мо, с содержанием последнего до 0,18 %. По ряду геофизических и геохимических критериев прогнозируемые ресурсы Ачунанда-Кивачинской площади по категории P_3 составляют 300 тыс. т Мо и 300 тыс. т Cu.

Высокая фумарольная активность палеовулканов поздней юры и раннего мела и широкое распространение отложений туфов в субаквальной обстановке обусловили процессы их цеолитизации, что позволяет прогнозировать проявления цеолитов в структурах, выполненных породами укурейской свиты вулканогенно-осадочной формации *Ундургинской золотоцеолитовой рудоносной площади* (5.2.0.1. Цеолит, Au). Прогнозируются месторождения цеолитов по аналогии с Шивертуйским месторождением, расположенным на листе М-50, с запасами по категории P_3 – 360 млн т с содержанием цеолитов 30–50 %.

Шавектинская рудоносная площадь (5.2.0.2. Мо, Au) расположена к юго-востоку от Жирекенского месторождения. Она характеризуется развитием штоков гранитоидов амуджиканского комплекса и комплексными аномалиями: Мо, Pb, Hg, Ag, Zn, As, связанными с радиационными аномалиями К, Th, U, фемическим составом фундамента и наличием россыпей золота. Эти факторы позволяют рассматривать ее как перспективную на выявление золотосодержащего молибденового месторождения порфировой фор-

мации. Прогнозные ресурсы молибдена оцениваются в 50 тыс. т, а золота не менее 10 т.

В пределах *Кочковатого рудного узла* (5.2.1. Мо, U) выделяются *Белюрюмская площадь* (5.2.1.1. U), перспективная на постановку поисковых работ на уран, и *Яроктинская площадь* (5.2.1.2. Мо, Ве), которая характеризуется проявлениями Мо – до 0,4 %, Pb – 0,1–1 %, Ве до 0,7–1 %, Cu – до 0,01 %, размещенных в гранодиоритах амананского(?) комплекса. Гранодиориты содержат многочисленные штоки гранит-порфиров мезозойских комплексов. Площадь характеризуется геофизическими аномалиями (ΔT и Δg) жирекенского типа. Прогнозные ресурсы по категории P_3 в ожидаемом рудном штокверке составляют: Мо при содержании 0,1 % – 150 тыс. т, Ве (0,03 %) – 16,5 тыс. т, Cu (0,07 %) – 180 тыс. т. Возможно также присутствие Au и W, на что указывают содержащиеся в шлиховых пробах минералы этих металлов.

В пределах района к востоку просматривается ряд перспективных площадей. В Ульяканском рудном узле (5.2.4/ Мо, Au, флюорит) – *Дагачанская рудоносная площадь* (5.2.4.2/Мо) и *Обкорондинское рудное поле* (5.2.4.3/ Мо, Cu). Последнее является наиболее перспективным на выявление рудного объекта медно-порфировой формации. Части водотоков, которые находятся в створе широтной зоны, контролирующей Обкорондинский шток, содержат непротяженные, с промышленным содержанием, россыпи золота, что косвенно свидетельствует о золотосодержащей формации Обкорондинского молибден-меднопорфирового проявления.

Арчикийский узел (5.2.3. Au) с юго-востока ограничивается Урюмским, а с северо-запада Нерчуганским разломами и контролируется вулканоплутоническими структурами с широким развитием штоков и малых интрузий монцонитоидов и гранит-порфиров амуджиканского комплекса. В породах узла развиты комплексные ореолы: Au, Ag, Mo, Pb. В его пределах имеется вскрытая рудная зона со средним содержанием Au – 6,2 г/т и Ag – 12–13 %. Прогнозируется месторождение золоторудной малосульфидной формации с прогнозными запасами по P_2 – 30 т.

Береинский рудный узел (5.2.6. Мо, W, Au) является перспективным на поиски объектов молибденовой порфировой формации с W, связанных с субвулканическими интрузиями порфировых пород мезозоя.

Оловский рудный район (5.3. U, Mo) расположен к востоку от Дарасунского. Границами его являются: с северо-запада – Урюмский разлом, с юго-востока – Монголо-Охотский, с северо-востока – разломы Озернинской системы северо-западного простирания. В целом границы района определяются крупнейшими в Пришилкинской зоне Зюльзинской и Оловской депрессиями. Район приурочен к одноименному блоку, характеризующемуся трехэтажным структурным строением. Нижний структурный этаж сложен кристаллическими породами PR_1 – T_1 , средний – J_3 – K_2 и верхний – N – Q .

Урановое орудование связано со становлением вулканоплутонических формаций среднего этажа и контролируется вулканоструктурами, приуроченными к продольным нарушениям Могоча-Бушулейского разлома.

В Зюльзинской структуре многочисленные проявления урана размещаются в осадочных толщах нижнего мела, обогащенных углефицированными органическими остатками. В пределах района также располагаются ряд

месторождений нерудного сырья, связанных с осадочными толщами нижнего и верхнего мела и неоген-четвертичными образованиями кор выветривания.

Дарасунский рудный район (5.4. Au, флюорит, Mo) находится в юго-западной части Пришилкинской зоны, в участке резкой смены простирания Могоча-Бушулейской зоны разломов, а также в пересечении последней с Берея-Торгинской зоной кулисовидных разломов. С северо-запада район граничит с Нерчинским (Каренгинским) гранито-гнейсовым валом, с востока – с Оловской депрессией, а с юго-запада по нарушениям Берея-Торгинской зоны разломов граничит с Кручининским рудным районом (5.5. Ti, редкие металлы, Au).

Особенности структуры района определяются расположением его в межблоковой зоне гетерогенного строения, неоднократно активизированной в среднем палеозое, раннем и позднем мезозое. Для зоны, в том числе и района, наиболее типичны протяженные долгоживущие разломы, залеченные магматическими образованиями. Приуроченность к глубинному разлому с масштабной раздвиговой динамикой способствовала существованию контролируемой долгоживущей хорошо дифференцированной магматогенной системы. В то же время, соседство с блоком базитового состава создавало благоприятный геохимический барьер для рудоконцентрации. Обилие зон интенсивной трещиноватости, разноориентированных дизъюнктивов, роев даек и малых интрузий обеспечили высокую проницаемость района для рудогенных растворов. Анализ структуры района устанавливает его очагово-купольную морфологию. Большая часть промышленно-значимых золоторудных объектов располагается полукольцом в юго-западной периферии Дарасунской палеовулканической структуры, расположенной в висячем крыле Эдакуй-Усуглинской магматогенной зоны. Простирание зоны согласно простиранию стволочной составляющей Могоча-Бушулейского разлома. Рудные объекты располагаются в экзоконтактной зоне небольших интрузий гранит-порфиров позднеюрского амуджиканского комплекса.

Компактное распределение рудных объектов по периферии палеовулканической структуры характерно для Дарасунского рудного узла (5.4.3. Au, Ag, Mo). Линейное размещение многочисленных мелких объектов, контролируемое разломами северо-западного–субмеридионального простирания, является приоритетным для *Эдакуйского рудного узла* (5.4.4. Au, Mo). Он находится на западном фланге рудного района. В *Киинском рудном узле* (5.4.5. Au, Mo) кварцевожильные рудные тела с золотом преимущественно сосредоточены в эндоконтактной зоне Киинского габбрового массива, осложненного взбросо-надвиговой структурой с падением в северных румбах. Многочисленные проявления редких, редкоземельных металлов в экзоконтактной зоне Дарасунского массива лейкогранитов поздней юры в юго-западном обрамлении Усуглинской впадины и крупное Усуглинское месторождение флюорита характеризуют специализацию *Усуглинского флюоритового узла* (5.4.1. Флюорит). В отрогах Нерчинского хребта, на северном фланге рудного района расположен *Улунтуевский рудный узел* (5.4.2. Флюорит) с проявлениями пьезокварца и известняков.

Перспективы рудного района и рост потенциала золота связываются с золотосодержащей медно-порфировой формацией Торгинского проявле-

ния (VI-2–141) и золоторудной халцедон-кварцевой в Новоберезовской впадине на юго-восточном фланге района. Прогнозные ресурсы по категории P₃ составляют Au – 60 т, Ag – 245,1 т [388].

Кручининский рудный район (5.5. Ti, редкие металлы, Au) с Кручининским рудным узлом (5.5.1. Ti, редкие металлы, Au) находится в юго-западной части территории, в районе водораздела рек Кручина–Ульдурга–Читинка. В геолого-структурном плане находящийся в пределах Пришилкинской зоны район контролируется пересечением Нерчинского разлома северо-восточного простирания и Беряя-Торгинской зоны – северо-западного. Ряд мелких массивов расслоенных базитов кручининского комплекса, сохранившиеся в кровле гранитоидов раннепалеозойских комплексов, вмещают Fe-Ti-V-P оруденение в разведанном крупном Кручининском месторождении (VI-1–44) и ряде проявлений. Помимо этого месторождения, в узле эксплуатируются крупные россыпи золота по р. Кручина и известны несколько мелких россыпей и потоков золота. Работы, проводимые в прошлые годы, не дали однозначного ответа по поводу россыпей, хотя большая часть головок россыпей и потоков контролируется нарушениями Нерчинского и Беряя-Торгинского разломов.

Большая часть известных проявлений молибдена размещается в юго-восточной части узла в эндоконтактных зонах интрузий амананского комплекса.

Перспективы района могут быть увеличены с выявлением месторождений золота типа «тектонических уступов» в Кручининской впадине, рекомендуемых на постановку поисковых работ.

Баргузино-Витимская субпровинция. Баргузино-Витимская редкометалльно-редкоземельная минерагеническая зона (6.0. Mo, Be) занимает северо-восточную часть площади в междуречье Витим–верховье р. Ципа. Своей конфигурацией она практически соответствует Ципикано-Усойскому блоку. Границами ее являются: с Байкало-Витимской субпровинцией – Ципинская разломная зона, с Селенгино-Витимской – Витимо-Калаканская зона разломов с Привитимским горст-антиклинальным поднятием; с Западно-Становой субпровинцией – система нарушений Джилинда-Могочинской межблоковой зоны. В морфоструктурном плане субпровинция находится в межсводовой зоне между Ангаро-Витимским и Каренгино-Олекминским (Верхне-Олекминским) сводами.

Глубинное строение субпровинции, отражающее ее структурное положение, представляет собой зону гранитного батолита с выступом ДМС, обрамленным блоками коры с различной степенью гранитообразования, включающими интрузии габброидного состава и небольшие очаговые зоны. В целом она соответствует межочаговой зоне и по составу коры перспективна на литофильную группу рудных проявлений.

Большая часть рудных проявлений субпровинции связана со становлением гранитоидов витимканского комплекса карбона, гуджирским (J₁) и угленосными отложениями нижнего мела.

Высокоглиноземистое сырье, андалузит-силлиманитовые сланцы, своим возникновением обязаны контактово-метасоматическому воздействию гранитоидов витимканского комплекса на нижнекембрийские образования и могут рассматриваться как потенциальные объекты для дальнейшего

изучения. Они рассматривались в пределах зоны высокоглиноземистых сланцев и нефритоносных проявлений [36], в северо-восточном окончании которой, в верховье р. Голюбэ, выделяется *Голюбэ-Кавоктинский нефритоносный рудный узел* (6.0.1. Нефрит). Нефритовые проявления относятся к контактово-метасоматическому типу и образуются в скарнах на контакте нижнепротерозойских образований с гранитами витимканского комплекса.

Наряду с проявлениями нефрита, узел объединяет многочисленные проявления молибдена, полиметаллов и вольфрама, расположенные в эндоконтактных зонах штоков лейкогранитов третьей фазы витимканского комплекса, сопровождающиеся шлиховыми и литогеохимическими ореолами вольфрама и молибдена.

В последние годы к западу, за пределами листа, выявлены собственно вольфрамовые рудопоявления. Они относятся к гидротермально-метасоматическому типу золото-шеелит-сульфидно-кварцевой ассоциации. Перспективы узла связаны с дальнейшим изучением и поисками этого типа оруденения.

Многочисленные проявления редких земель (Ta-Nb, Ce-La, Y и Th), расположенные юго-западнее рудного узла, сопровождаются литогеохимическими и шлиховыми ореолами и связаны с выходами гранитоидов гуджирского комплекса.

В углях Эландинского месторождения в промышленных концентрациях содержится германий.

Перспективы минерагенической зоны могут быть связаны с поисками проявлений флюорит-берtrandит-фенакитовой минеральной ассоциации с попутным редкоземельным и молибденовым оруденением, связанных с граносиенитами, условно относимыми к витимканскому комплексу.

Селенгино-Витимская (Яблоновая) субпровинция. Выделяются Тунгокоченская флюорит-редкометалльная минерагеническая зона и Хилок-Витимская (8. Мо, W).

Тунгокоченская флюорит-редкометалльная минерагеническая зона (7. Флюорит, редкие металлы) занимает центральную часть западной половины площади, в междуречье Витим—Нерча. Северо-западная граница зоны проходит по осевой линии водораздельного хребта рек Амалат—Витим, представляющего собой морфоструктурное отражение Привитимского горстового поднятия. Юго-восточной границей зоны является хребет Черского — морфоструктурное выражение Нерчинского вала, а с северо-востока она ограничена нарушениями Джилинда-Могочинской блокоразделяющей разломной зоны. Минерагеническая зона объединяет рудоносные площади, сформировавшиеся в результате тектоно-магматической активизации. В структурном отношении она находится в северо-западной половине Нерча-Урюмского блока, а в морфоструктурном выражении отвечает северо-западной половине Каренгино-Олекминского (Верхне-Олекминского) свода. По глубинному строению она представляет собой глубоко гранитизированный фундамент — «гранитный» слой земной коры с линейным размещением в нем «очаговых зон». Подобное глубинное строение зоны (блока) является благоприятным критерием для формирования рудных объектов литофильной группы металлов.

Основное положение в Тунгокоченской зоне занимают позднепалеозойско-раннемезозойские вулканоплутонические комплексы и сопровождающие их молибденовое, серебро-сульфидно-сульфосольное, тантал-ниобиевое, флюорит-бериллиево-грейзеновое и гидротермально-метасоматического типа оруденения. В ее северной части отмечаются проявления редких земель.

В Юмурченском рудном районе (7.2. Редкие металлы, флюорит, Au) с динометаморфическими преобразованиями рифейских комплексов связаны проявления графита и асбеста. В верховье рек Чебуктуй—Ушмун в штоке щелочных гранитов нерчуганского комплекса размещается бериллиево-оруденение грейзенового типа, на водоразделе рек Делюшма—Камбуя в габброидах кручининского комплекса отмечаются проявления хрома, ванадия и меди. Позднеюрское оруденение представлено золоторудными проявлениями в верховье р Юмурчен. Раннемеловая(?) эпоха отразилась распределением флюоритовой минерализации и накоплением горючих сланцев в отложениях мела.

По совокупности рудных объектов, типов оруденения и различному геолого-структурному строению в пределах зоны выделяются рудные узлы, которые объединены в рудные районы: Канталакский флюорит-редкометалльный (7.1. Редкие металлы, флюорит) и Юмурченский золото-флюорит-редкометалльный (7.2. Редкие металлы, флюорит, Au). Первый рудный район находится в границах Каренгинского блока второго порядка, второй — в пределах одноименного блока того же порядка. Отличие их состоит в том, что в Каренгинском блоке вулканоплутоническая джилинда-нерчуганская ассоциация образует вулканоплутонические гряды, осложненные с юга надвиговыми разломными зонами. Во втором — они слагают вулканоплутонические структуры типа вулканариев либо вулканокупольные — центрально-симметричные структуры. В первом рудном районе рудные узлы более отчетливо контролируются линейными структурами. Во втором — они ближе к изометричным структурам с центральной симметрией. В соответствии с этим, в пределах рудных узлов наблюдается разная внутренняя зональность распределения рудных проявлений. В первом районе зональность в рудных узлах линейно-асимметричная, во втором — центрально-симметричная. В центральной части рудного узла находятся более высокотемпературные элементы, в краевой — низкотемпературные.

На основании вышеизложенного считаем, что Тунгокоченская флюорит-редкометалльная минерагеническая зона перспективна на поиски масштабных рудных объектов редких металлов флюорит-фенакит-бертрандитового типа. В порядке очередности перспектив на поиски объектов редкоземельных элементов групп проявлений к ним относятся рудные узлы Канталакский и Яхактинский на правом берегу р. Витим, водораздел рек Берея—Джекдавачи. Группа проявлений Ta-Nb обрамляется обширными по площади литогеохимическими ореолами этих металлов и минерализованными источниками — углекислыми и родоновыми.

Юмурченский рудный узел заслуживает особого внимания на поиски рудного телескопированного объекта золоторудной малосульфидной(?) формации. Узел находится в благоприятной геолого-структурной обстановке — на кромке блока, к краевой части которого в региональном плане тяготеет

ряд крупных золоторудных объектов; пересечение структур северо-восточного и северо-западного простираний. Последние контролируют ряд массивов базитового и габброидного состава. По геофизическим материалам они прослеживаются к центральной части Витимского базальтового плато. В строении фундамента узла принимают участие породы рифейских комплексов мафитового состава. Прямыми признаками его золотоносности являются наличие ряда россыпей и шлиховых ореолов золота и рудных точек с содержанием золота, заслуживающим внимания. Наряду с ними отмечается ряд пунктов минерализации полиметаллов, флюорита. Глубинное строение узла аналогично юго-восточному флангу Дарасунского, только в зеркальном отражении.

Монголо-Забайкальская провинция объединяет металлогенические подразделения Амурского геоблока и в пределах карты представлена Аргунской золото-редкометалльно-полиметаллической субпровинцией, к которой отнесено северо-восточное окончание Агинской межблоковой зоны.

Аргунская субпровинция Монголо-Забайкальской провинции наиболее богата минерально-сырьевыми ресурсами. Она занимает юго-восточную часть карты (общей площадью 19,5 тыс. км²) и в геоструктурном плане выражает северо-западную окраину Амурского геоблока и зону сочленения Аргунского мегаблока и Агинской зоны. Аргунская субпровинция граничит с Западно-Становой субпровинцией по разломам Монголо-Охотской надвиго-сдвиговой системы, которая разделяет геоблоки с существенно различной геодинамикой в рифее, венде-кембрии, среднем палеозое и нижней юре.

В Аргунской субпровинции выделяются следующие минерагенические эпохи:

PR₁(?) – высокоглиноземистое сырье с метаморфическими образованиями урульгинского метаморфического комплекса;

R(?) – Fe, Ti (Co, Ni) с ультрабазитами ургунинского комплекса;

V – графит с отложениями белетуйской свиты, потенциальные объекты золоторудной углеродистой золото-сульфидной формации;

E₁ – магнезиты, доломиты с отложениями быстринской свиты;

E₁₋₂ – в ерниченской толще – потенциальные объекты золоторудной углеродистой формации; а также Au-, Cu- и W-содержащие рудные объекты золото-сульфидной формации (типа «карлин»);

D₂₋₃ – W-содержащие объекты в скарноидах на контакте гранитоидов ундинского комплекса с карбонатными породами яковлевской свиты;

T₃ – проявления Au с Zn золоторудной кварцевой формации в вулканитах каменской свиты;

J₂₋₃-K₁ – ведущие минерагенические эпохи. Рудные объекты обнаруживают признаки длительного многоэтапного рудообразования;

J₂₋₃ – TR, Be (аквамарин, топазы, рутил), Sn – с пегматитами борщовочного комплекса; Au, Mo, Cu(W) – месторождения и проявления с гранитоидами шахтаминского комплекса;

J₃-K₁ – Pb-Zn, Ag, Sb(Au) с поясами даек и субвулканическими аналогами эффузивных образований ундино-даинской серии;

K₁ – Au, флюорит, U, уголь, Fe, P с субвулканическими аналогами образований вулканических формаций межгорных впадин и рифтогенных структур.

Особенностью минерагении субпровинции является связь зон, контролирующих месторождения литофильного профиля, с поясами даек щелочных базальтов, обогащенных фтором (0,15–0,20 %).

Аргунская субпровинция объединяет минерагенические зоны, имеющие простирание, согласное с Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой системой Балей-Верхнеамурскую (9. Au, Sn, Pb); Газимурскую (10. Cu, Au, Pb, Sn).

Балей-Верхнеамурская олово-медь-полиметаллы-золоторудная минерагеническая зона включает (с запада на восток): Балейский (9.3. Au, Sb, топаз, турмалин), Сретенско-Карийский (9.2. Au, Mo, Pb, Zn), Шилка-Газимурский (9.1 Магнетит, Au, Pb, Zn) рудные районы; *Газимурская сурьма-олово-полиметаллы-золото-меднорудная минерагеническая зона* (10. Cu, Au, Pb, Sn) (с запада на восток) – Богдатско-Аркиинский (10.3. Pb, Zn, Sn, Au), Туровский (10.2. Sn, Pb, Zn, Au), Будюмкано-Култуминский (10.1. Cu, Au, Pb, Zn) рудные районы.

Упомянутые минерагенические зоны Аргунской субпровинции соответствуют Pb-Zn-Ag(Au) поясу, выделенному академиком С.С.Смирновым, где сосредоточена значительная часть месторождений и проявлений полиметаллов, таких как группа Шилкинского Завода: Богочинское, Екатерининское и Преображенское в Будюмкано-Култуминском рудном районе.

Балей-Верхнеамурская (Шилкинская [80]) олово-медь-полиметаллы-золоторудная минерагеническая зона (9. Au, Sn, Pb) структурно приурочена к системам Монголо-Охотского, Восточно-Агинского (Борщовочного), Верхне-Газимурского глубинных разломов. Первой зона ограничивается с северо-запада, последующими – с юго-востока. Зона накладывается на Агинско-Борщовочный блок Агинской межблоковой зоны мегамеланжа.

По особенностям геологического строения и пространственному размещению оруденение характеризуется (см. Схему экстенсивности оруденения) полосовидной асимметричной зональностью в направлении с юго-востока на северо-запад; по преобладанию элементов в нем выделяются следующие ассоциации: Pb–Zn–As, Sb–Au–Mo–Cu.

В районе Сретенско-Куренгинского массива гранитоидов шахтаминского комплекса между зоной, контролирующей золоторудные с меднорудными и полиметаллическими проявления, вклинивается зона олово-вольфрамоворудных пунктов минерализации, что, вероятно, свидетельствует о одновременности этих типов оруденения. Особенность размещения оруденения подчинена геологическому строению зоны, в которой северо-западная часть представлена приразломным прогибом, ограниченным с юга Восточно-Агинским и Междуреченским разломами, горст-антиклинальными поднятиями с мобилизат-плутонами борщовочного комплекса.

Золотое оруденение развито в полосе шириной 15–20 км от р.Нерча до р.Горбица в зоне влияния Монголо-Охотского разлома и массивов гранитоидов шахтаминского комплекса. Оно приурочено в основном к породам метаморфических комплексов или к экзоконтактовым зонам штоков гранитоидов вышеупомянутого комплекса. Оруденение в основном представлено объектами золоторудной малосульфидной формации. Ее профилирующие типы: молибденит-висмутин-теллуридовый для *Сретенского* (9.2.6. Au, Cu, Sn), *Чачинского* (9.2.4. Au) рудных узлов с проявлениями Ушумун-

ским и др., пирит-турмалиновый и актинолит-магнетитовый — для Карийского (9.2.1. Au, Mo) с Бугорьинским и другими проявлениями [270]; пирит-арсенопиритовый — для Мангидуйского (9.2.5. Au, Ag) и золотосодержащих полиметаллических месторождений Шилка-Заводского (9.2.3. Pb, Ag Au,) рудных узлов.

В рудах молибденит-висмутин-теллуридового минерального типа в промышленно значимых концентрациях присутствуют Вi и Те, в отдельных случаях Мо и W. Индикаторами золотого оруденения являются зоны медной, свинцовой, сурьмяной и мышьяковой минерализаций, а также находки киновари в аллювии притоков рек Чача, Кокертай и Кучертай.

Месторождения полиметаллов тяготеют к выходам карбонатных пород венда—кембрия (Шилка-Заводской рудный узел 9.2.3. Pb, Ag, Au), по периферии которого отмечаются проявления сурьма-джаспероидной формации.

Шилка-Газимурский рудный район (9.1. Магnezит, Au, Pb, Zn) занимает междуречье Шилки и Газимура и расположен на северо-восточном фланге Балей-Верхнеамурской минерагенической зоны, в пределах Ларгинского блока. С северо-запада он ограничен нарушениями Монголо-Охотской сдвигово-надвиговой системы, с юго-востока — Будюмканской межблоковой зоны. Докембрийские породы блока перекрыты терригенными и терригенно-карбонатными отложениями, смятыми в Ларгинскую и Кактолгинскую синклинальные складки. Их разделяет горст-антиклиналь с Междуреченским, Половинкинским и Аникинским мобилизат-плутонами. Нижнепалеозойские образования в тектонических блоках и горст-антиклиналь обрамлены динамометаморфическими образованиями агинско-борщовочного комплекса среднего палеозоя. В краевых частях Кактолгинского блока кембрийские отложения перекрыты терригенными породами девона и нижней юры и вулканогенно-осадочными — верхней юры и нижнего мела, выполняющими рифтогенные приразломные впадины.

В минерагеническом плане основным достоянием блока являются месторождения графита, магнезита, известняков и доломитов в карбонатно-терригенных толщах венда и кембрия. Кроме того, в терригенно-карбонатных породах известны многочисленные проявления свинца и реже золота, а также непротяженные россыпи золота. Судя по геохимическим аномалиям, полиметаллическое оруденение может иметь площадной характер. Зоны с полиметаллическим оруденением на золотоносность не изучались. Наличие золотоносных россыпей, проявления полиметаллов и золота может представлять аналогию с Шилка-Заводским, Мангидуйским и Будюмканским рудными узлами. Поэтому Шилка-Газимурский район может быть отнесен к числу перспективных на поиски золотого оруденения типа «карлин» (золото-сульфидной формации) в углеродсодержащих карбонатных породах.

Газимурская сурьма-олово-полиметаллы-золото-меднорудная минерагеническая зона (10. Cu, Au, Pb, Sn), охватывая бассейны рек Джеронь-Боты, Будюмкан, правобережье р. Газимур и, частично, р. Урюмкан, продолжается за пределы описываемой территории. Северо-западной границей ее является южный фрагмент Восточно-Агинской и Будюмканской зон разломов. По особенностям минерагении и геологическому строению в зоне выделяются рудные районы: Будюмкано-Култуминский полиметаллы-золото-меднорудный (10.1. Cu, Au, Pb, Zn), Туровский золото-полиметаллы-

оловорудный (10.2. Sn, Pb, Zn, Au) и Богдатско-Аркиинский золото-олово-полиметаллический (10.3. Pb, Zn, Sn, Au). Зону представляют крупные структурные подразделения: окончание Междуреченского горст-антиклинального поднятия, Будюмканская межблоковая зона и взброшенный Как-толга-Орогоченский блок.

Рудные проявления золота и вольфрама на юго-западном окончании Междуреченского горст-антиклинального поднятия контролирует экзоконтакт Октаиканского массива гранитоидов шахтаминского комплекса средней–поздней юры. Многочисленные объекты полиметаллов, относительно проявлений олова и вольфрама, смещаются к западу и контролируются нарушениями Восточно-Агинской зоны разломов. Многочисленные проявления тантало-ниобатов и урановых рудных точек тяготеют к эндоконтакту Междуреченского массива гранитоидов борщовочного комплекса и связаны с пегматоидными обособлениями в нем.

Будюмканская межблоковая зона представляет собой грабен-синклиналь с полно сохранившимся разрезом терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных формаций венда и кембрия, перекрытых терригенными формациями девона и вулканогенно-терригенными верхней юры и нижнего мела. Последние выполняют приразломные рифтогенные впадины. Зона характеризуется интенсивным, пространственно совмещенным, проявлением магматизма позднемезозойских монзонит-гранитовой и лейкогранитовой формаций. Сложное геологическое строение и напряженная тектоническая обстановка зоны определяют максимальное многообразие оруденения и высокую насыщенность зоны рудными объектами. Здесь развиты проявления: Au, Cu, Pb-Zn, Sb, Sn, W, В и Fe. В зонах тектонических дислокаций отмечаются проявления графита. Крупные золоторудные объекты Ново-Култуминское, Лугоканское принадлежат к золото-алюмосиликатной (скарновой) формации. Известны проявления золото-сульфидной формации следующих минеральных типов: пирит-арсенопиритового прожилково-вкрапленного в «черных» сланцах и арсенопирит-антимонитового в углеродсодержащих карбонатных породах – Солонеченское. Имеются геолого-поисковые предпосылки выявления золоторудной адуляр-кварцевой формации. Все это выдвигает зону в ряд наиболее перспективных.

Оруденение золоторудной полиметаллической формации (дарасунского типа) пока не установлено, хотя его геологические признаки и особенно-сти глубинного строения Култуминского (10.1.4. Pb, Zn, Cu, Au) рудного узла, с достаточно богатыми россыпями золота высокой продуктивности, свидетельствуют о высокой перспективности ее выявления.

Медно-полиметаллическая и, вероятно, собственно полиметаллическая минерализация, пространственно связанная с интрузивными телами гранитоидов средней–поздней юры, характеризует рудные объекты в их ближайшем экзоконтактовом ореоле среди карбонатных пород кембрия – Култуминский и Лугоканский (10.1.2. Cu, Au, Sb, Pb) рудные узлы.

Главная масса полиметаллического оруденения, размещающаяся в зонах дробления кремнистых и карбонатных пород, регионально приурочена к Будюмканской мобильной зоне северо-северо-восточного простира-ния, контролирующей также размещение интрузивов средне-позднеюрских и позднеюрских гранитоидов.

Редкометалльное и, главным образом, оловорудное оруденения тяготеют к интрузивам ультракислых гранитоидов, рудоносность которых наиболее проявлена в апикальных частях этих массивов, залегающих преимущественно среди карбонатных пород нижнего палеозоя и филлитовидных сланцев среднепалеозойского динамокомплекса.

В *Богдатско-Аркиинском рудном районе* (10.3. Pb, Zn, Sn, Au), приуроченном к Кактолга-Орогоченскому блоку, многочисленные проявления полиметаллов контролируются Урюмканским разломом.

Особенности размещения концентраций радиоактивных элементов.

В пределах территории листа N-50 известно шесть месторождений, 88 проявлений, 183 пункта минерализации и 866 аномалий радиоактивности.

Объекты радиоактивных элементов относятся к следующим урановым формациям и генетическим типам: зоны дробления в разновозрастных гранитоидах и метаморфических комплексах; терригенные отложения мезозойских впадин; адсорбционные в тектонических глинах; ураноносные альбититы; ураноносные калиевые метасоматиты; ураноносные грейзены; пегматитовые с уранинитом и циркон-монацит-ортитовой минерализацией.

Месторождения, проявления формации в зонах дробления представляют собой жилы халцедоновидного кварца (6-IV-4), жильно-прожилковые зоны (5-IV-9, 4-IV-9) и линзы тектонических брекчий, сцементированные халцедоновидным кварцем. Мощность рудных тел 0,5–15 м, протяженность от первых десятков до 2000 м. Руды убогие (сотые доли процента U). Максимальные содержания U – 1,19 %. Урановая минерализация представлена настураном. В рудах преобладает вторичная урановая минерализация (отенит, урановые черни). На молибденовых и золоторудных месторождениях и проявлениях установлены радиоактивные аномалии, связанные с зонами дробления и лимонитизии и с гнездами халцедоновидного низкотемпературного кварца.

Месторождения и проявления урановой формации в отложениях мезозойских впадин представлены «пластами» обломочных пород, обогащенных органическим веществом и глинистым материалом. Пласты не имеют отчетливых геологических границ. Большая часть урана находится в сорбированной форме, реже в виде вторичных урановых минералов. Оруденение гидротермальное низкотемпературное, на большинстве объектов присутствует совместно с адсорбционным. На проявлении 4-IV-17 известны углистые пласты с содержанием урана до 0,019 %, линзы песчаников с содержанием урана до 0,5 %, тектонические зоны мощностью 1–16,5 м с содержанием урана – сотые доли %.

Адсорбционные проявления урана в тектонических глинах пологих разломов представлены линзовидными телами мощностью 1,3–3,6 м, протяженностью до 60 м с содержанием урана до 0,035 % (проявление 4-IV-15). Адсорбционные проявления в отложениях позднемезозойских впадин развиты в тонких пластах и линзах песчаников с глинистым цементом, визуальное и петрографическое неотличимых от вмещающих, мощностью 0,7–5,5 м, длиной до 60 м, содержание урана до 0,0248 % (проявление 2-V-4).

Проявления урана и тория в альбититах развиты в гранитах нерчуганского и унгургученского комплексов и в вулканитах джилиндинского комплекса. Они представлены зонами метасоматических изменений мощ-

ностью от первых метров до первых десятков метров, протяженностью до 500 м. Содержание урана – первые сотые доли %, максимум – 0,069 %, тория – до 0,086 %. Минерализация представлена пирохлором и рибекитом (5-II-1), молибдатом урана (5-IV-1), вторичными минералами – цейнеритом, хайнрегитом и торбернитом (4-V-4).

Проявление урана в калиевых метасоматитах (3-V-11) представлено линзовидными телами (мощностью 1,1–0,7 м) кварц-полевошпатовых метасоматитов с биотитом и тонкой вкрапленностью уранинита (содержание урана 0,066 и 0,08 %). К этому типу относится проявление Ключевое (4-VI-10). Оно представлено микроклин-слюдистыми метасоматитами в гранитах борщовочного комплекса, где в породах с псевдоморфозами отенита по апатиту содержание урана 1,37 %. Перспективы не изучены.

Проявление урана Средне-Кательское (4-I-15) локализовано в гранитоидах древнестанового комплекса, в экзоконтакте щелочных гранитов эймнахского комплекса. Это микроклин-слюдистые метасоматиты с уранинитом. Содержание урана (по химическому анализу) до 0,131 %. Кварциты и высокоглиноземистые фельдшпатизированные метасоматиты с графитом (пункт минерализации 6-I-6) содержат монацит в количестве до 6,3 кг/м³ или монацит и циркон (6-I-4). Они залегают в плагиогранито-гнейсах древнестанового комплекса в экзоконтакте массива гранитов каларского комплекса.

В кварцево-слюдистых грейзенах молибден-бериллиевого проявления Орогоча (4-II-4) отмечаются гнезда отенита и бета-уранотила. Этот тип оруденения не изучался.

В междуречье Усмун–Луча–Калар развит ареал пегматитов циркон-монацит-ортитового минерального типа. Они содержат гнездообразные скопления монацита, ортита и циркона. Ареал пегматитовых жил является юго-западным флангом Катугинского рудного поля.

Монацитовая минерализация (Васильевка 6-IV-1) в бассейне р. Амазар – пегматиты аналогичного типа, с содержанием тория 3,67 %, залегают в каолинизированных лейкогранитах. Циркон-монацитовые пегматиты отмечаются и на левобережье р. Шилка.

На правобережье р. Аркия графитизированные известняки раннепалеозойского возраста прорываются пегматитовыми жилами с уранинитовой минерализацией. Проявления не оценивались.

Минерагеническое районирование аномалий и рудных объектов. Территория расположена в пределах Прибайкальской и Уда-Олекминской радиогеохимических областей и юго-восточным углом захватывает Малханско-Становую и Газимурскую (Шувалов, 1982). Уда-Олекминская радиогеохимическая область включает Ульдургинский и Джалирский аномальные радиогеохимические блоки, а Малханско-Становая радиогеохимическая область – Чернышевский и Могочинский. По имеющимся материалам дополнительно выделен Каларский аномальный геохимический блок в Прибайкальской радиогеохимической области и Нерча-Верхнеолекминский – в Уда-Олекминской радиогеохимической области, а также Шилкинский радиогеохимический блок в Газимурской радиогеохимической области.

Для Забайкалья выделяют три эпохи сингенетичного накопления урана («Геология и металлогения». Под ред. Ю. М. Шувалова, М. Д. Пельме-

нева, 1982 г.): позднепротерозойско-раннепалеозойская, позднепалеозойская и позднемезозойская.

В Каларском блоке в раннем протерозое на границе Ньюжа-Олекминской и Каларской структурно-формационных зон проявляется щелочной метасоматоз. На северо-востоке территории в Калаканской зоне разломов локализуются пегматиты и калиевые метасоматиты. Наиболее высокая плотность аномалий радиоактивности наблюдается в гранитах первой фазы кодарского комплекса (5,76 точек на 1 км²). Для раннепротерозойской эпохи характерно формирование зон рассеянной минерализации радиоактивных элементов. Объекты с концентрированным оруденением связаны с ранне-мезозойской активизацией.

В позднепротерозойско-раннепалеозойскую эпоху в прогибах на древнем фундаменте формируются терригенно-карбонатные толщи, в которых образуются породы, обогащенные ураном, о чем свидетельствует ряд аномалий в породах быстринской свиты (радиоактивность 825 мкР/ч, U – 0,005 %, Th – 0,015 %) и ерниченской толщи (радиоактивность 600 мкР/ч, U – 0,005 %). Объекты расположены в экзоконтактных зонах интрузий боршовочного и шахтаминского магматических комплексов в пределах Шилкинского радиохимического блока. В магматических породах рифейского возраста наблюдается незначительное количество аномалий. Интрузии бухточинского гранит-гранодиоритового комплекса вмещают контрастные урановые объекты, характеризующиеся: радиоактивностью 298 мкР/ч, U – 0,1192 %, Th – 0,025 %, плотность аномалий – 0,993 точки на 1 км², плотность рудных объектов – 0,415 точек на 1 км². Все объекты расположены в зоне влияния Монголо-Охотского разлома. Скопления уранофана и уранинита отмечаются в биотитовых гнейсах ксенолитов в палеозойских магматических породах (Катарангра и пункт 26/9408). В олекминском комплексе преобладают аномалии урановой природы: радиоактивность 333 мкР/ч, U – 0,0399 %, Th – 0,0712 %, плотность аномалий 0,971 точек на 1 км², плотность рудных объектов – 0,272 точки на 1 км². Все объекты расположены в экзоконтактных зонах мезозойских интрузий амуджиканского, унгургученского и дотулурского комплексов.

В позднепалеозойскую эпоху формируются комплексы, вмещающие урановое оруденение: чичаткинский вулканический комплекс (радиоактивность 427 мкР/ч, U – 0,0013 %, Th – 0,0193 %, плотность аномалий – 1,034 точек на 1 км²); амананского монцонит-гранитового комплекса: гранодиориты и граносиениты второй фазы (радиоактивность 542 мкР/ч, U – 0,0094 %, Th – 0,0121 %, плотность аномалий – 1,071 точек на 1 км², плотность рудных объектов – 0,242 точек на 1 км²), гранитоиды третьей фазы (радиоактивность 357 мкР/ч, U – 0,0414 %, Th – 0,0158 %, плотность аномалий – 0,895 точек на 1 км², плотность рудных объектов – 0,179 точек на 1 км²).

В Прибайкальской радиохимической области аномалии радиоактивных элементов связаны с раннетриасовой магматической активизацией и формированием эймнахского комплекса (проявление Средне-Кательское). Однако щелочной метасоматоз проявлен и в более древних образованиях (Графитовый, Дуруски). Масштабы проявления метасоматических процессов в этом районе не изучены. Ториево-редкоземельно-редкометалльная минерализация связана с калиевыми метасоматитами раннепротерозойского возраста. Урановая минерализация сформирована в раннем триасе в процессе магматической активизации.

В Уда-Олекминской области с раннетриасовой активизацией (нерчуганский комплекс) связано формирование ураноносных альбититов (Северное). В щелочных гранитах нерчуганского комплекса отмечаются объекты с радиоактивностью 600 мкР/ч, U – 0,0057 %, Th – 0,02 %, плотность аномалий – 1,096 точек на 1 км², плотность рудных объектов – 0,266 точек на 1 км². Наиболее контрастные объекты наблюдаются в экзоконтактовых зонах интрузий.

Позднемезозойская эпоха (от ранней–средней юры до раннего мела) явилась определяющей в формировании рудных объектов. В ранее образованных радиогеохимических полях под влиянием позднемезозойского магматизма в разломах и мезозойских впадинах формируется оруденение урановой формации. Большая часть радиоактивных объектов развита в экзо- и эндоконтактовых зонах амуджиканского комплекса. Объекты характеризуются радиоактивностью до 171 мкР/ч, U – 0,0076 %, Th – 0,01 %, плотностью аномалий – 1,259 точек на 1 км², плотностью рудных объектов – 0,19 точек на 1 км². Специализированными на урановое оруденение являются магматические комплексы: борщовочный, шахтаминский, кукульбейский, унгургученский и амуджиканский. Борщовочный комплекс выделяется аномалиями радиоактивности (814 мкР/ч) и плотности (4,667 аномалий на 1 км²). С этим же комплексом в Шилкинском радиохимическом блоке связаны наиболее интересные (Ключевое) проявления. Урановая минерализация проявления связана с процессами калиевого метасоматоза рудовмещающих гнейсовидных пород. Вполне возможно, что формирование уранового оруденения в ксенолитах метасоматически измененных гнейсов является аналогией с северной частью территории. Природа аномалий, связанных с мезозойскими интрузиями, преимущественно урановая. В дотулурском комплексе преобладают аномалии ториевой природы с содержанием тория, достигающим 0,447 %.

В позднемезозойских отложениях впадин сформированы месторождения и проявления урановой формации гидротермально-адсорбционного типа. Большинство объектов связано с тектоническими ограничениями впадин. Отмечается преобладание рудных объектов в оловской (1,83 на 1 км²) и в укурейской (1,076 на 1 км²) свитах. Быйикинская свита и инегирская серия выделяются плотностью радиоактивных аномалий (1,258–1,923 на 1 км²).

Рассматривая перспективность различных блоков территории листа N-50 на радиоактивные элементы, можно отметить следующее.

В Каларском блоке в раннем протерозое сформировались поля пегматитов и зоны калиевых метасоматитов. Непосредственная близость Каларской зоны глубинных разломов контролирует их распределение. Метасоматические процессы, возможно, связаны с докембрийским магматизмом. Масштабы проявления калиевого метасоматоза не изучены. Единственное проявление урана связано с интрузиями эймнахского комплекса. В целом Каларский блок обладает неясной перспективностью. С целью определения его перспективности рекомендуются рекогносцировочные специализированные работы.

Нерча-Верхнеолекминский блок характеризуется развитием пород всех этапов магматической активизации. Определенная закономерная связь урановых проявлений с позднемезозойскими интрузиями и щелочными

породами нерчуганского комплекса позволяет говорить о его высокой перспективности на урановое оруденение. Проведение поисковых работ целесообразно в местах телескопирования интрузий щелочных гранитов нерчуганского комплекса гранитоидами амуджиканского и дотулурского комплексов.

Ульдургинский и Джалирский блоки более перспективны на урановое оруденение.

Чернышевский и Могочинский блоки Малхано-Становой радиогеохимической области расположены в зоне влияния Могоча-Бушулейского и Монголо-Охотского глубинных разломов, где широко проявлены поздне-мезозойские интрузии и рифтогенные впадины. Это определяет развитие концентрированного уранового оруденения и его высокую продуктивность. Аномалии радиоактивности на золоторудных и молибденовых месторождениях, как правило, недоизучены, несмотря на наличие прямого уранового оруденения.

Шилкинский блок на территории Газимурской радиогеохимической области характеризуется ярко выраженной специализацией на уран борщовочного магматического комплекса, наличием аномалий в слюдястых породах и в высокоглиноземистых графитизированных сланцах отложений раннепалеозойских структур. Радиоактивные объекты тяготеют к местам выходов интрузий борщовочного и шахтаминского комплексов. Наиболее перспективным объектом является проявление урана Ключевое. Рекомендуются первоочередные специализированные поиски и поисково-оценочные работы в районах выходов активизированного фундамента нижнепалеозойских отложений.

Газимурская область является слабоперспективной.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РЕГИОНА И ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ДЛЯ ПОСТАНОВКИ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

В результате работ прогнозируются объекты собственно золоторудных (традиционных), золоторудных (золоторудной халцедон-кварцевой), золотоносной черносланцевой (золото-углеродисто-кварцевой) и золотосодержащей (медно-молибден-порфировой) формаций. Для формации россыпных месторождений прогнозируются типы: погребенных россыпей, тектонических уступов и «каменских конгломератов». Прогнозируемые объекты вынесены на геолого-структурную карту золотоносности, сведения о них приводятся в тексте.

По рудно-информационной принадлежности приоритетное место принадлежит объектам золотосодержащей медно-молибденовой порфировой формации. По территориальному признаку, с учетом сложившейся инфраструктуры горнорудной промышленности Читинской области, первоочередных геологоразведочных работ заслуживают [314] объекты: Давенда-Ключевского рудного узла (5.1.8. Au, Mo, Cu), Дарасунского рудного узла (5.4.3. Au, Ag, Mo), Кадачинского рудного узла (9.2.2. Cu, Au), Култуминского рудного узла (10.1.4. Pb, Zn, Cu, Au) в пределах Култуминского рудного поля (10.1.4.1), а также объекты [270] Сретенского рудного узла (9.2.6.

Au, Cu, Sn) – на Нижнеалиинской прогнозной площади (9.2.6.4. Cu, Mo, Au) и Моргульская прогнозная площадь (9.2.6.3. Au, W, Bi). На последних двух площадях по нашим рекомендациям силами ФГУГП «Читагеолразведка» уже проводятся поисковые работы. Получены положительные результаты – вскрыта рудная зона с промышленным содержанием меди.

На выявление объектов золотосодержащей черносланцевой формации рекомендуются: в Шилка-Заводском рудном узле (9.2.3. Pb, Ag, Au) – Чалбучинская рудоносная площадь (9.2.3.1. Au); в Чачинском рудном узле (9.2.4. Au) – Ушумунская прогнозная площадь (9.2.4.2. Au); в Лугоканском рудном узле – Лугоканское рудное поле (10.1.2.1. Cu, Au).

Для обнаружения объектов золоторудной халцедон-кварцевой формации рекомендуется Кучертайская золоторудная площадь (9.3.1.1. Au).

Чалбучинская рудоносная площадь (9.2.3.1. Au) находится в Шилка-Заводском рудном узле. На площади присутствуют ряд проявлений золота с содержанием 0,5–2,8 г/т. Широко проявлены окварцевание, сульфидизация и интенсивная лимонитизация и графитизация образований белетуйской свиты. Содержание золота на участках изменений повышается до 22 г/т. На площади выявлены моно- и полиэлементные геохимические ореолы спутников золота. Содержание углеродистого вещества в породах варьирует в пределах 0,03–11,4 % и при этом отмечается, что с повышением его содержания увеличивается и количество золота. Металлотекты и геологические факторы свидетельствуют о выявлении промышленных объектов формации золотосодержащих углеродистых сланцев.

Прогнозные ресурсы категории P_3 рудоносной площади оцениваются в количестве 196 т золота (70 млн т руды [388]).

Ушумунская прогнозная площадь (9.2.4.2. Au) Чачинского рудного узла содержит проявления Ушумуканское I и II, расположенные в поле развития «зеленых» сланцев агинско-борщовочного динамокомплекса и представленные жилами кварца и зонами прожилкового окварцевания с арсенипиритовой, антимонитовой, пиритовой и халькопиритовой минерализациями. Содержание золота – до 11,8 г/т, серебра – до 44 г/т, висмута – до 0,5 %, мышьяка – до 3 %, меди – до 0,3 %, свинца – до 0,3 %, сурьмы – до 1 %, вольфрама – до 0,1 %. На восточном фланге площади, в зоне надвига, сланцы содержат Au – до 0,9 г/т, As – 0,01 %, Sb – 0,01 %. С участками распространения кварцевых жил, зон окварцевания и графитизации связаны многочисленные вторичные ореолы рассеяния Au – (0,01–0,1 г/т). Учитывая минерагеническую специализацию зоны и узла, структурно-литологические, геохимические и прямые минерагенические факторы, характеризуемая площадь рекомендуется для постановки поисковых работ. Прогнозные ресурсы категории P_3 по Ушумунской площади оцениваются в количестве: руды – 39,5 млн т, золота – 117 т [388].

Перспективы *Лугоканского рудного узла* (10.1.2. Cu, Au, Sb, Pb) определяются: его положением в межблоковой зоне; широким развитием венд-кембрийских терригенно-сланцево-карбонатных отложений, прорванных многочисленными штоками и дайками средних пород шахтаминского комплекса; составом пород фундамента, на котором залегают венд-кембрийские отложения с многочисленными рудными объектами медно-порфировой, полиметаллической, золоторудной малосульфидной и других форма-

ций. Они сформированы в позднемезозойскую металлогеническую эпоху, не исключается и позднепалеозойская(?). На Лугоканской площади (10.1.0.1. Au) установлена геохимическая специализация венд-кембрийских отложений на Pb, Zn, Ag, Cu и другие металлы [388]. Наиболее высокие концентрации рудных элементов свойственны карбонатным породам быстринской свиты, содержащим прослой графитизированных сланцев. В сланцах установлено широкое развитие пирит-пирротиновой минерализации с повышенной золотоносностью до 1,2 г/т. Выявленные магнитные линейные аномалии могут соответствовать участкам, обогащенным пирротинном. Помимо всего, наличие россыпного золота, повышенная золотоносность сурьмяных полиметаллических проявлений, зон окварцевания и пиритизации свидетельствуют о высокой перспективности выявления золотого оруденения куранахского типа.

Прогнозируемая *Лугоканская площадь* (10.1.0.1. Au), по совокупности признаков, признана перспективной на золотое оруденение и рекомендуется для постановки поисковых работ.

По ретроспективным материалам, полученным при проведении полевых работ 2002–2003 гг. в Куэнгинской впадине выделяется потенциальная рудная Кучертайская площадь. В ее строении принимает участие широкая гамма разновозрастных образований – от докембрийских до нижнемеловых. Фундамент грабена сложен тектоно-метаморфическими образованиями с углеродсодержащими зелеными сланцами динамометаморфического комплекса с повышенным, до 1,5 г/т, содержанием Au. Они вмещают расслоенные интрузии габброидов с бедной сульфидной минерализацией в северном борту впадины. На северо-западном ограничении впадины, в тектоническом блоке вулканитов триаса, установлена зона прожилкового окварцевания с кулисовидными кварцевыми жилами. Зона перекрывается терригенными отложениями нижнего мела. Продолжаясь далее на юго-восток в динамометаморфических образованиях, зона ограничивает западный приподнятый блок основания впадины. О золотоносности свидетельствуют примыкающие к ней головки россыпей в верховьях рек северного обрамления впадины.

Коренное эпитеермальное оруденение содержится, по-видимому, и в нижнемеловых терригенных отложениях, на что указывают минералы-спутники Au в россыпях падей, которые дренируют основание кутинской свиты нижнего мела.

В пределах Кучертайской прогнозируемой рудоносной площади устанавливается три уровня оруденения: в зеленых дислокационно-метаморфических сланцах; в вулканогенно-терригенных отложениях верхнего триаса и в основании кутинской свиты нижнего мела, что является главным условием оруденения балейского типа. Прямым признаком этого типа оруденения является развитие на рассматриваемой площади прокварцованных эруптивных брекчий, сопровождаемых жилами низкотемпературного кварца с содержанием Au до 2 г/т. По геохимическим данным в поле потенциально рудной площади с юго-востока на северо-запад устанавливается зональность: Pb (Au)–Cu–As–Au–Sb–Hg. В россыпях отмечается неокатанное золото с пробностью 740–900 в ассоциации с киноварью, баритом и кальцитом, что свидетельствует о близости коренного источника сноса материала оруденения эпитеермального типа.

Немаловажные косвенные признаки прогнозируемой площади Куэнгинской впадины установлены при анализе геофизических материалов, которые подтверждают аналогию площади с Балейским грабеном, содержащим крупное месторождение Au. На это указывают контрастные положительные аномалии Δg на северной границе вытянутого широтно минимума в направлении к поднятому блоку фундамента грабена со стороны Туренгино-Сретенской интрузии гранитоидов шахтаминского комплекса.

Учитывая вышеизложенное, а также количество экзогенного золота в отложениях кутинской свиты нижнего мела, в пределах прогнозируемой площади можно ожидать среднее по объему месторождение золота эпитермального типа.

Прирост ресурсов россыпного золота в пределах площади листа N-50 может быть получен за счет изучения золотоносности нижнемеловых отложений типа «каменских» конгломератов и россыпей тектонических уступов во впадинах забайкальского типа. Косвенными предпосылками наличия россыпной золотоносности в нижнемеловых отложениях являются месторождения «каменских конгломератов» в Ундино-Даинской впадине на листе M-50, а также крупные месторождения в Монголии.

Аллювий рек Шилка (среднее течение), Кручина, Итака, Белый и Черный Урюм, Ундурга, Чонгол, Олекма, размывающих меловые отложения межгорных впадин – Пришилкинской, Усть-Карской, Зиловской, Ундургинской, Чонгольской, Ксеньевской, Итакинской, Тунгирской, Олекминской, Ксеньевской (Золотой Ящик) и др., золотоносен в пределах впадин, а также за их пределами, при полном отсутствии коренных источников.

Прямые признаки возможной промышленной золотоносности нижнемеловых отложений установлены во впадинах: Пришилкинской – по падям Золотая, Курлыч, Ишакан, Кокертай; Усть-Карской [379], Итакинской [325], Ундургинской [351], с содержанием золота в цементе конгломератов от 30 до 150–170 мг/м³.

Теоретическими предпосылками россыпной золотоносности нижнемеловых отложений может являться следующее.

Россыпеобразование золота в Забайкалье определяется широким развитием золоторудных месторождений, связанных с вулканическими, субвулканическими и плутоническими комплексами средне-позднеюрского и позднеюрского возраста в сопряженных рифтогенных структурах начальных этапов их заложения. Большая часть золоторудных месторождений относится к золото-полисульфидной, золото-малосульфидной, золото-кварцевой формациям. Отличаясь друг от друга структурной позицией, строением, вещественным составом руд, гидротермально-метасоматическими изменениями вмещающих пород, температурой образования, они имеют и много общих черт. Это – единство рудоконтролирующих структур, время формирования, сходство количеством стадий минерализации, преобладанием тонкого золота в рудных телах, минеральным составом оклорудных изменений, механическими свойствами вмещающих метасоматитов. Все это сближает процессы миграции золота при эрозии рудных объектов и переносе рудного материала в терригенные толщи.

В результате дифференцированных движений блоков в мелу в рифтогенных структурах происходит интенсивная эрозия рудных объектов золо-

та в его пределах, а рудный материал в обломках поступает в опущенные блоки. Неравномерность тектонических подвижек способствовала неоднократно перемыву, а контрастность движений — активному разрушению прибортовых частей впадин.

В озерных бассейнах впадин происходит рассеивание золота, а при участии временных и постоянных водотоков — концентрация. Теоретически золото должно концентрироваться в отложениях аллювиальной и коллювиально-пролювиальной фаций. В настоящее время россыпное золото устанавливается в депрессиях только в отложениях второй фации. Образования коллювиально-пролювиальной фации локализуются в прибортовых частях впадин, завершая разрез осадков нижнего мела, или с размывом залегают на глубоко эродированном фундаменте впадин. Разрез их представлен перемежающимися по вертикали и латерали конгломератами, глыбовыми брекчиями с прослоями и линзами гравелитов плохой сортировки, изменчивой текстурно-структурной особенностью и мощностью.

Площадное развитие отложений коллювиально-пролювиальной фации отмечается во впадинах — Пришилкинской, Усть-Карской, Ундургинской, Чонгольской, Ксеньевской, Итака-Тунгирской, Тунгирской, Кручининской.

В заключение отметим основные признаки россыпного проявления золота в меловых отложениях впадин забайкальского типа:

- наличие рудных узлов золота в сочленяющих структурах;
- наличие во впадине угловых несогласий между инегирской и тигнинской, торгинской и кутинской свитами и каменной толщей;
- наличие россыпной золотоносности аллювиальных отложений водотоков в пределах впадин;
- наличие погребенных кор выветривания в толщах отложений нижнего мела;
- наличие в кластогенном материале терригенных пород амуджиканского и сретенского комплексов;
- красно-бурая окраска терригенных отложений;
- наличие в заполнителе конгломератов рудных минералов, в том числе и магнетита.

Прогнозные ресурсы россыпного золота в отложениях нижнего мела приняты только для россыпи в Итака-Тунгирской впадине. Опираясь на данные этого объекта, а также «Каменной россыпи» Балецкого грабена, в прогнозируемых нами впадинах можно ожидать содержание золота до 1,2 г/т на пласт мощностью до 8–10 м. При этом следует отметить, что известные месторождения и проявления имеют этажное строение.

Учитывая запасы золота уже известных объектов, ресурсы золота нижнемеловых отложений во впадинах, рекомендуемых для постановки поисковых работ: Пришилкинской и Усть-Карской Сретенско-Карийского рудного района; Ундургинской и Чонгольской Жирекенского рудного района; Итака-Тунгирской и Тунгирской Могочинского рудного района; Кручининской Кручининского рудного района, могут составлять первые десятки тонн (~ 40 т).

Сложные многоярусные месторождения россыпного золота тектонических уступов, как самостоятельный промышленный тип, были выделены и

детально изучены в узких межгорных впадинах Приамурья. Эти месторождения создали мощный потенциал базы россыпного золота в регионе.

Образование россыпей тектонических уступов в условиях приразломных впадин обусловлено:

- морфотектоническими факторами, контролирующими их формирование;
- подчинением тектоническому строению гидросети;
- благоприятным сочетанием процессов корообразования и денудации;
- наличием россыпеобразующих формаций.

Золотоносные россыпи приразломных впадин подразделяются на два типа. Первый тип – «лестничные» россыпи сложной конфигурации, включающие большую часть разреза кайнозойских осадков суммарной мощностью до 100 м. Второй тип – приповерхностные многопластовые россыпи плиоцен-раннеплейстоценового возраста, занимающие водоразделы однопорядковых долин, залегающие на ложном плотике, с мощностью осадков 25–70 м. Россыпи представляют собой пролювиальные конусы выноса горных потоков.

Все известные россыпи тектонических уступов Приамурья и Бурятии характеризуются следующими типичными чертами:

- приуроченностью к зоне рудоконтролирующего разлома глубинного заложения;
- наличием в обрамлении впадины рудных источников с мелким и тонким золотом;
- наличием россыпей в водотоках обрамления впадин;
- наличием во впадине толщи полигенных «заглинизированных» образований кайнозойского возраста.

Анализ территории листа N-50 показывает, что для формирования россыпей тектонических уступов имеются все необходимые условия.

С использованием вышеперечисленных критериев нами рекомендуются следующие впадины, в той или иной степени перспективные на россыпи тектонических уступов, а в пределах впадин – площади для проведения поисковых работ. Подсчитанные прогнозные ресурсы золота категории P_3 по выделенным впадинам составляют не менее 30 т золота.

В Пришилкинской минерагенической зоне Западно-Становой субпровинции: Могочинский рудный район – юго-западная часть Тунгирской впадины, западная часть Итакинской, юго-восточная часть Ксеньевской впадины; Жирекенский рудный район – северо-западный борт Зиловской впадины, Кручининский рудный район – Кручининская впадина. В Муйской минерагенической зоне Байкало-Витимской субпровинции в Кедровско-Ирокиндинском рудном узле – северо-западный борт Ципикано-Бамбуйской впадины и в Балей-Верхнеамурской минерагенической зоне Аргунской субпровинции в Сретенско-Карийском рудном районе – северо-западный борт Усть-Карской впадины.

Таким образом, большинство впадин, перспективных на россыпи тектонических уступов, расположены в Пришилкинской рудной зоне Западно-Становой субпровинции, в полосе наиболее интенсивной плотности золотого оруденения.

С целью расширения минерально-сырьевой базы за счет выявления рудных объектов нетрадиционных типов оруденения, с учетом состояния изученности и соответствия геологических карт, составленных более 40 лет назад, современным представлениям о строении региона, анализа геолого-структурных построений, закономерностей размещения полезных ископаемых, улучшения экономики действующих горнодобывающих предприятий и состояния современной инфраструктуры в регионе – считаем целесообразным рекомендовать постановку геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на следующих трапециях:

I очередь – N-50-XXIV – Государственная карта до сих пор не составлена;

II очередь – N-50-XXXI, XXXII, XXXV, XXXVI – для выявления золоторудных объектов и изучения проявлений фенакит-берtrandитового типа с молибденом.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Гидрогеологическая изученность территории листа N-50 осталась, за редким исключением, на уровне 1960–1980-х годов, в связи с чем все более ранние элементы как регионального, так и локального районирования, отраженные на схемах и картах тех лет [26, 27, 35, 37], практически полностью сохранились. Выполненные тогда обобщения гидрогеологического профиля по имеющимся материалам геологоразведочных и геологосъемочных работ на сегодняшний день являются единственными, никаких новых специальных региональных работ гидрогеологического направления с тех пор не проводилось. Некоторые локальные гидрогеологические изыскания, проведенные при разведке месторождений, и локальные обобщения при ГДП-200 [270, 291] не повлияли на региональные гидрогеологические построения. Исходя из этого данный раздел является компилятивным, в нем использованы и по существу повторены с некоторыми дополнениями материалы названных работ.

Территория листа неоднородна по своим физико-географическим и геолого-геоморфологическим условиям, определяющим распределение и формирование поверхностных и подземных вод. Большое влияние на это распределение оказывают климатические характеристики региона, орографическая расчлененность рельефа и связанное с этим состояние поверхностных водотоков. Главными конкретными факторами гидрогеологического состояния и районирования территории являются: 1) расположение ее на водоразделе двух различных океанических систем — рек Лена и Амур; 2) резко континентальный климат с большими суточными и сезонными колебаниями температуры, ее минусовой среднегодовой характеристикой и резко неравномерным распределением (как по времени, так и в пространстве) осадков; 3) криогенная обстановка, испытывающая изменения в южном направлении и характеризующаяся субширотным полосовым распределением зон; 4) геологическая позиция, характеризующаяся резко преобладающим развитием кристаллических (магматических и метаморфических) пород, присутствием впадин Байкальского и Забайкальского типа, наличием многочисленных глубоко проникающих в земную кору разломов, в том числе современных, значительными по амплитуде перемещениями по ним и зависящими от этого различного характера и интенсивности экзогенными процессами.*

* Немаловажным отрицательным фактором является также деятельность человека, способствующая антропогенному загрязнению вод и повальной вырубке леса в крупных долинах рек, оказывающей резко отрицательное влияние на режим поверхностных и подземных вод.

Перечисленные факторы зависимы друг от друга, границы районирования раздельно по этим признакам очень близки, но тем не менее далеко не совсем совпадают. Поэтому установленные гидрогеологические границы являются как бы обобщающими и нередко слегка расплывчатыми, отдающими предпочтение одному из главных для конкретной структуры факторов и менее учитывающими другие факторы.

Согласно гидрогеологическому районированию, вся территория листа входит в состав Восточно-Сибирской системы гидрогеологических областей (район первого порядка). В контурах листа этот район подразделяется на районы второго порядка, которые в свою очередь подразделяются более подробно на локальные структуры — подрайоны первого и более высоких порядков (рис. 5).

В северной части листа расположена Байкало-Чарская гидрогеологическая складчатая область (Б), характеризующаяся сильно расчлененным высокогорным рельефом и наличием внутригорных тектонических впадин байкальского типа. Горные вершины достигают 2000—3000 м, впадины располагаются на высотах 1000—1200 м. Базис эрозии р. Витим составляет 650—550 м. Район гольцовый.

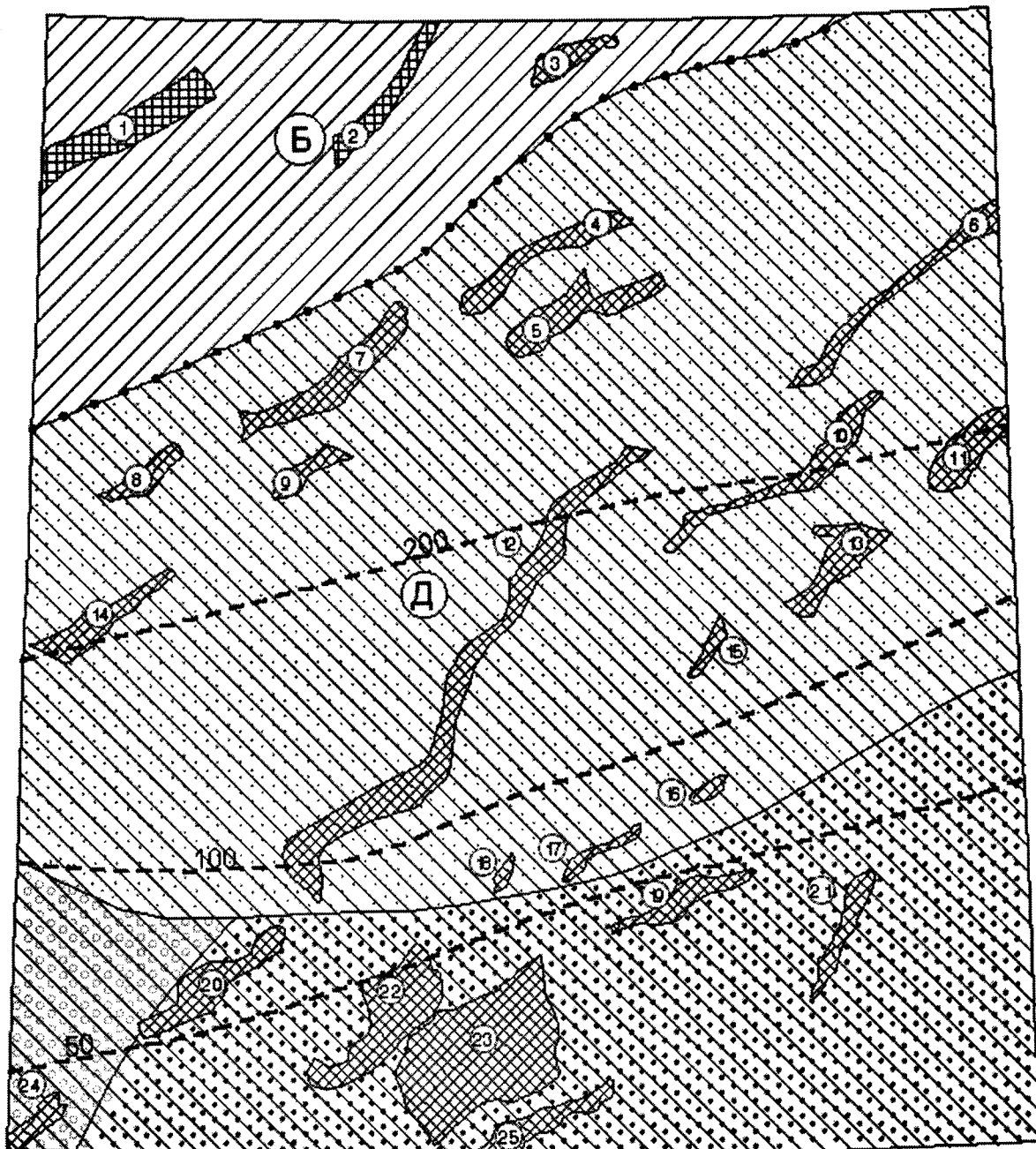
В геологическом строении области принимают участие метаморфические и осадочно-эффузивные породы докембрия, палеозоя, разновозрастные магматические образования, осадочные породы мезозоя и рыхлые осадки кайнозоя. Повсеместно развита многолетняя мерзлота, нижняя граница которой опускается до 300 м. Выделяется система гидрогеологических массивов и межгорные артезианские бассейны. Артезианские бассейны Байкало-Чарской области приурочены к глубоким тектоническим впадинам типа Байкальской, в которых рыхлые осадки имеют мощности от первых десятков до сотен метров. Для впадин характерно наличие в бортах молодых долгоживущих тектонических разломов, играющих роль крупных глубоких активных подземных дрен. Северная цепь гидрогеологических массивов Байкало-Чарской области (Кодарский, Муйский и др.) делит сток на два округа — Северный в сторону Сибирской платформы и Южный — в систему артезианских бассейнов Муйского и Верхне-Чарского. Гидрогеологические массивы заморожены и, видимо, до 1500 м сдренированы, в их пределах преимущественно распространены трещинные, трещинно-жильные и в локальных участках трещинно-карстовые воды. Источники имеют дебит от 0,01 до 1—2 л/с. В периоды интенсивных осадков и таяния снега он увеличивается в десятки раз. Трещинно-жильные воды разломов характеризуются источниками с гораздо большим дебитом, достигающим 15—20 л/с. Воды характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциевым или кальциево-натриевым составом с величиной минерализации, равной 0,1—0,15 г/дм³.

Подземные порово-пластовые воды в этих структурах распространены практически повсеместно. Они преимущественно надмерзлотные безнапорные. О существовании подмерзлотных вод свидетельствует питание рек в меженный период. Благодаря им, возможно, в этих местах формируются огромные наледи. Питание артезианских бассейнов происходит за счет стока трещинных вод с окружающих горных массивов и за счет атмосферных осадков.

Остальную, значительно большую часть листа, охватывает Даурская сложная гидрогеологическая складчатая область (Д, рис. 5), разделенная на три области (подрайона первого порядка). Наиболее северная — Олекмо-Витимская складчатая область занимает значительную центральную часть листа. Она характеризуется среднегорным среднерасчлененным рельефом и наличием множества межгорных впадин Забайкальского типа. Абсолютная высота горных хребтов колеблется в пределах 1200—1800 м, а днища межгорных впадин расположены на высотах 500—600 м. Базис эрозии главных водотоков составляет: р. Витим — 750—650 м, р. Олекма — 730—560 м, р. Тунгир — 800—650 м. Район горно-таежный, днища речных долин обычно заболоченные. Главные водотоки района ориентированы в северо-восточном—юго-западном направлении, естественно, в том же направлении простираются все хребты. С севера на юг постепенно снижается мощность многолетнемерзлых пород от 300 м на севере до 70—80 м на юге.

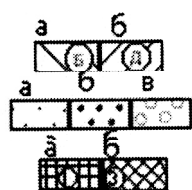
Геологическое строение области характеризуется почти сплошным развитием докембрийских и фанерозойских магматических и метаморфических пород, весьма ограниченно развиты вулканогенно-осадочные образования гольцовых частей хребтов и осадочные с вулканогенной составляющей комплексы межгорных впадин. В последних структурах широкое распространение получили рыхлые кайнозойские осадки. Для гидрогеологических массивов, занимающих водораздельные части рельефа, характерно широкое распространение подмерзлотных напорных трещинно-жильных подземных вод гранитоидов и эффузивных пород. Резко подчиненное значение имеют трещинно-карстовые воды карбонатных пород. Большое значение имеют трещинно-жильные воды тектонических нарушений. Они фиксируются (например, в бассейне р. Витим) многочисленными источниками, дебиты которых достигают 5—10 л/с и которые питают крупные наледи. Небольшие по размерам артезианские бассейны межгорных впадин характеризуются присутствием трещинно-пластовых и порово-пластовых подмерзлотных артезианских вод. Надмерзлотные воды аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений имеют широкое распространение и формируются в деятельном слое. Меж- и подмерзлотные аллювиальные воды вследствие большой мощности мерзлой зоны практически отсутствуют.

Южная часть листа располагается в пределах Восточно-Забайкальской и Центрально-Забайкальской складчатых областей, отличающихся от Олекмо-Витимской криогенной и, частично, геологической обстановками. Названные области характеризуются среднегорным различной степени расчлененности рельефом горных массивов и увалистым рельефом межгорных впадин. Абсолютная высота водоразделов 1000—1300 м (редко до 1500 м), днища межгорных впадин — 650—800 м. Базис эрозии главных водотоков: Нерча и Белый Урюм — 600—450 м, Шилка — 450—350 м, Газимур — 600—500 м. Район горно-таежный, ложе речных долин и межгорных впадин представлено травянистыми лугами, болота очень редки, наледи формируются очень ограниченно. Мерзлота здесь имеет прерывистый (островной) характер, наибольшей мощности (70—80 м) она достигает в долинах рек, на северных склонах водоразделов она обычно составляет несколько десятков метров, а на южных склонах многолетнемерзлые породы чаще отсутствуют.



Масштаб 1 : 2 500 000

Рис. 5. Схема гидрогеологического районирования (составлена по материалам Л. М. Орловой, А. Н. Склярёвской, 1969; Р. Я. Колдышевой, Д. Ф. Мызникова, 1970).



Район первого порядка – Восточно-Сибирская система гидрогеологических складчатых областей

Районы второго порядка: *а* – Байкало-Чарская складчатая область (*Б*), *б* – Даурская сложная гидрогеологическая складчатая область (*Д*)

Подрайоны первого порядка: *а* – Олекмо-Витимская складчатая область, *б* – складчатая область Восточного Забайкалья, *в* – складчатая область Центрального Забайкалья

Подрайоны второго и третьего порядка – артезианские бассейны впадин: *а* – байкальского типа, *б* – забайкальского типа

Впадины байкальского типа и их номера:

1 – Ципиканская группа, 2 – Джиллинда-Таксиминская группа

Впадины забайкальского типа и их номера:

3 – Среднекаларская, 4 – Калаканская группа впадин, 5 – Тундакская группа впадин,

6 – Моклакан-Асынканская группа впадин, 7 – Актрагдинская, 8 – Амалатская, 9 –

Солонцовская, 10 – Олекминская, 11 – Тунгирская, 12 – Нерчинская, 13 – Итака-

Верхнетунгирская, 14 – Красноярская, 15 – Верхнеджалирская, 16 – Чонгольская,

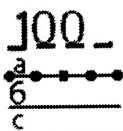
17 – Зиловская, 18 – Букачачинская, 19 – Ундургинская, 20 – Усуглинская, 21 – Усть-

карская, 22 – Зюльзинская, 23 – Оловская, 24 – Кручининская, 25 – Куэнгинская

Изолинии мощности многолетнемерзлых пород

Границы гидрогеологических: *а* – районов второго порядка, *б* – подрайонов первого

порядка, *в* – подрайонов второго и третьего порядка



Геологическое строение характеризуется широким распространением осадочного палеозойского и мезозойского чехла, представленного карбонатными и терригенными породами. Гораздо менее распространены четвертичные рыхлые отложения. Эти свойства повлекли за собой и изменение гидрогеологических характеристик.

Гидрогеологические массивы в этих областях занимают значительную часть территории, они характеризуются трещинно-жильными и трещинными водами магматических и осадочно-метаморфических пород и зон тектонических нарушений и, в подчиненном количестве, трещинно-карстовыми водами карбонатных пород. Порово-пластовые воды рыхлых отложений циркулируют только в разрезе деятельного слоя и относятся к разряду надмерзлотных. Источником их питания служат атмосферные осадки и поверхностные воды. Они образуют мочажины и незначительно заболачивают промороженные участки ложа речных долин.

В контурах описанных гидрогеологических структур распространено пять типов геолого-гидрогеологических комплексов подземных вод.

Водоносный комплекс рыхлых аллювиальных, озерно-аллювиальных, аллювиально-пролювиальных отложений приурочен к долинам рек и межгорных впадин. Обычно это надмерзлотные воды деятельного слоя, функционирующие только в теплое время года и образующие нисходящие источники у подножия речных террас с дебитом 0,01–2,0 л/с. В крупных долинах с мощным слоем аллювия (Олекма, Тунгир, Нерча и др.) существуют подрусловые сквозные талики, из которых напорные воды разгружаются в источниках с дебитом 0,4–2 л/с. По химическому составу воды данного комплекса гидрокарбонатные, кальциевые, слабоминерализованные (до 0,1 г/дм³). Воды в таликовых зонах и вне мерзлой зоны имеют минерализацию до 0,3 г/дм³ и могут служить для питьевого водоснабжения.

Водоносный комплекс терригенных, нередко угленосных, юрско-меловых отложений развит в пределах артезианских впадин забайкальского типа, площадью сотни км² и глубиной до 150–650 м. Водоносный слой в них представлен терригенными или вулканогенно-терригенными образованиями конгломератово-песчаниково-алевролитовых толщ, мощность его колеблется в широких пределах, превышая нередко 200 м. Подземные воды этих бассейнов подразделяются на грунтовые и напорные. Важной чертой комплекса является его ограничение сверху многолетней мерзлотой, служащей для него водоупором. Воды комплекса относятся к трещинно-пластовым, напорным, имеющим источники с дебитом от 0,2 до 10 л/с. Дебит скважин, вскрывших напорные воды впадин, колеблется в широком диапазоне – от 0,04 до 15,3 л/с, а иногда достигает 20–30 л/с (Оловская впадина) и даже 90 л/с (Тунгирская впадина). Водообильность пород комплекса неравномерна, иногда фиксируются несколько разделенных водоносных горизонтов (Оловская впадина). Глубина залегания напорных вод в пределах Оловского бассейна изменяется от 55 до 129 м. В центре бассейна их пьезометрический уровень устанавливается выше поверхности земли и скважины самоизливаются, на остальной площади он находится на глубине от 1,0 до 60 м. Дебит скважин, вскрывших напорные воды, колеблется в очень широких пределах. Так, в долине р. Олов самоизливающаяся скважина при вскрытии подземных вод имела дебит 20 л/с, который затем сни-

зился до 5 л/с. Максимальный дебит имеет скважина, пройденная на ст. Чернышевск Забайкальский, который при понижении уровня на 5,13 м составил 32 л/с. Большая же часть скважин имеет дебит от 1,0 до 14 л/с, а удельный дебит от 0,04 до 0,8 л/с. Минерализация вод обычно не превышает 0,5 г/дм³ и составляет максимально 1,1–1,2 г/дм³. По составу они являются гидрокарбонатными магниево-кальциевыми натриевыми. Из микрокомпонентов в них содержатся: мышьяк, титан, свинец, медь, никель, хром и галлий («Гидрогеология СССР», т. 21, 1969).

Питание артезианских бассейнов происходит в их краевых частях за счет перетекания трещинных и трещинно-жильных вод гидрогеологических массивов, а разгрузка (в южных районах) — через сквозные инфильтрационные талики непосредственно в руслах рек. В северных районах циркуляция подземных вод очень затруднена и режим их часто застойный из-за наличия практически сплошной «крыши» мерзлых пород. Воды артезианских бассейнов, как правило, по составу гидрокарбонатные натриевые или кальциево-натриевые, минерализация от 0,1 до 0,5 г/дм³, с глубиной она возрастает до 2 г/дм³. Отличные физические свойства, стерильность, небольшая жесткость, устойчивость химического состава и допустимая концентрация вредных микрокомпонентов позволяют использовать эти воды в бытовом и техническом водоснабжении. Их запасы и пригодность широкого использования оценены в пределах Ундургинской, Оловской, Тунгирской и других впадин.

Водоносный комплекс терригенных и карбонатных, реже вулканогенно-терригенных, пород раннего мезозоя, палеозоя, позднего протерозоя приурочен к выходам перечисленных пород в пределах Восточно-Забайкальской гидрогеологической области. Здесь в условиях островной мерзлоты развиты трещинные, трещинно-пластовые и трещинно-карстовые воды. Изучены они слабо. Воды подмерзлотные, залегают на глубинах 6–80 м. Дебит родников и скважин 0,2–5,2 л/с. Химический состав гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый и кальциево-натриевый. Жесткость воды варьирует от 2,42 до 10,41 мг-экв/л.

Водоносный комплекс зон трещиноватости магматических и метаморфических пород распространен в пределах листа наиболее широко. Подземные воды приурочены к зоне эффективной трещиноватости, достигающей иногда 160 м. В большей своей части этот водоносный комплекс заморожен до глубины первые метры—десятки метров в южных районах и до 200–300 м в центральных и северных районах и содержит надмерзлотные воды коры выветривания. Подмерзлотные воды развиты в таликовых зонах. Глубина залегания их изменяется от 2 до 80 м и более и зависит главным образом от мощности многолетнемерзлых пород. Водоносность пород обычно невысока, дебиты источников из них редко превышают 1 л/с, а удельные дебиты скважин определяются долями л/с. Воды гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые, минерализация невысокая — 0,2–0,6 г/дм³.

Трещино-жильные воды разрывных нарушений и ослабленных контактов тесно связаны с трещинными водами, которые являются основными источниками их формирования. Верхней границей зоны циркуляции этих вод служит подошва толщи многолетнемерзлых пород, нижняя граница

опускается более 200–300 м. Родники отличаются постоянством расхода, их дебит, как и дебит скважин, изменяется от 2,5 до 10 л/с. В зимнее время они формируют крупные наледи. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, нередко сульфатные с минерализацией 0,2–0,65 г/дм³. Воды обладают прекрасными питьевыми качествами и высокой стерильностью. Наряду с пресными водами имеются и источники минеральных углекислых холодных вод, которые по своим свойствам относятся к разряду бальнеологических (лечебных).

Завершая раздел, следует подчеркнуть богатство региона подземными водами высокого качества. Они могут быть применены для различных народнохозяйственных целей: хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения и бальнеологии. Наиболее благоприятными условиями для организации водоснабжения являются артезианские бассейны, расположенные как в зонах сплошной многолетней, так и островной мерзлоты. В горных массивах перспективными участками для водоснабжения могут являться долины рек, приуроченные к зонам крупных тектонических нарушений, и площади развития закарстованных пород.

Для бальнеологических целей используются как «дикие курорты» углекислые холодные минеральные воды, широко развитые на юге территории листа.

Термальные источники не известны, но они имеются в Байкало-Чарской области и вполне могут быть обнаружены в пределах рассматриваемой площади.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория листа N-50 является одной из самых сложных по геологическому строению в России. Она находится на сочленении трех геоблоков: Байкальского, Алдано-Станового и Амурского и в геологическом плане расположена в переходной зоне между Сибирской платформой и Монголо-Охотским складчатым поясом, часть которой представлена зоной Саяно-Байкальской каледонской складчатости. Кроме того, она находится в сфере влияния Тихоокеанской складчатой системы. Территория отличается широким спектром разновозрастных, контрастно разнообразных по составу, многократно преобразованных метаморфических комплексов различного генезиса и формационной принадлежности, магматических, а также вулканических и осадочных подразделений с разноплановой дизъюнктивной тектоникой. Этот геологический феномен, вероятно, и обусловил богатый набор полезных ископаемых территории, что привлекало внимание не одного поколения геологов. Систематическое изучение территории началось только в середине XX столетия.

При составлении комплекта карт геологического содержания и объяснительной записки к нему максимально были использованы достижения геологических научно-исследовательских организаций, а также данные современных аналитических исследований, проводимых в пределах территории ранее и в период составления карты.

В отличие от предшествующих вариантов Геологической карты N-50 (авторы С.П. Смеловский, 1964; А.Н. Ефимов, Л.А. Козубова, В.В. Старченко и др., 1990; Е.М. Заблоцкий, В.В. Старченко, В.И. Шульдинер и др., 1991) площади распространения древнейших образований – ранне- и позднеархейских метаморфических и магматических ультраметаморфических гранитоидов пересмотрены, уточнены и приведены в соответствие с новейшими данными и определениями абсолютного возраста и аналитическими петро- и геохимическими характеристиками.

Пересмотрена позиция образования раннепротерозойских комплексов, которые занимают вполне определенную структурно-тектоническую позицию – в зонах региональных линейных дислокаций, развивающихся по архейскому субстрату.

Анализ имеющихся материалов позволил пересмотреть и выделить в составе верхнего протерозоя метаморфические, вулканические, вулканогенно-осадочные, осадочные и магматические образования. Они подразделены на группы, характеризующиеся едиными типоморфными призна-

ками, определенными свойствами, различным генезисом. Выделенные подразделения отвечают соответствующим комплексам и свитам с относительной возрастной последовательностью в соответствии с известными (на настоящий момент) соотношениями и новейшими определениями абсолютного возраста.

В результате архейских и раннепротерозойских этапов геологического развития формирование зрелой континентальной коры в Алдано-Становом геоблоке закончилось в раннем протерозое, в Байкальском — в итоге байкальского и каледонского этапов развития. В это же время, по окраинам срединных массивов и границам геоблоков произошло образование зон линейных дислокаций, контролирующих размещение метаморфогенных комплексов и гранитоидов. В Аргунском геоблоке формирование зрелой континентальной коры происходило, по-видимому, в позднем протерозое(?).

Появились данные, указывающие на наличие в западной части территории стратиграфических подразделений девона и среднего палеозоя(?), а новые определения абсолютного возраста магматических образований позволили выделить на карте довольно многочисленные интрузии каменноугольного возраста.

Пересмотрена и определена геолого-структурная позиция Пришилкинской межгеоблоковой зоны, которая из всех выделяемых структурных подразделений территории является наиболее мобильной и полихронной. Она имеет общие геолого-структурные и металлогенические признаки со смежными геоблоками.

Остаются спорными и нерешенными многие вопросы геологии региона, требующие проведения специальных исследований, что является одной из первоочередных задач в связи с предлагаемым геолого-структурным районированием. Дальнейшему изучению подлежат метаморфические, стратиграфические и магматические образования, выделяемые как подразделения верхнего протерозоя. Особенно острым остается вопрос о необходимости целенаправленных поисков органических и флористических остатков в тыпинской и нарегдинской свитах, очень сходных по ряду признаков с иташинской свитой и, возможно, стратиграфическими подразделениями, выполняющими багдаринскую структуру.

В целях уточнения металлогенического районирования становится очевидным необходимость уточнения возраста и принадлежности к определенному комплексу ряда магматических образований. Они слагают интрузии, выделяемые в составе амананского комплекса и развитые в пределах Пришилкинской, Джилинда-Могочинской зон и в широтных зонах Нерча-Урюмского блока, в междуречье Витим—Ульдурга—Белый Урюм—Инача, а также ряд интрузий в пределах Олекмо-Нюкжинского блока. Отдельные их представители имеют сходство с шахтаминским, с гуджирским, с ингамакитским комплексами, и с образованиями третьей фазы витимканского комплекса, но располагаются в разных структурно-формационных зонах.

В соответствии с Техническим заданием от 1.08.2002 г. выполнены следующие виды работ:

1. Выявлены закономерности размещения стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья. Последнее сосредоточено в Саяно-Байкальской и Монголо-Забайкальской провинциях, в свою очередь подразделяющихся на субпровинции, минерагенические зоны, рудные районы и рудные узлы.

2. Локализованы перспективные площади для постановки региональных геологических исследований и прогнозно-поисковых работ на стратегические, остродефицитные и высоколиквидные виды минерального сырья.

Саяно - Байкальская провинция:

– В Байкало-Витимской субпровинции: прогнозируемые рудные поля – Бамбуйское на олово и золото, Жанокское на золото, Горбылокское на вольфрам, Буромское на золото, Пашковское на золото; прогнозные площади – Известковистый участок на золото, Южно-Шаманский – на хром.

– В Западно-Становой субпровинции выделены: на поиски россыпного золота – неопроискованные долины – Олошкинского, Итакинского, Урюмского золотороссыпных узлов; Нерча-Нерчуганского, Жирекенского золотороссыпных районов. На поиски рудных полезных ископаемых: Мо – Октокитский, TR – Среднекаларский, Мо, TR – Джеланжакский, Ti, TR – Катаркачинский (геофизическая аномалия Катель), Мо – Верхне-Калаканский, Au, Мо – Маричинский, Мо, Au – Верхне-Нерчинский, Au, TR – Венегерский, Au – Иначинский, Ti, Pb – Илакочинский, Au, Мо – Джемкуканский, Мо, U, флюорит – Маректинский прогнозируемые рудные узлы; Au – Найденка-Закдаканское, Au, W – Закдаканско-Барылакское прогнозируемые рудные поля; Au – Безымянкинская, U – Белоурюмская, Мо, Be – Яроктинская, флюорит, U – Чанкиинская, Мо – Агитинская, Au – Эдакуйской группы проявлений прогнозные площади.

– В Селенгино-Витимской субпровинции выделены на поиски Be, Ta, Nb(Mo), флюорита – Канталакский, Зелено-Озерский и на поиски Au – Юмурченский прогнозируемые рудные узлы.

Монголо-Забайкальская провинция, в Аргунской субпровинции на россыпное золото – неопроискованные долины Карийского, Будюкканского россыпных узлов, долины 1-го и 2-го порядков р. Газимур. На поиски рудных месторождений: Pb, Zn, Au – Лубиинский, Au – Догиинский и Желогдинский, Sn, Au – Уняйский прогнозируемые рудные узлы; Au, W – Буглукская, Au – Ушумунская, Au, As, Pb – Дагыня-Зергунская, Au, W, Bi – Моргульская*, Cu, Мо, Au – Нижнеалиинская*, Au – Нижнекурэнгинская, Au, W – Аркия-Курэнгинская, Au – Удычинская, Кучертайская, Лугоканская, Ковактинская, Курлея-Мульдайсая, Орочинская прогнозные площади.

3. Проревизированы рудные узлы, районы, минерагенические зоны субпровинций. Подсчитан минерагенический потенциал и с учетом данных количественной и геолого-экономической оценки ресурсного потенциала на 31.12. 2002 г. выражается следующими объемами. (Цифры по виду полезного ископаемого включают запасы разных категорий и

* По нашим рекомендациям проводятся поисковые работы, вскрыты рудные интервалы с промышленными содержаниями Au, Cu.

прогнозные ресурсы, а детальные объемы запасов и прогнозы приведены в таблице к карте (см. Карта закономерностей размещения полезных ископаемых).

Саяно-Байкальская провинция, Байкало-Витимская субпровинция: россыпное золото (P_1, P_2, P_3) – 1,849 т; коренное золото – 287,102 т; серебро (P_1, P_2) – 801,649 т; олово – (C_2, P_1, P_2, P_3) – 780,09 тыс. т; бериллий (P_2) – 12 тыс. т; триокись вольфрама – 269 503,4 тыс. т, свинец и цинк (P_2) – 47,653 тыс. т, железо – 1870,2 млн т; окись ванадия (P_1, P_2) – 2315,3 тыс. т; хром (руда P_3) – 40 млн т.

Западно-Становая субпровинция: золото россыпное (P_1, P_2, P_3) – 75,712 т; золото коренное (P_1, P_2, P_3) – 1271,75 т; свинец (P_1, P_3) – 293 тыс. т; цинк (P_1, P_3) – 152,00 тыс. т; серебро (P_1, P_2, P_3) – 4557,61 тыс. т; медь (P_2, P_3) – 3074,00 тыс. т; сурьма (P_1, P_3) – 194,097 тыс. т; триокись вольфрама (P_2, P_3) – 122,61 тыс. т; окислы тантала (P_1, P_3) – 10,677 тыс. т; окислы ниобия (P_3) – 86,827 тыс. т; двуокись циркония (P_3) – 552,827 тыс. т; окись рублидия (P_1) – 132,242 тыс. т; редкие земли (P_1) – 21,192 тыс. т; торий (P_1) – 90,597 тыс. т; уран (P_1, P_2) – 15,304 тыс. т; флюорит (А, В, C_1, C_2, P_3) – 5577,4 тыс. т.

Селенгино-Витимская субпровинция: золото россыпное (P_3) – 1,592 т.

Монголо-Забайкальская провинция. Аргунская субпровинция: золото россыпное (P_1, P_2, P_3) – 29,837 т; золото коренное – 3962 т; магнезит ($C_1 + P_3$) – 459,1 млн т; серебро (P_1, P_2, P_3) – 25 794 тыс. т; свинец (P_2, P_3) – 100 тыс. т; цинк (P_1, P_3) – 100 тыс. т; графит ($P_1 + P_2$) – 410,446 млн т; медь (P_1, P_2, P_3) – 14 474 тыс. т; сурьма (P_1, P_2) – 29,5 тыс. т; тальк ($C_2 + P_1$) – 0,698 млн т; топаз (P_2) – 120 кг; турмалин (P_2) – 84 кг; горный хрусталь (P_2) – 0,84 т.

4. Составлен комплект карт геологического содержания в стандартной полистной международной разграфке с объяснительной запиской и базой данных к ним. Комплект карт включает геологическую, прогнозно-минерагеническую, карту полезных ископаемых.

Карты построены компьютерным способом на базе специальной легенды. Создан банк данных по петротипическим и стратотипическим объектам территории, месторождениям, проявлениям и рудным точкам полезных ископаемых региона. Последний состоит из каталога и карты рудных и нерудных объектов, включенной в состав прогнозно-минерагенической карты. Учтено порядка 4500 объектов.

На карту полезных ископаемых вынесены крупные, средние и мелкие месторождения, проявления и знаки минерализации Au, Mo, Pb, Zn, Ag, Fe, Ti, Sn, W, Be, Li, TR, Th, Ta, Nb, Zr, U, Cr, флюорита, угля, горючих сланцев, графита, магнезита, талька и других нерудных полезных ископаемых, определяющих экономический потенциал региона.

Дана характеристика состояния минерально-сырьевой базы региона по драгоценным, черным, цветным и редким металлам и флюориту. Выделены ведущие рудно-формационные и генетические типы месторождений, эпохи рудообразования, приведены качественные оценки ресурсного потенциала; внесены предложения и рекомендации по расширению сырьевой базы.

Проведено минерагеническое районирование территории: выделено шесть субпровинций, 10 рудных зон, 17 рудных районов и 82 узла. Все это будет спо-

способствовать повышению эффективности поисково-оценочных работ, в том числе на новые типы месторождений в рамках территории листа.

Наметилась несколько иная минерагеническая зональность территории, отличающаяся от ранее существующей. Установленная минерагеническая зональность и закономерность размещения полезных ископаемых — это концентрированное выражение геолого-структурного строения территории и геодинамической эволюции геоблоков и разделяющих их зон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Александров Г. В., Булин Н. К., Кормилицын В. С. и др. Металлогения активизированных структур Забайкалья // Закономерности размещения полезных ископаемых. — М.: Наука, 1975. — С. 316–323.

2. Александров Г. В., Рублев А. Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского и нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. — Улан-Удэ, 1979. — С. 171–174.

3. Александров Г. В., Рублев А. Г. Новые данные о возрасте белоурюмской (куйтунской) свиты в Северо-Восточном Забайкалье // ДАН, 1981, т. 258, № 2. — С. 432–435.

4. Александров Г. В., Рублев А. Г. Новые данные о возрасте и металлоносности амананского, амуджиканского, нерчуганского комплексов Северо-Восточного Забайкалья // Эндегенные процессы и металлогения в зоне БАМ. — Новосибирск: Наука, 1983. — С. 141–147.

5. Александров Г. В., Сребродольская И. Н., Рублев А. Г. и др. О возрасте диорит-гранодиоритовой формации Северо-Восточного Забайкалья // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 307, 1980. — С. 115–123.

6. Алекторова Е. А. Геологическое строение и особенности размещения золотого и молибденового оруденения южной части Шилка-Нерчинского междуречья // Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. — М., 1968.

7. Анашкина К. К., Рутштейн И. Г., Шмарлин В. С. Нижняя юра в Пришилкинской зоне Монголо-Охотского глубинного разлома // Сов. геология, 1973, № 7. — С. 137–141.

8. Антипин В. С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности. — Новосибирск: Наука, 1977. — 157 с.

9. Апельцин Ф. Р., Лугов С. Ф., Покалов В. Т. и др. Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама и олова. — М.: Недра, 1985. — 244 с.

10. Атлас фауны и флоры палеозоя–мезозоя Забайкалья / А. В. Куриленко, Г. В. Котляр, Н. П. Кульков и др. — Новосибирск: Наука, 2002. — 714 с.

11. Беневольский Б. И., Блинова Е. В., Бражник А. В. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск «Золото». — М.: ЦНИГРИ, 2002. — 182 с.

12. Богач Г. И. Структурно-генетические типы чарнокитоидов бассейна р. Каларкан Каларский // Новые данные по геологии Забайкалья. Труды Геолфонда РСФСР. — М., 1986. — С. 25–32.

13. Богач Г. И. Хаотический комплекс Южно-Муйского хребта // Вестник Томского гос. ун.-та. Приложение № 3 (1). — Томск, 2003. — С. 49–50.

14. Божко Н. А. Рифейская аккреция террейнов в тектонической эволюции Байкальской горной области // ДАН, 1995, т. 341, № 5. — С. 654–657.

15. Булгагов А. Н., Булдаев К. Б., Очиров Ц. О. и др. Тектонические разломы Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 1978. — 111 с.

16. *Бутов Ю. П.* Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность). — Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1996. — 153 с.

17. *Варламов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И.* Новые данные о среднепалеозойских отложениях зоны Монголо-Охотского линеймента // Вестник научной информации Забайкальского филиала Географического общества СССР, № 6. — Чита, 1966. — С. 19–22.

18. *Гаврикова С. Н.* Гранитообразование в активизированных щитах (на примере южной окраины Сибирской платформы) // Автореф. дис. на соискание ученой степени д. г.-м. н. — М.: МГРИ, 1985. — 52 с.

19. *Гаврикова С. Н., Николаева Л. Л., Галанин А. В.* и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. — М.: Недра, 1991. — 172 с.

20. Геологическая карта Читинской области. Масштаб 1 : 500 000 / К. К. Анашкина, К. С. Бутин и др. — М.: МП «Геоинформационные технологии» (МП ГИТ). — 1992.

21. Геологические исследования и горнопромышленный комплекс Забайкалья: История, современное состояние, проблемы, перспективы развития. К 300-летию основания Приказа рудокопных дел / Г. А. Юргенсон, В. С. Четкин, В. М. Асосков и др. — Новосибирск: Наука, 1999. — 574 с.

22. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к Геологической карте Читинской области масштаба 1 : 1 000 000 / Ред. И. Г. Рутштейн, В. В. Старченко. — Чита: ЧГУ, 1975. — 315 с.

23. Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к Геологической карте Читинской области масштаба 1 : 500 000 / Ред. И. Г. Рутштейн, Н. Н. Чабан. — Чита, 1997. — 239 с.

24. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья / Ред. Д. И. Горжевский. — М.: Недра, 1970. — 232 с.

25. Геология и металлогения урана Забайкалья и Восточной Монголии / Ред. Ю. М. Шувалов, М. Д. Пельменев. — Л., 1982. — 236 с.

26. Гидрогеология СССР. Т. XXI. Читинская область / Н. С. Богомоллов, Л. М. Орлова и др. — М.: Недра, 1969. — 432 с.

27. Гидрогеология СССР. Т. XXII. Бурятская АССР / Р. Я. Колдышева, Д. Ф. Мызников и др. — М.: Недра, 1970. — 444 с.

28. *Гладков В. Г., Грабкин О. В.* О роли архейских складчатых овалов в формировании структуры юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 1978, № 6. — С. 10–17.

29. *Гольберт В. В., Чацкис И. Д.* Геологическая карта СССР. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXIX. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1981. — 116 с.

30. *Голощук П. М., Жарков В. М., Попеко В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XV. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1973. — 107 с.

31. *Гонгальский Б. И.* Петрология гранитоидов Бугарихтинского плутона Олекминского комплекса (Северо-Восточное Забайкалье) // Автореф. дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. — М.: МГРИ, 1984. — 14 с.

32. *Гордиенко И. В., Кузьмин М. И.* Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, Т. 40, № 11. — С. 1545–1562.

33. *Горжевский Д. И., Фогельман Н. А., Алекторова Е. А.* О золото-молибденовом поясе Забайкалья // ДАН, 1968, т. 178, № 3. — С. 665–667.

34. *Гостева Т. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XIV. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1975. — 99 с.

35. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-49, (50) — Чита. Карта дочетвертичных образований / А. Н. Ефимов, Л. А. Козубова, В. В. Старченко и др. Ред.: А. Н. Ефимов, В. В. Старченко. — Л.: ВСЕГЕИ, 1990.

36. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-49, (50) — Чита. Объяснительная записка / Ред.: А. Н. Ефимов, В. В. Старченко. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. — 98 с.

37. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-50, (51) — Сковородино. Карта дочетвертичных образований / Е. М. Заблоцкий, В. В. Старченко, В. И. Шульдинер и др. Ред. Е. М. Заблоцкий. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991.

38. *Грудинин М. И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. — Новосибирск: Наука, 1979. — 156 с.

39. *Грудинин М. И., Мазукабзов А. М., Демин И. А.* Ультрабазит-базитовый магматизм обрамления Муйской глыбы (Средневитимская горная область) // Бюл. МОИП, 2002, т. 77, вып. 4. — С. 77—86.

40. *Гулин В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXVIII. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1970. — 63 с.

41. *Гусев Г. С., Песков А. И.* Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия, 1996, № 8. — С. 723—737.

42. *Гольберт В. В., Чацкис И. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXIX. Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1981. — 116 с.

43. *Гулин В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXVIII. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1970. — 63 с.

44. *Духовский А. А.* Закономерности размещения молибденового оруденения Восточного Забайкалья по геофизическим данным // Геология рудных месторождений, 1982, № 5. — С. 74—81.

45. *Еникеев Ф. И.* Проблемы региональной стратиграфии отложений Забайкалья // Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельных территорий. Материалы VI Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 2001. — С. 23—27.

46. *Ежов А. И.* Геологическое строение и метасоматические процессы месторождения Жирекен (Восточное Забайкалье) // Материалы по II конференции по околорудному метасоматизму. — Л., 1966. — С. 68—82.

47. *Ершов В. В., Сизых В. И., Сапожников В. П. и др.* Разработать методику геологоструктурных исследований и палеогеодинамических реконструкций на основе рационального комплексирования данных дистанционных и наземных работ для целей крупномасштабного прогнозирования в пределах Пришилкинской зоны (В. Забайкалье). Заключение отчет по теме 501.300(13) за 1986—1988 гг. — Чита: ЗабНИИ, 1988. — 201 с.

48. *Ефимов А. Н., Тетяева Т. М.* К стратиграфии протерозоя и нижнего кембрия Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 1 (3). — Чита: Забайкал. филиал ГО СССР, 1966. — С. 22—23.

49. *Жалсабон Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-IX. Объяснительная записка. — М.: Госгеолтехиздат, 1963. — 75 с.

50. *Жариков В. А., Гаврикова С. Н.* Гранитообразование в активизированной окраине Алдано-Станового щита // ЗВМО, 1987, вып. 4, ч. 116. — С. 377—399.

51. *Загрузина И. А., Голубчина М. Н., Искандерова А. Д.* и др. Основные итоги геохронологических и изотопных исследований в зоне БАМ и прилегающих районах // Изотопный возраст горных пород и его интерпретация. Тр. ВСЕГЕИ, т. 328. — Л., 1984. — С. 85—95.

52. *Зайков Е. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXIII. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1978. — 60 с.

53. *Зеленский Е. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-XIII. Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1983. — 82 с.

54. *Зорин Ю. А., Беличенко В. Г., Рутштейн И. Г.* и др. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 11. — С. 1578—1586.

55. *Зорин Ю. А., Скляр Е. В., Мазукабзов А. М., Беличенко В. Г.* Комплексы метаморфических ядер и раннемеловой рифтогенез в Забайкалье // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 10. — С. 1574—1583.

56. *Изох А. Э., Гибшер А. С., Журавлев Д. З., Балыкин П. А.* Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // ДАН, 1998, т. 360, № 1. — С. 88–92.
57. Интрузивные комплексы Забайкалья / И. Н. Тихомиров, Л. А. Козубова, Н. И. Тихомиров и др. Ред. Н. И. Тихомиров. — М.: Недра, 1964. — 215 с.
58. *Искандерова А. Д., Миркина С. А., Неймарк Л. А. и др.* Новые данные радиологического изучения свинцовым методом метаморфических пород и гранито-гнейсов Становой области Алданского щита // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. — М.: Наука, 1980. — С. 132–153.
59. *Казимировский М. Э.* Геохимия дотулурусского комплекса щелочных гранитов и связанных с ними эффузивов // Геология и геофизика, 1991, № 5. — С. 10–18.
60. *Казимировский М. Э., Дриль С. И., Сандимирова Г. П.* Сравнительная геохимия и возраст палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 7. — С. 990–1002.
61. *Казимировский М. Э., Сандимирова Г. П., Банковская Э. В.* Изотопная геохронология палеозойских гранитоидов Селенгино-Становой горной области // Геология и геофизика, 2002, т. 43, № 11. — С. 973–989.
62. *Казимировский М. Э., Плюснин Г. С., Смирнов В. Н.* Геохимические особенности и абсолютный возраст пород ядра Дарасунской тектоно-магматической структуры // Геология и геофизика, 1992. № 1. — С. 65–79.
63. *Казимировский М. Э.* Геохимия и петрология позднемезозойских рифтогенных магматических пород Забайкалья (Нерча-Ингодинская рифтогенная зона) // Автореф. дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. — Иркутск: ИГЕОХИ СО РАН, 1996. — 24 с.
64. *Казимировский М. Э.* Пространственно-временные и вещественные закономерности эволюции магматизма Нерча-Ингодинской рифтогенной зоны (Забайкалье) // Геология и геофизика, 1994, № 3. — С. 40–49.
65. *Казимировский М. Э., Горегляд А. В.* Юрская трахибазальт-командит-щелочно-гранитная вулcano-плутоническая ассоциация Восточного Забайкалья // ДАН, 1989, т. 306, № 6. — С. 1463–1466.
66. *Казимировский М. Э., Ступак Ф. М., Дриль С. И.* Вещественные характеристики и возрастная позиция тешенитового магматизма Северного Забайкалья // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 7. — С. 1079–1089.
67. *Казицын Ю. В., Александров Г. В.* Мезозойские металлоносные интрузии Шилка-Олекминского района. — М.: Недра, 1967. — 184 с.
68. *Карасев В. В.* Кайнозой Забайкалья. — Чита: Читагеолъемка, 2002. — 127 с.
69. *Кац А. Г., Быстрова Г. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-VI. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1976, 94 с.
70. *Киселев А. И., Медведев М. Е., Головкин Г. А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. — Новосибирск: Наука, 1979. — 164 с.
71. *Киселева З. Н.* Рельеф и золотоносные россыпи Восточного Забайкалья. — Чита: ЧитГТУ, 2000. — 256 с.
72. *Клейменов Ю. А., Ивлев А. С., Козлов Ю. П. и др.* Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Муйская. Лист N-50-II. Объяснительная записка. — М. (СПб.), 2000. — 127 с.
73. *Клейменов Ю. А., Ивлев А. С., Козлов Ю. П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Муйская. Лист N-50-I. Объяснительная записка. — М. (СПб.), 2003. — в печати.
74. *Коваленко В. И., Ярмолюк В. В., Ковач В. П. и др.* Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника, 1999, №3. — С. 21–41.
75. *Козлов В. А., Сурмилова Е. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-VIII. Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1982. — 92 с.

76. *Козлов С. А., Скорняков Л. Н.* Мезозойские отложения Ундургинской впадины // Геология и геофизика, 1978, № 10. — С. 62–73.
77. *Козубова Л. В., Миркина С. А., Мурина Г. А.* и др. Полихронный ультраметаморфизм в зонах активизации Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12. — С. 22–33.
78. *Козубова Л. В., Мурина Г. А., Рублев А. Г.* и др. Кыджимитский комплекс редкометальных гранитов и радиологическое обоснование его возраста (Северо-Западное Забайкалье) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 12. — С. 31–43.
79. Количественная оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации на твердые металлические и неметаллические полезные ископаемые. Окончательный отчет по теме № 21 раздел 1 за 2001–2003 гг. Кн. 1 / Отв. исп. В. П. Феоктисов. — СПб: ВСЕГЕИ, 2003. — 205 с.
80. *Кормилицын В. С.* Рудные формации и процессы рудообразования. — Л.: Недра, 1973. — 328 с.
81. *Котляр Г. В., Попеко Л. И.* О среднепалеозойском возрасте отложений района с. Верхняя Куэнга // Записки Забайкальского отдела Географического общества СССР. Вып. XXI.— Чита, 1963. — С. 183–184.
82. *Красный Л. И., Вольский А. С., Пэн Юньбяо* и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. Санкт-Петербург—Благовещенск—Харбин. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. — 135 с.
83. *Кривенко В. А., Пинаева Т. А.* Геология и петрология раннего докембрия Кодаро-Удоканского района. — Новосибирск: Наука, 1987. — 136 с.
84. *Кулаковский А. Л., Перцев Н. Н.* Аллохтонные карбонатные породы докембрия Центрального Алдана // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1987, № 1. — С. 52–68.
85. *Кургузкин А. Ф., Голощук П. М., Боруля Ю. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXVII. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1968. — 55 с.
86. *Куриленко А. В.* О возрасте яковлевской свиты Восточного Забайкалья // Геология и полезные ископаемые Читинской области. — Чита: Читгеолсъемка, 2000. — С. 112–125.
87. *Ларин А. М., Котов А. Б., Сальникова Е. Б.* и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и турурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология, 2000, т. 8, № 3. — С. 267–279.
88. Легенда Алдано-Забайкальской серии Геолкарты-1000/3 / Ред. Г. Л. Митрофанов. — Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 2005.
89. *Лейфман Е. М., Литвинов В. Л., Фишкин М. Ю.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXX. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1969. — 56 с.
90. *Литвинов В. Л., Соломин Ю. С.* О корреляции магматических пород по признаку железистости (на примере Восточного Забайкалья) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 5. — С. 48–58.
91. Локальное прогнозирование плутоногенных месторождений молибдена, вольфрама и олова / Ф. Р. Апельцин, С. Ф. Лугов, В. Т. Покалов и др. — М.: Недра, 1985. — 243 с.
92. *Любалин В. Д.* Опыт системного исследования гравитационных аномалий Забайкалья (переход от морфологической системы к процессорной) // Геология и геофизика, 1980, № 2. — С. 46–59.
93. *Людодун Ф. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XXX. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1978. — 44 с.
94. *Мастюлин Л. А.* Структура верхней части земной коры Забайкалья в свете геолого-геофизических данных // Автореф. дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. — Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1974. — 31 с.
95. *Мастюлин Л. А.* Структура «гранитного» слоя Забайкалья по геофизическим данным // Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР. Т. III. вып. 2. — Чита, 1967. — С. 3–22.

96. Медно-молибденовая рудная формация (на примере Сибири и сопредельных регионов) / Отв. ред. В. А. Кузнецов. — Новосибирск: Наука, 1973. — 424 с.
97. Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии / Отв. ред. Ю. Г. Леонов. — М.: Наука, 1983. — 231 с.
98. *Мельникова К. М., Судариков Ю. Ф.* Геологическое строение и некоторые особенности генезиса Жирекенского медно-молибденового месторождения // Вопросы региональной геологии и металлогении Восточного Забайкалья. Вып. V. — Чита, 1970. — С. 62—67.
99. Месторождения Забайкалья. Т. I. Кн. II / Гл. ред. Н. П. Лаверов. — М.: Геоинформмарк, 1995. — 244 с.
100. Минеральные ресурсы мира на начало 1999 г. — М.: Аэрогеология, 2000.
101. *Минина О. Р., Гусаревич Г. А.* Новые палеонтологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки (Забайкалье, Южно-Муйский район) // Ежегодник БНЦ СО РАН. Вып. 1. — Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 1994. — С. 18—21.
102. *Минина О. Р., Неберекутина Л. Н.* Новые палинологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки (Забайкалье, Южно-Муйский район) // Тез. докл. VIII Всероссийской палинолог. конфер. — М.: ИГиРГИ, 1996. — 90 с.
103. *Минина О. Р., Неберекутина Л. Н.* Палинологическая характеристика девонских карбонатно-терригенных отложений Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье). — М.: ИГиРГИ, 1999. — С. 77—182.
104. *Миронов Ю. П.* О связи амананского и амуджиканского интрузивных комплексов Дарасунского района // Геология и геофизика, 1967, № 6. — С. 60—65.
105. *Мисник Ю. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXV. Объяснительная записка. — М., 1970. — 53 с.
106. *Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В.* Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома // Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. — Львов: ЛГУ, 1975. — 158 с.
107. *Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В.* Кулисные ряды офиолитов в системе Монголо-Охотского глубинного разлома (Пришилкинское звено) // ДАН, 1979, т. 248, № 3. — С. 689—692.
108. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. — Л.: Недра, 1974. — 279 с.
109. *Морозова И. В., Другова Г. М., Богомолов Е. С.* и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона // Изотопная геохронология докембрия. — Л.: Наука, 1989. — С. 87—110.
110. *Нестеренко Г. В.* Прогноз золотого оруденения по россыпям. — Новосибирск: Наука, 1991. — 190 с.
111. *Озерский А. Ф., Кривицкий А. В., Винниченко Е. Л.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Приаргунская. Лист M-50-V. Объяснительная записка. — СПб: ВСЕГЕИ, 2001. — 95 с.
112. *Озерский А. Ф., Павлова В. В., Шульдинер В. И.* Мезозойский магматизм Олекминского Становика // Геология и геофизика, 1964, № 6.
113. *Озерский А. Ф., Трянин Ю. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XII. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1974. — 88 с.
114. *Окунева Т. М.* Биостратиграфия триаса Дальнего Востока и Забайкалья // Тихоокеанская геология, 2002, т. 21, № 6. — С. 3—30.
115. *Окунева Т. М.* Триасовая система. Моллюски // Атлас фауны и флоры палеозоя—мезозоя Забайкалья. — Новосибирск: Наука, 2002. — С. 319—337.
116. *Осокин П. В.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-VII. Объяснительная записка. — М., 1971. — 96 с.
117. *Парфенов Л. М., Булатов А. Н., Гордиенко И. В.* Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4. — С. 3—15.
118. *Пенягин Ю. Д., Жарков В. М., Митрофанов А. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXII. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1979. — 92 с.

119. *Пенягин Ю. Д., Матлашова Л. А., Жарков В. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXI. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1979. — 107 с.
120. *Писцов Ю. П.* Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1962, № 9. — С. 52–65.
121. *Победаш И. Д., Павлова И. Н.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-VIII. — М.: Недра, 1978. — 88 с.
122. *Победаш И. Д., Павлова И. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XIX. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1974. — 88 с.
123. *Победаш И. Д., Павлова И. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XX. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1974. — 92 с.
124. *Покалов В. Т. Блохинцева С. В.* Совершенствование критериев локального прогнозирования молибденовых месторождений Забайкалья. Разработка модели плутоногенного рудообразования на примере молибденовых месторождений. — М.: ВИМС, 1985.
125. *Полевая Н. И., Тихомиров Н. И.* Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным // Материалы по петрологии гранитоидов Забайкалья. — М.: Госгеолтехиздат, 1962. — С. 7–15.
126. *Поletaев В. К.* Геолого-петрографический очерк Сретенско-Шахтаминского района (Восточное Забайкалье). — СПб.: ВСЕГЕИ, 1948. — 108 с.
127. *Петемин В. П., Перетьяк А. И.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XVI. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1981. — 76 с.
128. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1.01.1998 г. Неметаллы. — М.: МПР РФ, 1999. — 64 с.
129. Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1.01.1998 г. Черные, цветные и редкие металлы. — М.: Росгеолфонд, 1999. — 124 с.
130. Протерозойские ультрабазит-базитовые формации Байкало-Становой области / П. А. Балькин, Г. В. Поляков, В. И. Богнибов, Т. Е. Петрова. — Новосибирск: Наука, 1986. — 206 с.
131. *Рассказов С. В.* Базальтоиды Удокана. — Новосибирск: Наука, 1982. — 182 с.
132. *Рассказов С. В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. — Новосибирск: Наука, 1993. — 288 с.
133. *Рассказов С. В., Логачев Н. А., Брандт И. С.* и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь—Южная и Восточная Азия). — Новосибирск: Наука, 2000. — 288 с.
134. *Рехардский В. И., Дистлер В. В.* О стадийности формирования Жирекенского медно-молибденового месторождения // Труды ИГЕМ, 1964. — С. 50–62.
135. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам / М. Т. Турбин, В. А. Бажанов, Г. В. Беляева. — Хабаровск: ХГГГП, 1994. — 124 с.
136. *Рокин К. Е.* Геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XVIII. — М.: Недра, 1981. — 107 с.
137. *Рублев А. Г., Александров Г. В., Александров С. В.* и др. Геохронология фанерозойского активизационного магматизма Северо-Восточного Забайкалья // Сов. геология, 1985, № 10. — С. 81–92.
138. *Рублев А. Г., Мурина Г. А., Чухонин А. П.* и др. Геохронология раннепротерозойского гранитоидного магматизма Кодаро-Удоканской зоны // Геология и геофизика, 1987, № 6. — С. 30–39.
139. *Рутштейн И. Г.* Агинско-борщовочный диафторит-сланцевый пояс, Восточное Забайкалье // ДАН, 1997, т. 353, № 1. — С. 87–89.

140. *Рутштейн И. Г.* К палеогеодинамике Монголо-Охотского складчатого пояса // Вестник ТГУ, 2003, № 3 (1). – С. 149–151.
141. *Рутштейн И. Г., Богач Г. И., Винниченко Е. Л.* и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Приаргунская. Лист М-50-IV. Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 2002. – 120 с.
142. *Сачунов Н. В., Рокин К. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXVI. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1970. – 69 с.
143. *Семенов В. Н., Козлов С. А.* Юрские металлоносные интрузии Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1992, № 11. – С. 72–79.
144. *Синица С. М.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXVI. Объяснительная записка. – М.: Недра, 1968. – 68 с.
145. *Скобло В. М., Лямина Н. А., Руднев А. Ф., Лузина И. В.* Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья (Стратиграфия, условия осадконакопления, корреляции). – Новосибирск: СО РАН, 2001. – 332 с.
146. *Скобло В. М., Лямина Н. А., Руднев А. Ф.* Результаты исследований некоторых опорных разрезов юга Восточной Сибири по работам 1983–1986 гг. – Иркутск: Вост-СибНИИГГиМС, 1986. – 221 с.
147. *Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитина Е. И., Проскураков А. А.* О находке своеобразных пород, формирующихся в фронтальной части зон эксплозивного брекчирования (Жирекенское месторождение) // ДАН СССР, 1974, т. 217, № 2. – С. 443–445.
148. *Смеловский С. П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист N-50 – Срегенск. – М.: Госгеолиздат, 1963. – 85 с.
149. *Соколов С. Ю., Смоляр М. И.* Rb-Sr-возраст гранитоидов амананского комплекса в Восточном Забайкалье // ДАН, 1990, т. 314, № 4. – С. 954–957.
150. *Соловьева Л. В.* Формирование сложных серий малых интрузий Восточного Забайкалья // Геология и геофизика, 1972, № 8. – С. 21–33.
151. *Сосницкий О. В., Шишов А. И.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-50-III. Объяснительная записка. – М.: ВГФ, 1979. – 100 с.
152. *Сосницкий О. В., Старченко Л. С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XVII. Объяснительная записка. – М.: Союзгеолфонд, 1984. – 100 с.
153. *Сотников В. И.* Золото в системе коренной источник–россыпь // Соровский образовательный журнал, 1998, № 5. – С. 66–71.
154. *Сотников В. И., Берзина А. П., Скуридин В. А.* О характере связи оруденения медно-молибденового оруденения с магматическими образованиями // Геология и геофизика, 1968, № 9. – С. 3–9.
155. *Сотников В. И., Боровикова Г. А.* К объему медно-молибденовой формации Восточного Забайкалья // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. IV. – Чита, 1968. – С. 136–139.
156. *Сотников В. И., Скуридин В. А.* О находке эксплозивных брекчий на Жирекенском месторождении // Геология и геофизика, 1967, № 6. – С. 115–117.
157. *Старченко В. И.* Условия размещения и особенности строения пермских магматических формаций Забайкальского (Селенгино-Олекминского) пояса тектоно-магматической активизации // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистралей. Труды ВСЕГЕИ, Т. 307. – Л., 1980. – С. 79–87.
158. *Стрелов М. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXXII. – М.: Союзгеолфонд, 1981. – 146 с.
159. Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, доп. – СПб., 1987. – 168 с.
160. Строение тектоносферы и закономерности размещения рудных месторождений в Забайкалье / Г. И. Менакер. – Чита: Читагеология, 1989. – 65 с.
161. *Ступак Ф. М.* Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. – Новосибирск: Наука, 1987. – 164 с.

162. *Ступак Ф. М.* Латеральные изменения комплексов пакетированных даек в континентальных структурах Забайкалья // ДАН, 1996, т. 348, № 4. — С. 516–519.
163. *Ступак Ф. М.* Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканогенных формаций Северного Забайкалья // ДАН, 1999, т. 369, № 4. — С. 503–506.
164. *Ступак Ф. М.* К тектонике Олекмо-Витимской горной страны // ДАН, 1992, т. 324, № 2. — С. 385–388.
165. *Ступак Ф. М.* Эволюция химического состава мезозойских базальтов Северного Забайкалья // Геохимия, 2001, № 8. — С. 836–844.
166. *Сырицо Л. Ф., Спиридонов А. А., Старухина Л. П.* Тенденции развития рудогенерирующих интрузивных систем (РИС) активизированных складчатых областей // ДАН, 1983, т. 303, № 4. — С. 967–971.
167. *Таусон Л. В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. — М.: Наука, 1977. — 279 с.
168. *Таусон Л. В., Шемет Е. М., Антипин В. С.* Закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья // Геохимия, 1970, № 8. — С. 917–924.
169. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г. А. Шатков, А. С. Вольский. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. — 190 с.
170. *Томбасов И. А., Пермьяков Б. Н., Григорьев В. А., Шульдинер В. И.* Объяснительная записка к Геологической карте масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-VII. — М.: Недра, 1974. — 86 с.
171. Трансазиатская континентальная зона Вебирс / Отв. ред. С. И. Шерман. — Иркутск: Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, 1978. — 52 с.
172. *Трянин Ю. П., Борисов В. Г., Озерский А. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XI. — М.: Союзгеолфонд, 1984. — 111 с.
173. *Уфимцев Г. Ф.* Нагорья Центрального и Восточного Забайкалья и Олекминского Становика. — М.: Наука, 1974. — С. 245–295.
174. *Федоренко Л. М., Англичанина Л. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-51-XIV. Объяснительная записка — М.: Недра, 1981. — 99 с.
175. *Федоров М. В., Григорьев С. И., Тихомиров И. Н.* и др. Новые данные о точерской свите (Витимское плоскогорье). Биостратиграфия — Геолкарте-50. Тез. докл. II сессии Вост-Сиб. отд. Всесоюз. Палеонт. об-ва. — Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. — С. 49–50.
176. *Федоров М. В., Чухонин А. П., Хорева Б. Я.* Этапы образования метаморфических и гранитоидных формаций западной части Становой области по геолого-радиологическим данным // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Труды ВСЕГЕИ, т. 307. — Л., 1980. — С. 103–107.
177. *Фалькин Е. М., Фалькина Н. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-IV. Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1982. — 108 с.
178. *Хацкевич К. Ф., Писцов Ю. П., Харитонов Ю. Ф.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXIII. Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1980. — 52 с.
179. *Хацкевич К. Ф., Сачунов Н. В., Матлашов А. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-XXV. Объяснительная записка. — М.: ВГФ, 1973. — 90 с.
180. *Хацкевич К. Ф., Сачунов Н. В., Потемин В. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-V. Объяснительная записка. — М.: Союзгеолфонд, 1981. — 92 с.
181. *Цыганков А. А.* Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии / Автореф. дис. на соискание ученой степени д. г.-м. н. — Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2002. — 48 с.

182. *Шенфиль В. Ю., Чацкис И. Д.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Восточно-Забайкальская. Лист N-50-XXXIV. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1970. — 72 с.
183. *Шулика В. И., Озерский А. Ф., Киселева З. Н.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Олекмо-Витимская. Лист N-50-X. Объяснительная записка. — М., 1981. — 48 с.
184. *Шульдинер В. И.* Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. — М.: Наука, 1969. — 103 с.
185. *Шульдинер В. И.* Основные черты геологии шуругинского интрузивного комплекса в Северо-Восточном Забайкалье // Петрология изверженных и метаморфических пород. — Владивосток: ДГИ, 1969. — С. 3—11.
186. *Шульдинер В. И., Стецюк М. И.* Возраст и условия формирования верхнедокембрийских комплексов Восточного Забайкалья // Протерозойские комплексы Восточной части Забайкалья. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. — С. 112—116.
187. *Шульдинер В. И., Стецюк М. И.* О строении байкалид восточной части Восточного Забайкалья // Петрология изверженных и метаморфических пород. — Владивосток: ДГИ, 1969. — С. 83—86.
188. *Шульдинер В. И., Стецюк М. И., Сеница С. М.* Верхний докембрий и кембрий на востоке Боршовочного хребта // Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. — С. 52—75.
189. *Шульдинер В. И., Шульдинер И. С., Панченко И. В.* О расчленении древних метаморфических комплексов на западе Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. — С. 34—54.
190. *Щеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. — М.: Недра, 1968. — 357 с.
191. Эволюция вещества при ультраметаморфизме (на примере Восточной Сибири) / М. Д. Крылова, И. С. Седова, И. Н. Крылов и др. — Л.: Наука, 1972. — 181 с.

Фондовая

192. *Абдукаримова С. Ф., Борисов В. Г., Абдукаримова Т. Ф.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Катугин и верхних течений рек Джемку и Гуликачан. Отчет Ново-Китемяхтинской партии по ГГС-50 за 1989—1993 гг. — ГПП «Читагеолсъемка», Чита, 1993. 334 с.
193. *Абрамович Ш. Л., Калганов Е. Н., Смирнова Н. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Калара и Олекмы в районе северо-восточного окончания Яблонового хребта. Отчет о работе партий № 1 и № 2 за 1959 г. — ВАГТ, М., 1960. 1089 с.
194. *Алекторова Е. А.* Геологическое строение и особенности размещения золотого и молибденового оруденения южной части Шилка-Нерчинского междуречья. Металлогения. Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. — ЦНИГРИ, М., 1968. 357 с.
195. *Алкин В. С., Иванов Э. А., Березин Ю. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Черный Урюм и Амазар. Отчет Амазарканской партии за 1963—1965 гг. — ЧГУ, Чита, 1966. 200 с.
196. *Анашкина К. К.* Стратиграфия и тектоника юрских отложений низовьев Аргуни, Шилки и Амазара. Окончательный отчет тематического отряда Алгаканской партии по работам 1963—1966 гг. — ЧГУ, Чита, 1966. 228 с.
197. *Андреева Е. Д., Воробьев Н. И., Иванов В. А.* и др. Технично-экономическое обоснование эксплуатационных кондиций для полигонов драги № 159 (Итакинское месторождение) и драг 161, 164, 501 (Черно-Урюмское месторождение). — ОАО «Забайкалзолото», Чита, 1999. 432 с.
198. *Анферова К. И., Андреев В. Т.* Объяснительная записка к Шлиховой карте Читинской области масштаба 1 : 500 000. — ЧГУ, Чита, 1965. 589 с.

199. *Асосков В. М., Шемелин В. И., Дряев А. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения р. Калар и верхнего течения р. Эймнах. Окончательный отчет Эймнахской партии по ГГС-50 за 1978–1983 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1983. 918 с.

200. *Баянова Г. А.* Отчет Матаканской партии по поискам и разведке россыпного золота в бассейне р. Дюлюшма с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.2000 г. – ФГУП «Казаковское ГПП», Чита, 1999. 225 с.

201. *Баянова Г. А.* Отчет Матаканской партии по поискам месторождений россыпного золота в долинах левых притоков р. Шилка на участке между реками Курлыч – Чача (в бассейнах рек Чача, Ненюка, Боктуска, Джерол, Ургуна) за 1998–2002 гг. – ФГУП «Казаковское ГПП», Чита, 2002. 100 с.

202. *Баянова Г. А., Инкончан Т. П.* Отчет Торгинской партии по поискам россыпного золота в бассейнах речек Шелекан, Оля, Торга, Хиля и предварительной разведке речек Торга, Дуралей за 1987–1991 гг. – ГПП «Читагеология», Чита, 1992. 110 с.

203. *Баянова Г. А., Парыгина М. Н., Бойченко С. П.* Отчет по результатам геолого-разведочных работ, проведенных Кудуканской партией в бассейне среднего и нижнего течения р. Урюмкан в 1975–1982 гг. с подсчетом запасов россыпного золота по месторождениям долин речек Аркиль, Лугичи по состоянию на 1.09.1982 г. – ПГО «Читагеология», Чита, 1982. 353 с.

204. *Баянова Г. А., Сазонова В. М.* Отчет Матаканской партии по поискам и оценке россыпей золота в бассейнах рек Курлыч, Мыгжа, Матакан, Моргул с подсчетом запасов категории C_2 по состоянию на 1.07.2001 г. – ФГУП «Казаковское ГПП», 2001. 256 с.

205. *Безпеченский В. С., Вараксин К. К., Яковлев В. С.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья среднего течения Конда – Калар. Отчет Намаракитской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1979–1985 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1985. 832 с.

206. *Беляков Е. А., Шубкин С. П., Абушкевич С. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Шилка (низовья рек Куэнга, Куркура). Окончательный отчет о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Дунаевской партией в 1974–1977 гг. Листы N-50-139 А, В, Г. – ПГО «Читагеология», Чита, 1977. 391 с.

207. *Березин Ю. И., Головков А. В., Кривенко В. А.* и др. Изучение строения и оценка перспектив золотоносности троговых структур севера Читинской области. Отчет по теме за 1987–1990 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1990. 203 с.

208. *Борисов В. Г., Ромашкин А. А., Шивохин Е. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Сред. Мокла и бассейна р. Кудыкта. Отчет Строкинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1981–1986 гг. Листы: N-5035-Б; N50-36-А, Б, В, Г; N-51-25-А, В. – ПГО «Читагеология», Чита, 1986. 552 с.

209. *Бородин Л. И., Новикова Л. П., Новикова Л. П.* Отчет о результатах поисково-оценочных и разведочных работ в бассейнах рек Верхняя Мокла и Средняя Мокла за 1994–1999 гг. – ЗАО «Геолог», Балея, 1999. 190 с.

210. *Будунов А. А., Мельник Б. А., Кулаков А. М.* Отчет о результатах комплексной аэрогеофизической съемки масштаба 1 : 200 000 в Восточном Забайкалье за 1984 г. Геологическое задание 3-2. – Сосновское ПГО, Иркутск, 1985. 189 с.

211. *Вараксин К. В., Лебедева М. М., Поляков В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Куэнга, Алеур, Курлыч-Посельский. Окончательный отчет о результатах поисково-съёмочных работ Гаурской партии за 1973–1977 гг. – ЧГУ, Чита, 1977. 391 с.

212. *Вараксин К. В., Сайфутдинов Р. А., Дзасохов В. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Шилки восточнее г. Сретенска. – ЧГУ, Чита, 1970. 191 с.

213. *Васильев Б. М., Балакишин Р. Ф., Васильева Н. Л.* Объяснительная записка по обобщению геофизических и геохимических материалов по Жирекенскому рудному району. – ЧГУ, Чита, 1973. 38 с.

214. *Воросов А. Ф., Самохин Н.П.* Информационный отчет по поисково-оценочным и разведочным работам на россыпное золото в бассейнах рек Куларки, Лужанки, Кара, Богоча, проведенным Карийской ГРП за 1984–1997 гг. – ГУП «Забайкалзолоторазведка», Чита, 1999. 72 с.

215. *Вахромеев И. С.* Геологическое строение и структура Кручининского месторождения титановых руд (отчет по теме № 9-69-58). – Экспедиция № 2, Иркутск, 1958. 87 с.

216. *Винниченко В. И., Винниченко Е. Л., Филиппов В. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения р. Урюмкан (Отчет Нижне-Урюмканской партии по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1978–1983 гг.) Листы N-50-132-Г; N-50-144-А, Б, В, Г. – ПГО «Читагеология», Чита, 1983. 417 с.

217. *Волошин В. Л., Кулешова М. Л., Хлюстов Б. К.* и др. Результаты комплексных геолого-геофизических исследований партии № 32/74 на территории Жирекенского рудного поля и рудопроявления Обкоронда. – ВИМС, М., 1975. 210 с.

218. *Волошин В. Л., Плотников С. М., Никифоров В. В.* и др. Отчет о комплексных аэрогеофизических работах на Жирекен-Талаканской площади Восточного Забайкалья в 1976–1977 гг. – ЦНИГРИ, М., 1978. 265 с.

219. *Гаврикова С. Н., Орлов В. Н., Галанин А. В.* и др. Анализ металлогенической специализации позднеюрского (амуджиканского) вулканоплутонического комплекса с целью совершенствования критерия прогноза золотого оруденения в Могочинском рудном районе Восточного Забайкалья. – МГРИ, М., 1984. 294 с.

220. *Гаврикова С. Н., Орлов В. Н., Тихонов Н. Д.* и др. Отчет по научно-исследовательской теме: Геологическое строение Итакинского месторождения. – МГРИ, М., 1975. 179 с.

221. *Генко Г. А., Филипченко Ю. А.* Составление схемы глубинного строения ВЗП в масштабе 1 : 200 000, составление сводных геофизических карт. Отчет по теме за 1990–1996 гг. – ГПП «Читагеолсъемка» – ГПП ГРЭ-324, Чита–пос. Октябрьский, 1996. 123 с.

222. Геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Читинской по состоянию на 1.01.1996 г. Т. 1–18. – 1998.

223. *Гольдмахер И. В.* Результаты детальных поисковых работ на молибден в центральной части Жирекенского района. Окончательный отчет Бухтинской партии за 1973–1976 гг. – ЧГУ, Чита, 1976. 160 с.

224. *Горжевский Д. И., Фогельман Н. А, Алекторова Е. А.* и др. Отчет по теме В.18.10.3: «Составление металлогенической карты прогнозов масштаба 1 : 200 000 западной части золото-молибденового пояса Восточного Забайкалья». – ЦНИГРИ, М., 1966. 721 с.

225. *Григорович Л. А.* Составление карты золотоносности северного фланга Газимуро-Приаргунского и восточного фланга Могочинского и Холоджикано-Калтагайского рудных районов масштаба 1 : 200 000. Листы N-50-XVII; N-50-XVIII, XIV, XIX, XX, XXV. Отчет по результатам работ, проведенных в 1996–2000 гг. – ФГУГП «Читагеологоразведка», Чита, 2001. 657 с.

226. *Громов А. И., Громова Т. Г., Высоцкий Б. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Верх. Мокла. Отчет Муоклаканской партии за 1971–1973 гг. – ЧГУ, Чита, 1975. 247 с.

227. *Громов А. И., Ромашкин А. А., Этов В. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Средняя Мокла. Отчет Оиктинской партии о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1986–1990 гг. Листы: N-50-45-А, Б, Г; N-50-46-А. – ПГО «Читагеология», Чита, 1990. 639 с.

228. *Гулин В. А.* Результаты поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 200 000 в междуречье Олекмы и Тунгира и по правобережью р. Витим. – ЧГУ, Чита, 1952. 234 с.

229. *Гунбин В. Д., Попеко Л. И.* Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Восточного Забайкалья. – ЧГУ, Чита, 1965. 722 с.

230. *Давыдов Ю. К., Мельникова К. М.* Отчет о результатах поисковых и поисково-разведочных работ на вольфрам, проведенных Муоклаканской партией в среднем течении р. Муоклакан. – ЧГУ, Чита, 1975. 286 с.

231. Данилин А. К., Денисов В. М., Коростелев Н. С. Подсчет эксплуатационных запасов подземных вод Ундургинского водозабора по состоянию на 15.10.1972 г. Отчет Такшинской гидрогеологической партии за 1969–1972 гг. – ЧГУ, Чита, 1973. 154 с.

232. Долбак О. П. Отчет Очуногинской партии о результатах посково-разведочных работ на россыпное олово в долине рч. Очуногда за 1986–1990 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1990. 182 с.

233. Дранников С. С., Белоцерковец В. В., Якобсон Г. Л. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья среднего течения рек Калар и Усмун. Отчет Лучинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1983–1988 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 660 с.

234. Дэви М. Н., Дэви В. Т., Крохалев В. Ф. Изучение природы и предварительная оценка магнитных аномалий вдоль трассы БАМ на участке Чара – Хани. Отчет Муруринской партии по поисковым работам за 1983–1987 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1987. 677 с.

235. Евсюков В. Г., Загрекова Н. А. Отчет Нерчуганской партии о предварительной и детальной разведке месторождений россыпного золота Перевальный, Саввичи, Богдачи в бассейне верхнего течения р. Нерчуган за 1987–1991 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.12.91 г. – ГПП «Читагеология», Чита, 1991. 185 с.

236. Ежов А. И., Мельникова К. М., Смирнов М. В. Геология и структура рудного поля и месторождения медно-молибденовых руд. Отчет по теме № 25-66. – УДН им. П. Лумумбы, М., 1967. 341 с.

237. Ежов А. И., Смирнов М. В., Судариков Ю. Ф. Геология и структура Жирекенского рудного поля (Восточное Забайкалье). Информационный отчет. – УДН им. П. Лумумбы, М., 1965.

238. Еникеев Ф. И., Дудецкая Т. И., Старышко В. Е. и др. Гидрогеологические условия площади листов О-50-XXVIII; О-50-XXIX; О-50-XXX; О-50-XXXIII; О-50-XXXIV (Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной Деминской партией на площади, прилегающей к полосе БАМ в 1975–1985 гг.). – ПГО «Читагеология», Чита, 1985. 506 с.

239. Еникеев Ф. И., Потемкина В. И., Старышко В. Е. и др. Отчет Грамnochихинской партии за 1983–1988 гг. по теме: Стратиграфия и история развития растительности севера Читинской области в позднем кайнозое. – ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 259 с.

240. Еникеев Ф. И., Старышко В. Е. Оценка перспектив россыпной золотоносности ледниковых и приледниковых образований севера Читинской области. Отчет по теме № 189 за 1995–1998 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1998. 276 с.

241. Еникеев Ф. И., Старышко В. Е., Сулимова Н. Ю. Составление карты кайнозойских отложений Читинской области. Отчет по теме № 204 за 1998–2001 гг. – ФГУГПП «Читагеолсъемка», Чита, 2001. 155 с.

242. Ефимов А. В., Истомин В. П. Отчет о результатах работ аэрогеофизической партии, проведенных в 1966 г. в междуречье Шилки–Ундурги–Джилинды. – ЧГУ, Чита, 1967. 123 с.

243. Ефимов А. Н., Тетяева Т. М., Стуканов А. С. Методика расчленения и корреляции метаморфических комплексов докембрия и нижнего палеозоя Шилка-Олекминского района для целей крупномасштабного геологического картирования. Окончательный отчет по теме № 555. – ВСЕГЕИ, Л., 1976. 206 с.

244. Жижин А. Д., Карпов В. В., Хромова Т. В. Отчет Оловской партии о комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на площади листа N-50-XXXIII за 1984–1988 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1989. 393 с.

245. Жуковский М. А., Огородников В. Д., Рокин К. Е. и др. Оценка перспектив и направление работ в Жирекенском рудном узле и его окрестностях. Отчет методической партии перспективного планирования геологоразведочных работ за 1985–1987 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1987. 249 с.

246. Загрекова Н. А. Информационный отчет по результатам предварительной и детальной разведки золотоносных россыпей на правобережной террасе р. Кара и Оси-

новка за 1995–1998 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1999 г. — ФГУГП «Читагеолразведка», Чита, 2000. 58 с.

247. *Загрекова Н. А., Уварова Т. Ю.* Отчет о результатах геологоразведочных работ золотоносной россыпи в долине 3-го Арчикийского Ключа с подсчетом запасов по состоянию на 1.02.1994 г. — Восточное ГПП, Чита, 1994. 73 с.

248. *Загрузина И. А.* Возраст и генезис геологических формаций северной части Восточного Забайкалья по данным изотопных методов. Окончательный отчет по теме № 842 за 1976–1978 гг. — ВСЕГЕИ, Л., 1978. 795 с.

249. *Зайков Е. А., Богач Г. И., Криволапов Г. В. и др.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 на площади Верхне-Чарской и Муйско-Кондинской котловин, Кодарского, Южно-Муйского и Нижнекаларского хребтов, проведенному в 1976–1980 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1981. 849 с.

250. *Зайков Е. А., Богач Г. И., Кургузкин А. Ф. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов правых притоков р. Витим: Таксима, Талакан, Гулинга. Отчет Таксиминской партии за 1989–1995 гг. — ГПП «Читагеолсъемка», Чита, 1995. 732 с.

251. *Зайков Е. А., Криволапов Г. В., Шнейдер М. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верховий р. Кручины (листы N-50-121-Г; N-50-133-Б; N-50-133-Г). Окончательный отчет о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных Кручининской партией в 1967–1969 гг. — ЧГУ, Чита, 1970. 344 с.

252. *Зайков Е. А., Панов В. И., Кудрик И. Д., Пилягин В. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Джалира и Итаки. Окончательный отчет Джалирской геологосъемочной партии по работам 1963–1964 гг. — ЧГУ, Чита, 1965. 339 с.

253. *Зеленский Е. Е., Рукавец В. Ф., Дубченко В. И. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Холой–Амалат–Витим. Отчет Романовской ГСП по ГПС-50 за 1975–1977 гг. — Бурятское ГУ, Улан-Удэ, 1978.

254. *Зиновьев В. Н., Зиновьева Г. Н., Носачева Н. А.* Отчет о доразведке Жирекенского молибденового месторождения за период с 1.01.66 г. по 1.07.67 г. — ЧГУ, Чита, 1967, 79 с.

255. *Зуккау Г. Л.* Отчет о результатах детальной разведки второй очереди Джемкунского месторождения россыпного золота с подсчетом запасов по состоянию на 1.04.2000 г. — ООО ГПП «Каларзолото», Чара, 2000. 147с.

256. *Иванов А. В., Крюков В. К., Фишер В. Л.* Отчет с подсчетом запасов по Жирекенскому молибденовому месторождению по состоянию на 1.04.1966 г. — ЧГУ, Чита, 1966. 1981 с.

257. *Ильин С. Н.* Отчет о поисково-оценочных и разведочных работах на россыпное золото на участке Малый Амуджикан месторождения Левый Амуджикан с подсчетом запасов по состоянию на 1.06.1999 г. — ООО «Золотодобывающая компания «Урюм», Чита, 1999. 95 с.

258. *Ильин С. Н.* Отчет о поисково-оценочных и разведочных работах на россыпное золото в долине рч. Сухая Итака с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1998 г. — ТОО а/с «Урюм», Чита, 1998. 130 с.

259. *Карелин С. П., Шубкина Ж. И.* Пояснительная записка к карте золотоносности Газимуро-Аргунского междуречья масштаба 1 : 100 000. Отчет картосоставительского отряда Талангуйской партии за 1974–1975 гг. — ЧГУ, Чита, 1975. 575 с.

260. *Карелин С. П., Бутина Л. С., Шубкина Ж. И.* Карта золотоносности Сретенско-Карийского золоторудного района масштаба 1 : 100 000. Отчет Ключевской партии за 1976–1978 гг. — ЧГУ, Чита, 1978. 625 с.

261. *Кибанов Г. А., Мартос А. С., Тарчимаев Ц. Б. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тулдуни и Бамбуйки. Материалы к ГГК СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-50-II. Отчет Бамбуйской партии за 1963 г. — Бурятское ГУ, Улан-Удэ, 1964. 146 с.

262. *Кирилюк В. П.* Геология и условия формирования докембрийских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского щита // Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. — ЛГУ, Львов, 1965. 585 с.

263. *Киселева З. Н., Кислицын В. Н.* Геоморфологические работы масштаба 1 : 200 000 в правобережной части р. Калар. Отчет по работам Олекмо-Каларской партии за 1964 г. Листы N-50-IV; O-50-XXXV, XXXVI. — ЧГУ, Чита, 1965. 111 с.

264. *Клейменов Ю. А., Ивлев А. С., Козлов Ю. П., и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Муйская. Лист N-50-I. Объяснительная записка. — ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 2003. 114 с.

265. *Клейменов Ю. А., Ивлев А. С., Козлов Ю. П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Муйская. Лист N-50-II. Объяснительная записка. — ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 2000. 114 с.

266. *Клюганов С. А., Короткова Е. Т., Загрекова Н. А.* Отчет о детальных поисках россыпей золота в пределах бассейна среднего течения р. Белый Урюм за 1983–1985 гг. (Арчикийская партия) — ПГО «Читагеология», Чита, 1985. 90 с.

267. *Ковалев П. И., Авилова Е. С.* Обзоры геологической изученности месторождений полезных ископаемых (история открытия, изучения и разведки). Региональный обзор. Вып. 72. Золото. Кн. 1. Дарасунский рудный район. — ЧГУ, Чита, 1977. 307 с.

268. *Козлов С. А., Березин Ю. И., Лобашов Н. Д., Скорняков Л. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые водоразделов рек Ярокта, Бел. Урюм, Ундурга. Отчет Ульяновской партии по работам 1970–1975 гг. — ЧГУ, Чита, 1976. 476 с.

269. *Козлов С. А., Гольдмахер И. В., Лобашов и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые водоразделов рек Джелонда — Джилинда. Окончательный отчет Джелондинской поисково-съёмочной партии за 1968–1969 гг. — ЧГУ, Чита, 1970. 225 с.

270. *Козлов С. А., Зайков Е. А., Новченко С. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-50-XXVIII, XXIX, XXXIV. Отчет Жирекенской партии о результатах работ по ГДП-200 за 1994–2001 гг. — ФГУГП «Читагеолсъёмка», Чита, 2002. 677 с.

271. *Козлов С. А., Зайков Е. А., Карасев В. В. и др.* Легенда Олекминской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000. — ГГУП «Читагеолсъёмка», Чита, 1998. 195 с.

272. *Козлов С. А., Трянин Ю. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхних течений рек Олекма, Верх. Мокла. Отчет Курумканской партии по съёмке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1980–1984 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1984. 789 с.

273. *Козырев А. Н., Сачунов Н. В., Паджаева К. П. и др.* Отчет о комплексной аэрогеофизической съёмке масштаба 1 : 25 000 на участке Шилка за 1989–1994 гг. — ГПП «Читагеология», Чита, 1994. 227 с.

274. *Конииков А. З., Травин Л. В., Шалек Е. А.* Нижний докембрий среднего течения р. Витима в районе Байкало-Амурской магистрали (стратиграфия и вещественный состав). Окончательный отчет по теме за 1979–1981 гг. — ВСЕГЕИ, Л., 1981. 206 с.

275. *Костенко А. М.* Окончательный отчет о результатах поисково-разведочных работ на Ширгинском молибденовом месторождении, проведенных в 1965–1967 гг. — ЧГУ, Чита, 1968. 87 с.

276. *Косырева З. А., Никифорова С. Р., Павлова И. Н., Уланова В. П.* Отчет россыпной партии по теме Б.1.4/501(13) 43-6/117. Составление карты прогноза россыпей Дарасунского рудного района масштаба 1 : 100 000 за 1981–1984 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1984. 149 с.

277. *Кошелев Ю. Я., Кислицын В. Н., Московец Р. Н.* Отчет Кодарской партии за 1987–1992 гг. о поисковых и опытно-методических работах, с целью определения перспектив Читинского участка зоны БАМ на россыпное и рудное золото с подсчетом прогнозных ресурсов. — ПГО «Читагеология», Чита, 1993., 1590 с.

278. *Кривенко В. А., Пинаева Т. А., Березин Ю. И.* Отчет по теме «Разработка унифицированной стратиграфической схемы архейских гранулитовых и амфиболитовых комплексов Кодаро-Удоканской зоны для целей крупномасштабного геологического картирования» за 1980–1982 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1982. 251 с.

279. *Кривенко В. А., Пинаева Т. А., Березин Ю. И., Головкин А. В.* Разработка вопросов петрологии и возрастного расчленения докембрийских гранитоидных комплексов зоны БАМ для крупномасштабного геологического картирования (Отчет Региональной партии по теме за 1983–1987 гг.). – ПГО «Читагеология», Чита, 1987. 594 с.

280. *Круглов В. Д., Огнев В. М.* и др. Окончательный отчет Калаканской партии по поисковым работам за 1963–1966 гг. – ЧГУ, Чита, 1967. 139 с.

281. *Кравченко В. М., Криволапов Г. В., Крохалев В. Ф.* и др. Отчет Алеурской партии о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000 в пределах Жирекенского рудного района за 1989–1994 гг. – ГГП «Читагеология», Чита, 1995. 638 с.

282. *Кужелева Н. В., Печак А. И., Павлов Ю. А.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего и нижнего течения р. Бугарихта. Отчет Кадачинской партии по геологической съемке и поисковым работам масштаба 1 : 50 000 за 1968–1971 гг. Листы N-50-72-А, Б, В и Г. – ЧГУ, Чита, 1972. 304 с.

283. *Кужелева Н. В., Печак А. И., Орлов О. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья верховой Олекма–Нерчуган–Джалир (Отчет Сырыгинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1975–1980 гг.) – ПГО «Читагеология», Чита, 1980. 916 с.

284. *Куклин Г. Д., Макаров Н. Г.* Отчет по теме № 14: Перспективная оценка золотосодержащих россыпей в районе деятельности горнорудных предприятий Забайкалья с целью их разведки траншейным способом. – ЧГУ, Чита, 1977. 83 с.

285. *Кухта В. А., Храмых З. В., Ерошина Л. Н.* Окончательный отчет по результатам поисково-разведочных работ, проведенных в 1973–1974 гг. на россыпное золото в бассейнах рек Белый Урюм и Ундурга. – ЧГУ, Чита, 1975. 72 с.

286. *Лейфман Е. М.* Геология и металлогения области сочленения Монголо-Охотского пояса и Становой зоны (на примере Шилка-Тунгирского междуречья)/ Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. – ЛГУ, Львов, 1967. 567 с.

287. *Лейфман Е. М., Кирилук В. П., Сиворонов А. А.* Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000 листа N-50-XXIV. Отчет Могочинской ГСП о геологосъемочных работах в 1960–1961 гг. – ЧГУ, Чита, 1962. 469 с.

288. *Литвинов В. Л.* Основные черты геологии и петрологии юрских интрузий района среднего течения р. Газимур// Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. – Львов: ЛГУ, 1966. 487 с.

289. *Лиханов В. Д., Дворянkin В. Ф., Конечных В. К.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Нерча. Отчет Акиминской партии по специализированной геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1976–1981 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1981. 580 с.

290. *Лиханов В. Д., Тихонов Ю. А., Зайков Е. А., Тихонова Т. Ф.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Берея, Колтомай, Куэнга, Горбица. Отчет Бородинской поисково-съемочной партии за 1972–1976 гг. – ЧГУ, Чита, 1976. 329 с.

291. *Лиханов В. Д., Эпов В. А., Мансуров А. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые нижнего течения рек Шилка и Газимур. Отчет Аркиинской партии по ГДП-200 (второе издание) за 1993–1999 гг. Лист N-50-XXX. – ГГУП «Читагеолсъемка», Чита, 2000. 255 с.

292. *Лиханов В. Д., Сверкунов В. С., Борисов В. Г.* и др. Опережающие геохимические поиски по потокам рассеяния масштаба 1 : 200 000 в междуречье Ульдурги и Куэнги, листы N-50-XXXII; N-50-XXXIII. Отчет Вершино-Дарасунской партии по ОГХР-200 за 2000–2002 гг. – ФГУГП «Читагеолсъемка», Чита, 2003. 200 с.

293. *Лобашов Н. Д., Дряев А. И., Владимиров С. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Катугин. Отчет Новокатугинской партии по геологическому доизучению площадей масштаба 1 : 50 000 за 1985–1988 гг. Листы O-50-142-Б; O-50-143-А. – ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 765 с.

294. *Лобашов Н. Д., Дранников С. С.* Отчет Олекминской партии о поисковых работах на россыпное золото в бассейне верхнего течения р. Олекма за 1987–1996 гг. – Восточное ГГП, Ксеньевка, 1997. 179 с.

295. *Лукин В. А.* Отчет о поисково-оценочных работах, предварительной и детальной разведке верхних горизонтов Амазарканского золоторудного месторождения за 1993–1998 гг. – ФГУГП «Читагеологоразведка», Чита, 2002. 849 с.

296. *Лысак А. М.* Геологические условия формирования раннедокембрийских образований западной части Алдано-Витимского щита // Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. – ЛГУ, Львов, 1973. 212 с.

297. *Ляхницкий В.М., Зацепин Е.И., Иено Г.П. и др.* Пояснительная записка к Карте золотоносности Читинской области. Масштаб 1 : 500 000. – Чит. фил. ЦНИГРИ, Чита, 1959. 492 с.

298. *Мариненко Э. О., Чекалов В. Н., Янбаева В. Н.* Отчет о результатах работ Олекминской геофизической партии в северо-восточной части Читинской области за 1956–1958 гг. – ЧГУ, Чита, 1959. 289 с.

299. *Маркевич Г. Е., Кислицын В. Н.* Пояснительная записка к оперативному подсчету запасов россыпного золота по Китемяхтинскому месторождению по состоянию на 1.01.1995 г. – СП Чараголд, Чита, 1997. 121 с.

300. *Менакер Г. И., Козлов С. А., Машкина Р. М.* Создание единой геофизической основы для геологосъемочных работ и подготавливаемых к изданию блоков Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000 (Читинская область) за 1985–1987 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1987. 216 с.

301. *Милин Г. Ф., Сайфутдинов Р. А., Гребенкин Ю. Г. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения рек Куренга и Удыча. Окончательный отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000 Куренгинской партии за 1970–1973 гг. – ЧГУ, Чита, 1974. 278 с.

302. *Мисник Ю. Ф.* Геологическое строение и основные черты металлогении Шилкинского рудного района // Дис. на соискание ученой степени к. г.-м. н. – ЛГУ, Львов, 1964. 528 с.

303. *Митрофанов Г. Л. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Янгуды. Отчет Янгудинской ГСП. – БГУ, Улан-Удэ, 1968.

304. *Митрофанов М. М., Митрофанова М. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Джемкукан, Тетерик, Казенная, Берей (ср. теч. р. Нерча). Окончательный отчет о результатах поисково-съемочных работ, проведенных Джемкуканской партией в 1971–1975 гг. – ЧГУ, Чита, 1975. 295 с.

305. *Мишарин Ю. П., Колесников В. Б., Кислицын В. Н.* Выделение площадей, перспективных на выявление золотоносных россыпей тектонических уступов, расположенных в прибортовых частях мезо-кайнозойских впадин Читинской области. Отчет по теме № 381 за 2001–2002 гг. – ЗабНИИ, Чита, 2003. 95 с.

306. *Недоря Е. И., Шеремет М. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верховий р. Амазар. Отчет Королевской партии о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000. – ЧГУ, Чита, 1966. 299 с.

307. *Недоря Е. И., Шеремет М. С.* Отчет о поисках россыпного и рудного золота в пределах Китемяхтинского рудного узла за 1985–1990 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1990. 247 с.

308. *Недоря Е. И., Шеремет М. С., Эпов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Тундак, Амнуннакачи и Джеловун. Отчет Джеловунской партии по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1974–1978 гг. Листы N-50-33-А-6, в, г; 33-Б; 33-В; 33-Г. – ЧГУ, Чита, 1979. 832 с.

309. *Недоря Е. И., Шеремет М. С., Эпов В. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Калар, Джемку и Китемяхта. Отчет Эльпинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1979–1983 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1984. 305 с.

310. *Новченко С. А., Соколов В. Н., Бизяев И. О. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Нерчи, Шилки, Куэнги. Отчет Нерчинской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1984–1989 гг. Листы N-50-137-Б, Г; N-50-138; M-50-6-Б; M-50-7-А-а, б. – ПГО «Читагеология», Чита, 1989. 1170 с.

311. *Озерский А. Ф., Винниченко Е. Л., Шивохин Е. А.* Сводная легенда Шилко-Аргунской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000. Отчет Приаргунской партии по работам 1992–1993 гг. – ГГП «Читагеолсъемка», Чита, 1993. 88 с.

312. Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Читинской области и Агинского Бурятского автономного округа по состоянию на 1.01.2003 г. Кн. 1–9 / Отв. исп. В. А. Эпов. – ФГУГП «Читагеолсъемка», Чита, 2003. 1438 с.

313. *Павленко Ю. В., Авелева М. В.* Оценка перспектив на марганец южной части Читинской области. Отчет по теме № 188 за 1994–1998 гг. – ГГУП «Читагеолсъемка», Чита, 1998. 780 с.

314. *Павленко Ю. В., Авелева М. В., Гайворонский Б. А.* Оценка перспектив Читинской области на медно-порфировое оруденение. Отчет по теме № 207 за 1999–2001 гг. – ФГУГП «Читагеолсъемка», 2001. 579 с.

315. *Павлова В. В., Амантов В. А., Окунева Т. М.* и др. Усовершенствование схем расчленения и корреляции стратифицированных, магматических образований для опорной легенды Госгеолкарты-200 и составление тектонических карт Восточно-Забайкальского полигона. Отчет по договору № 882 с ГГП «Читагеология» за 1989–1994 гг. – ВСЕГЕИ, СПб., 1994. 716 с.

316. *Павлык В. Н., Афонин Г. А., Спасский Е. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Джилинда и Буричи. Отчет Буричинской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками за 1986–1991 гг. – ГГП «Читагеология», Чита, 1992. 758 с.

317. *Панова Т. Ю., Загрекова Н. А., Пешков В. Ф.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, выполненных ДП «Восточное» в 1994–1999 гг. в долине рч. 6-й Арчи-койский Ключ с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1.03.2000 г. – ФГУГП «Читагеолразведка», Чита, 2000. 133 с.

318. *Панова Т. Ю., Загрекова Н. А., Пешков В. Ф.* Отчет о поисках и оценке месторождений россыпного золота в бассейне верхнего течения р. Амазар за 1998–2002 гг. – ФГУГП «Читагеолразведка», Чита, 2002. 191 с.

319. *Панова Т. Ю., Пешков В. Ф.* Отчет о поисковых работах на россыпное золото в бассейнах рек Бухта и Черемная за 2000–2002 гг. – ФГУГП «Читагеолразведка», Чита, 2003. 106 с.

320. *Пенягин Ю. Д., Новиков В. П., Пузынин А. А.* Геологическое строение междуречья Читинки и Ульдурги. Окончательный отчет Кручининской геологосъемочной партии за 1960–1962 гг. – ЧГУ, Чита, 1964. 86 с.

321. *Петров П. А., Мариненко Э. О., Огородников В. Д.* Отчет о геохимических и геофизических работах на молибден в Олекмо-Ольдойском районе с 1945 по 1955 г. – ЧГУ, Чита, 1957. 266 с.

322. *Пехтерев С. Н., Герасимов Е. П., Кунько Г. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-49-XXXVI, M-49-VI. Отчет Читинской партии по ГДП-200 за 1994–2001 гг. – ФГУГП «Читагеолсъемка», Чита, 2002. 569 с.

323. *Пилягин В. П., Колечко Л. Б., Эпов В. А.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (россыпное золото) Читинской области по состоянию на 1.01.1998 г. – ГГУП «Читагеолсъемка», Чита, 1998. 236 с.

324. *Письменный В. М., Кондюрина Н. И., Кинякин К. В.* и др. Отчет о результатах гравиразведочных работ масштаба 1 : 200 000, выполненных в 1988–1989 гг. Юмурченской ГРП № 76/88-90 и Верхнеолекминской ГРП. Листы N-49-XXX, XXXVI; N-50-XIII, XIV, XV, XVI, XIX, XX, XXI, XXII, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXXI, XXXII, XXXIII. – ПГО «Иркутскгеофизика», Иркутск, 1990. 519 с.

325. *Плеханов А. В.* Отчет по результатам работ Бело-Урюмской геолого-поисковой партии за 1960–1961 гг. – ЧГУ, Чита, 1961. 49 с.

326. *Плотников С. М., Хлюстов Б. К., Погарская Т. П.* и др. Отчет о результатах комплексных геолого-геохимических работ партии № 32/75 на территории Жирекенского рудного района. – ВИМС, М., 1976. 364 с.

327. *Подгорбунский В. Г., Кошелев А. Ю., Парецкий Н. С.* и др. Отчет Грамначинской партии по групповой гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 за 1983–1989 гг. Листы О-50-XXXV, XXXVI; N-50-IV, V, VI. – ПГО «Читагеология», Чита, 1989. 393 с.

328. *Подзныков Д. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Хойгот–Талали. Отчет Амалатской ГСП-50 за 1987–1995 гг. –ГП «Багдаринская ГРЭ, Улан-Удэ, 1995. 386 с.

329. *Покалов В. Т., Афонин В. И., Белобородов М. А.* и др. ценка молибденового оруднения в районах Забайкалья и Хабаровского края и перспективы выявления месторождений с богатыми рудами. – ВИМС, М., 1975.637 с.

330. *Покалов В. Т., Блохинцева С. В., Васин В. В.* и др. Совершенствование критериев локального прогнозирования молибденовых месторождений Забайкалья. Разработка модели плутогенного рудообразования на примере молибденового месторождения. – ВИМС, М., 1985. 666 с.

331. Программа развития и использования минерально-сырьевых ресурсов горно-металлургического комплекса Читинской области до 2005 г. и на перспективу / *В. П. Федоров, Л. Ф. Наркелюн, Г. Л. Куклина.* Кн. 3. Топливо-энергетические ресурсы Читинской области и концепция их использования и развития. – ООО «ЗабНТGeo», Чита, 2001. 293 с.

332. *Роднин Г. С., Макаров Н. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото по левобережной части среднего течения р. Кручина, проведенных Кручининской партией в 1970 г. – ЧГУ, Чита, 1971. 45 с.

333. *Рутштейн И. Г., Богач Г. И., Негода В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов М-50-III, IV, IX, X. Отчет Ундинской и Тургинской партий по ГДП-200 за 1992–2000 гг. – ГГУП «Читагеолсъемка», Чита, 2000. 923 с.

334. *Рутштейн И. Г., Ридер Э. Р.* Металлогеническая карта Читинской области масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. – ЧГУ, Чита, 1981. 1468 с.

335. *Рыцк Е. Ю., Ризванова Н. Г., Сальникова Е. Б.* и др. Результаты изотопно-геохронологического исследования для обеспечения ГСР-200 на территории Республики Бурятия. Окончательный отчет за 1999–2002 гг. – ИГГД РАН, СПб, 2002. 69 с.

336. *Самохин Н. П.* Отчет с подсчетом запасов и прогнозных ресурсов по доразведке золотоносной россыпи р. Кручина, поисковых и поисково-оценочных работах в ее притоках за 1991–1997 гг. – ГУП «Забайкалзолоторазведка», Чита, 1999. 84 с.

337. *Самохин Н. П., Литвинцева В. П., Воросов А. Ф.* Отчет о результатах геолого-разведочных работ в долинах р. Чонгол, кл. Ерки за 1994–1996 гг., с подсчетом запасов россыпного золота по состоянию на 1.01. 2001 г. – ОАО «Ключи», Чита, 2000. 156 с.

338. *Самохин Н. П., Озерова М. М.* Информационный отчет по поискам, оценкам и разведке россыпных месторождений золота в бассейне рек Желтуга и Трошиха за период 1989–1995 гг. – ГУП «Забайкалзолоторазведка», Чита, 1998. 47 с.

339. *Самохин Н. П., Самохина Р. Н.* Окончательный отчет о разведке Верхпетровского и Култумушкинского месторождений россыпного золота и поискам по долине р. Газимур (включая притоки: Бошагоча, Очуногда, Аласуй, Гарджигуй) за 1970–1976 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 июля 1978 г. – ЧГУ, Чита 1978. 103 с.

340. *Самохин Н. П., Самохина Р. Н.* Окончательный отчет по разведке Курлеинского месторождения россыпного золота (включая притоки: Гугда, Бушули, Тимофеева, Кузина, Пушкарево) за 1970–1974 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1975 г. – ЧГУ, Чита 1974. 390 с.

341. *Самохин Н. П., Самохина Р. Н.* Окончательный отчет по разведке Мульдайского месторождения россыпного золота и поискам по долине р. Газимур (включая притоки: Мульдай, Кутыкан, Богдаты) за 1970–1975 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 июля 1977 г. – ЧГУ, Чита, 1977. 81 с.

342. *Самохин Н. П., Самохина Р. Н.* Отчет Нараканской партии по поискам и разведке россыпного золота в бассейне р.р.Кия, Кызкен, Дельмачик, Митрошиха, проведенных в 1982–1987 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1987. 644 с.

343. *Самохин Н. П., Самохина Р. Н.* Окончательный отчет по разведке Петровского месторождения россыпного золота и поискам по долине р. Газимур (включая притоки: Ильгичи, Алая, Депокая, Кучугай) за 1969–1975 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1 января 1976 г. – ЧГУ, Чита, 1975. 311 с.

344. *Самохин Н. П., Самохина Р. Н., Белашова Н. К.* Окончательный отчет о разведке Яромайского месторождения россыпного золота (включая притоки: Бурукагуча, Дулушма, Догье) за 1970–1973 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1974 г. – ЧГУ, Чита, 1973. 235 с.

345. *Секерин А. П., Секерина Н. В., Венрев Ю. С.* Отчет о результатах поисковых работ на нефрит на Шаманском гипербазитовом массиве в Байкало-Муйском базит-гипербазитовом поясе за 1976 г. – Всесоюзное шестое производственное объединение. – с. Смоленщина, Иркутская обл., 1977. 87 с.

346. *Семенов В. Н., Стецюк М. И., Старухина Л. П.* и др. Возрастное расчленение протерозойских и палеозойских геологических формаций Олекмо-Шилкинского междуречья для легенды Становой серии геологических карт масштаба 1 : 50 000. Отчет по теме за 1982–1986 гг. – ПГО «Читагеология», Чита, 1986. 165 с.

347. *Семикин А. В., Семикина А. П., Гланц В. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые района среднего течения реки Газимур между пос. Батакан и Бурукан. Окончательный отчет по материалам геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 50 000 за 1964–1966 гг. – ЧГУ, Чита, 1967. 256 с.

348. *Сергеев Л. И., Лесняк Н. М., Гордеев В. И.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Торга, Кия и Кыэкен (южная часть Дарасунского рудного района). Окончательный отчет по результатам геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного Дельмачикской партией в 1973–1976 гг. – ЧГУ, Чита, 1977. 580 с.

349. *Сизых В. И., Недоря Е. И.* Отчет по пересчету запасов россыпного золота по рч. Дыроватка, кл. Боровому, рч. Ключи-Богузия по состоянию на 1.06.1996 г. – НПП «Эксперимент», Чита, 1997. 275 с.

350. *Симонов Ю. Г., Кузнецова Л. Т.* Отчет по теме: Составление геоморфологической карты Вершино-Дарасунского золотоносного района масштаба 1 : 200 000 с целью определения районов, перспективных на россыпное золото. – МГУ, М., 1964. 660 с.

351. *Симонов Ю. Г., Микайлев И. А.* и др. Отчет по теме: Специальные геоморфологические исследования для оценки перспектив золотоносности террасовых отложений в Карийском золотоносном районе. – МГУ, М., 1976. 275 с.

352. *Симонов Ю. Г., Пантелеев Л. С., Корольков И. Н.* и др. Комплексные геоморфологические исследования в бассейне верхнего и среднего течения р. Ундурги для выяснения перспектив россыпной золотоносности и ее связи с коренным оруденением. – МГУ, М., 1975. 407 с.

353. *Скобло В. М., Лямина Н. А.* Отчет по теме: Результаты исследования некоторых опорных разрезов мезозоя юга Восточной Сибири по работам 1983–1986 гг. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. 221 с.

354. *Скобло В. М., Лямина Н. А., Руднев А. Ф.* Изучение опорных разрезов отложений верхнего мезозоя на территории Бурятской Республики для уточнения серийных легенд к Геолкарте-50. Отчет по теме № 1423419281/432 за 1990–1993 гг. по договору с Бурятгеолкомом. – Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1993. 131 с.

355. *Скурский М. Д.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Читинской области по состоянию на 1.01.1993 г. Т. 8: Редкие металлы. – ГПП «Читагеолсъемка», Чита, 1993. 48 с.

356. *Смеловский С. П.* Отчет Докембрийской тематической партии по работам 1961 г. – ЧГУ, Чита, 1962. 118 с.

357. *Соколов О. В., Прудовский Э. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Бамбуйки (листы N-50-15-A, -B). Отчет Голюбекской ГСП за 1963–1964 гг. – БГУ, Улан-Удэ, 1965.

358. *Соловьев Н. Ф., Комарова М. С.* Отчет по теме № 569: Сравнительное изучение мезозойских и кайнозойских тектонических впадин в Восточном Забайкалье и установление закономерностей размещения золотоносных россыпей. — 1963.

359. *Списовский В. Г.* Отчет о ревизии золотоносности долины р. Кручины. — Трест «Забайкалзолото», Чита, 1953. 47 с.

360. *Списовский В. Г., Неченаев В. В.* и др. Краткая объяснительная записка к Карте золотоносности масштаба 1 : 100 000 территории восточной части Восточного Забайкалья. — Трест «Забайкалзолото», Чита, 1960. 576 с.

361. *Старухина Л. П., Карасев В. В., Куриленко А. В.* и др. Отчет Биостратиграфической партии за 1992–1996 гг. Кн. 1. — ГГУП «Читагеолсъемка», Чита, 1997. 238 с.

362. *Старухина Л. П., Карасев В. В., Ворошилова К. Ф.* и др. Отчет Биостратиграфической партии за 1992–1996 гг. Кн. 2. — ГГУП «Читагеолсъемка» Чита, 1997. 171 с.

363. *Старченко В. В., Мисник Ю. Ф., Мастюлин Л. Ф.* Металлогения северо-восточного фланга золото-молибденового пояса Забайкалья. Отчет тематической партии № 15. — ЧГУ, Чита, 1966. 441 с.

364. *Ступак В. М.* Позднефанерозойский вулканизм Северного Забайкалья (Эволюция, вещество, геодинамика). — Дис. на соискание ученой степени д. г.-м. н. — ЧИПР, Чита, 1995. 395 с.

365. *Ступак В. М., Веселов И. Н., Савва А. П.* и др. Информационный отчет «Региональные геолого-геофизические работы на Восточно-Забайкальском геологосъемочном полигоне» за 1991–1995 гг. — ГП «ЭГГИ», СПб, 1995. 185 с.

366. *Суранов Н. К., Быкова С. А., Литвинцева В. П.* Отчет по теме № 73 «Обобщенные материалы геологоразведочных работ по россыпям рч. Желтуги и рч. Трошихи с подсчетом запасов для раздельной добычи». — Трест «Забайкалцветметразведка», Чита, 1987. 108 с.

367. *Суханова Н. Г.* Отчет о поисково-оценочных работах на россыпное золото в бассейне р. Юмурчен и правобережных притоков р. Витим (на участке от р. Юмурчен до р. Бол. Джелоун), проведенных Дарасунской ГРЭ в 1994–1999 гг. — ГУП «Забайкалзолоторазведка», Чита, 1999. 142 с.

368. *Тарабарко А. Н., Ромашов Г. М., Филипченко Ю. А.* и др. Информационный отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ, проведенных в пределах Жирекенского рудного узла в 1995–1998 гг. — ФГУП «Читагеолразведка», Чита, 1998. 223 с.

369. *Татаринов В. Г., Долбак О. П., Верхотуров И. А.* и др. Отчет Будюмканской партии о поисках и детальной разведке на россыпное золото в долине Будюмкан за 1981–1987 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 30.06.1988 г. — ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 574 с.

370. *Тир А. А., Черкасов В. В.* Рапорта о поисках и разведках золота в районе р. Урюм (выписки из архива Министерства Императорского Двора за 1864, 1865 гг. — 1866.

371. *Тихомиров И. Н.* Отчет о работе Сретенской партии в районе г. Сретенска за 1958–1959 гг. — ВСЕГЕИ, Л., 1959. 87 с.

372. *Томбасов И. А., Богач Г. И., Кислицын В. Н.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов р. Калакан-Каларский и верхнего течения рек Калар и Имангра. Отчет Верхне-Каларской партии по групповой геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 за 1979–1984 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1984. 512 с.

373. *Трянин Ю. П., Загрекова Н. А.* Отчет Нерчуганской партии о поисках промышленных россыпей золота в пределах бассейна рек Нерчуган и Олекма за 1985–1988 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 113 с.

374. *Трянин Ю. П., Киселев И. А.* Отчет о поисково-оценочных работах на Олекминском редкометальном месторождении, проведенных Олгондинской партией в 1975–1980 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1981. 168 с.

375. *Тутов А. И., Красников В. И., Тутова Л. К.* и др. Информационный отчет по доразведке Жирекенского молибденового месторождения за 1981–1983 гг. и за 1988–1999 гг. — ООО «ЗабНТGeo», Чита, 2000. 833 с.

376. Уланова В. П., Косырева З. А., Авилова И. Н. Составление карты россыпной золотоносности Могочинского геолого-экономического района масштаба 1 : 100 000 и 1 : 25 000. — ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 222 с.
377. Усов С. П., Крохалев В. Ф., Емельянов Н. Н. Отчет Родственной партии по поисковым работам на Быстринском рудном поле в пределах участков Быстринский I, II, III за 1988–1991 гг. — ГГП «Казаковское», Чита, 1993. 243 с.
378. Ушаков Г. А., Ушакова Г. И., Васильева Н. Л. Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото в бассейне р. Куэнги, проведенных Алеурской партией в 1980–1981 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1982. 130 с.
379. Файзулин Р. М. Геология верхнемезозойских золотоносных конгломератов и неоген-четвертичных россыпей междуречья Ульдурга–Правая Пешкова (Восточное Забайкалье). — ЗабНИИ, Чита, 1969. 142 с.
380. Филиппченко Ю. А., Бережков Н. Н., Курьшев Г. И. и др. Отчет о гравиметровых съемках, выполненных в Приаргунье в 1977–1980 гг. и переобработанных съемках 1962–1976 гг. — Сосновское ПГО, Иркутск, 1981. 125 с.
381. Фишер В. Л. Методы поисков золоторудных месторождений в Северо-Восточном Забайкалье. Дис. на соискание ученой степени к.г.-м. н. — ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1968, 248 с.
382. Хангуев А. С., Долбак О. П., Инкончан Т. П. и др. Отчет Курлеинской партии по поискам и разведке россыпного золота в бассейне среднего течения р. Газимур за 1986–1996 гг. с подсчетом запасов по месторождениям Петрово, Верхне-Петрово, Бычий Луг, Бошагоча, Очуногда, Мульдай, Малый Алгасуй, Кутыкан, Ильгичи по состоянию на 1.01.1996 г. — Казаковское ГГП, Чита, 1997. 1614 с.
383. Хацкевич К. Ф., Кинякин А. В., Хацкевич К. Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Бармакит. Окончательный отчет Бармакитской партии за 1970–1972 гг. — ЧГУ, Чита, 1972. 135 с.
384. Царук И. И., Кулаков А. М. Создание аэрогеофизической основы для прогнозных работ на уран с помощью АГСМ-съемки масштаба 1 : 25 000. — ПГО «Сосновгеология», Иркутск, 1988. 723 с.
385. Чизизубов С. В., Сайфутдинов Р. А., Акулов В. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Будюмкан и Газимур. Отчет Лугоканской партии о результатах поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1982–1988 гг. на Будюмканской площади. Листы N-50-120-Г, 131-Б, Г, 132-А, Б, В; N-51-109-В. — ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 723 с.
386. Чукаев Д. В. Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото в долине р. Большие Сайбачи с оперативным подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1995 г. — ТОО «Тунгир», Могоча, 1994. 57 с.
387. Шадрин А. И., Каменщицова Л. С., Федорова А. А. и др. Оценить перспективы промышленной золотоносности основных рудных районов Читинской области на новые и нетрадиционные типы оруденения и обосновать первоочередные направления геологоразведочных работ. Отчет по теме № 333 за 2000–2001 гг. — ФГУГП «ЗабНИИ», 2002. 231 с.
388. Шадрин А. И., Краснов В. П., Пилягин В. П. и др. Составление карты прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 территории листов N-50-В, N-50-Г. Отчет Методической партии по кондициям. — ПГО «Читагеология», Чита, 1988. 477 с.
389. Шевчук Г. А., Киселев И. А., Этов В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Амазар в среднем течении. Отчет Утенинской партии за 1981–1987 гг. — ПГО «Читагеология», Чита, 1987. 911 с.
390. Шлейдер В. А., Конохов В. И. Отчет о результатах поисковых работ Бело-Урюмской партии № 124 за 1960 г. — Сосновская экспедиция, Иркутск, 1960. 122 с.
391. Шлейдер В. А., Рубцов Г. В. Отчет о результатах поисковых работ Ундургинской партии № 124 за 1961 г. и I квартал 1962 г. — Сосновская экспедиция, Иркутск, 1962. 221 с.
392. Шнейдер М. А., Суранов Н. К., Буланов В. А. и др. Отчет по теме № 55 «Составление карты россыпной золотоносности в поле деятельности Ксеньевского прииска в масштабе 1 : 25 000». — Трест «Забайкалцветметразведка», Чита, 1983. 156 с.

393. *Шубкин С. П., Беляков Е. А., Сайфутдинов Р. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения рек Газимур, Урюмкан. Отчет Култуминской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000, проведенного в 1989–1997 гг. на площади Будюмкан-Култуминского рудного района. Листы N-50-143-А, Б, В, Г. – Казаковское ГПП, Чита, 1997. 802 с.

394. *Шувалов А. И., Шишков А. И.* Отчет Васильевской партии о результатах геофизических и геохимических работ, проведенных в окрестностях Жирекенского месторождения и Столбового рудопроявления в 1964–1965 гг. – ЧГУ, Чита, 1966. 63 с.

395. *Шульдинер В. И., Елисеев Л. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-50-104-А. Окончательный отчет Арчикийской поисковой геологосъемочной партии по полевым работам 1957 г. – ЧГУ, Чита, 1958. 430 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
СТРАТИГРАФИЯ	8
Вопросы расчленения раннеархейских образований листа N-50	8
Верхний архей—нижний протерозой(?)	12
Нижний протерозой	13
Средний рифей	15
Верхний рифей	16
Вендская система	20
Вендская—кембрийская системы	24
Кембрийская система	26
Девонская система	31
Средний палеозой	35
Пермская система	37
Триасовая система	38
Юрская система	42
Меловая система	51
Кайнозой	58
Палеоген (?)	59
Палеоген—неоген. Верхний олигоцен—нижний миоцен	59
Неоген	60
Неогеновая—четвертичная системы нерасчлененные	62
Плиоцен—эоплейстоцен	63
Неоплейстоцен	64
Голоцен	68
Четвертичные образования нерасчлененные	68
МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ	70
Раннеархейские метаморфические, ультраметаморфические и плутонические образования	70
Позднеархейские метаморфические, ультраметаморфические и плутонические образования	78
Раннепротерозойские плутонические, метаморфические и ультраметаморфические образования	87
Среднерифейские плутонические образования	97
Позднерифейские плутонические, метаморфические и субвулканические образования	98
Рифейские(?) плутонические образования	108
Раннепалеозойские интрузии	109
Ордовик-силурийские интрузии	115
Среднепалеозойские метаморфические образования	115
Средне-позднекаменноугольные интрузии	116
Пермские интрузии	120
Раннетриасовые интрузивные и субвулканические образования	125

Юрские интрузивные и субвулканические образования	129
Меловые субвулканические образования	142
ТЕКТНИКА	144
Блоковое строение территории листа N-50	144
Данные об объемном строении мезозойских впадин и домезозойского фунда- мента территории листа N-50	172
Карта глубинного строения земной коры и глубинные геолого-геофизические разрезы	178
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	183
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	191
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	200
Горючие ископаемые	200
Металлические ископаемые	202
Неметаллические ископаемые	255
Подземные воды	267
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ	270
Общие особенности проявлений регионального метаморфизма, метасомати- ческих преобразований и оруденения	270
Геохимическая и металлогеническая специализация геологических комплек- сов	273
Рудоносность зон гипергенеза и россыпей	276
Эпохи рудогенеза, структурные факторы рудообразования и формационные типы руд	291
Эволюция и зональность оруденения	303
Металлогеническое районирование территории	310
Общая оценка перспектив региона и практические рекомендации для постанов- ки поисковых работ	335
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	342
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	348
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	353

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Алдано-Забайкальская

Лист N-50 – Сретенск

Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 24.12.2010. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 23,75 + 3 вкл. Уч.-изд. л. 33. Тираж 150 экз.
Заказ 84020013

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153