МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист О-(50), 51 — Алдан

Объяснительная записка

Санкт-Петербург • Издательство ВСЕГЕИ • 1998

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(571.56)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-(50), 51 — Алдан. Объяснительная записка. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 428 с. + 5 вкл. (МПР России, ВСЕГЕИ).

Дано систематическое описание стратиграфии и интрузивных образований района. Специальные разделы посвящены тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым района. Обобщен новейший материал по металлогении рассматриваемой территории.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией и металлогенией Российской Федерации.

Табл. 9, ил. 9, список лит. 459 назв.

Материалы по листу О-(50), 51 — Алдан рассмотрены и рекомендованы к печати Главной редакцией Госгеолкарты 22 июня 1995 г.

Редакционная группа Главной редакции Госгеолкарты РФ:

С. В. Егоров, Е. М. Заблоцкий, К. Б. Ильин, Б. А. Марковский, В. В. Старченко, С. И. Стрельников (председатель), *Г. Н. Шапошников*

Ответственный редактор *Е. П. Миронюк*

Г $\frac{1804010000-019}{9Р8(03)-1998}$

© Министерство природных ресурсов Российской Федерации, 1998

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 1998

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-(50), 51 — Алдан располагается в бассейне Лены и охватывает смежные районы четырех административно-территориальных субъектов Российской Федерации — областей Амурской, Иркутской и Читинской, а также Республики Саха (Якутия). Она дренируется многочисленными правыми притоками Лены, гидрологические особенности которых подчинены субширотной орографической зональности местности — переходу от Приленской равнины на севере (высота до 600 м) к плоскогорью и, наконец, на юге к сейсмоактивным горам (высотой до 3000 м) Станового и Алданского нагорий. Находясь в значительной степени под влиянием многолетней мерзлоты и сильного поверхностного стока, уровень воды в реках подвержен значительным колебаниям, что совместно с их горным характером препятствует регулярному судоходству, которое осуществляется лишь по Лене. Эпизодические речные перевозки возможны по рекам Чара (до устья Бол. Торы), Олекма (до устья Енюки), Алдан (до устья Ортосалы).

По территории проходят две транзитные транспортные магистрали. На юге это Байкало-Амурская железнодорожная магистраль, вдоль которой сквозное автомобильное движение невозможно, и Амуро-Якутская железнодорожная магистраль со стационарной примагистральной автомобильной дорогой. При двух городах (Нерюнгри и Алдан) имеются аэропорты всероссийского значения. Помимо этого существует множество местных площадок для легкомоторной авиации.

Климат территории холодный, резко континентальный со среднегодовой температурой —1 °С и небольшим годовым количеством осадков (300 мм в год).

Население сосредоточено вдоль транспортных магистралей, где занимается их обслуживанием или работает на горнодобывающих предприятиях. Широко распространены охотничьи хозяйства и слабопродуктивное оленеводство. Имеется три заказника местного значения (Оронский, Чаруодский и Бурпалинский). Товарное сельскохозяйственное производство сосредоточено в долине Лены, деловая древесина добывается преимущественно в северных районах, а южнее — только по долинам крупных рек. Источниками энергоснабжения являются тепловые электростанции на базе углей Южно-Якутского бассейна, которые входят в единую энергосистему с гидроэлектростанциями Амурской области.

Геологическая изученность территории хорошая. 80 % всей южной горной части заснято в масштабе 1 : 50 000, из них за последние годы — около 50 % [397—393, 402, 403, 405, 407—419, 423—432, 435—442]. Целиком или для значительных районов территории составлены разнообразные карты геологического содержания, из них Государственные масштаба 1 : 200 000 [102—148] на 94 % площади, а масштаба 1 : 1 000 000 — в двух изданиях, причем второе (новая серия) явилось комплексным и включает шесть типов карт, но без объясни-

тельной записки [89—93]. Ряд сводных карт масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 500 000 явились в свое время важным источником оперативной информации [49—56, 195, 196, 252].

Наши знания о геологическом строении и полезных ископаемых территории являются результатом самоотверженой работы геологов на протяжении всего около 80 лет. Еще на рубеже веков В. А. Обручев выделяет в Бодайбинском районе протерозойские образования, а А. П. Герасимов (1905 г.) описывает согласное налегание на них кембрийских отложений в долине Лены, подтвержденное несколько позже А. К. Мейстером. Позднее (1915—1917 гг.) Д. В. Никитин открывает в истоках Чары три разнородных комплекса — гнейсы с гранитами, метаморфические сланцы и угленосные отложения, а А. Г. Ржонсницкий выделяет Вилюйскую мезозойскую впадину. Подлинные основы современной геологии территории были заложены В. Н. Зверевым [186], обосновавшим наличие здесь «Алданской плиты» и указавшим на ее четырехчленность как на главную особенность строения — архейские гнейсы и граниты, кембрийские морские отложения, юрские континентальные отложения и молодые порфировые интрузии.

Значительные открытия были сделаны в период с 1928 по 1941 г. Первая геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 была составлена Е. С. Бобиным [25] для Олекмо-Коларского района. На ней были отображены архейские образования, эозойские отложения (удоканская свита Е. В. Павловского), юрские угленосные отложения и послеюрские интрузии щелочных пород и фельдшпатолитов. Для восточных районов территории Д. С. Коржинским [207] было доказано монопольное распространение кристаллических комплексов. Среди них были выделены три архейские серии (иенгрская, чарнокитовая и джелтулинская), для которых прогнозировалась промышленная флогопитоносность, что и подтвердилось в 1935 г. Ю. К. Дзевановским (находки слюды в долине Куранаха). Эти серии противопоставлялись более молодым «становым» гранитогнейсам и золотоносным зеленосланцевым диафторитам тектонического происхождения (гнейсоиды).

Важную роль для активизации работ сыграло открытие В. И. Отнюковым капельной нефти и твердых битумов в бассейне Толбы и, конечно, золота по руч. Незаметный (ныне город Алдан), так как ранее выявленные россыпи Верхнего Тимптона были значительно беднее.

После работ Ю. А. Билибина, открывшего коренные золотые месторождения и доказавшего, в затяжном споре со многими специалистами, молодой возраст оруденения и его генетическую связь со сложными щелочными комплексами [22], во многих районах территории были обнаружены такие же интрузии.

В. А. Обручев выделяет в это время в западных районах (бассейны Патома и Жуи) нижнепротерозойскую метаморфическую свиту (бодайбинскую) и верхнепротерозойскую зеленомергельную свиту (жуинскую).

Геологические исследования вдоль трассы Лено-Тындинской железной дороги (А. А. Арсеньев, И. А. Ефремов, Е. В. Павловский) открывают в поле развития эозойских отложений более молодую деборенскую свиту карбонатных пород — возможных коррелятов бодайбинской свиты, переводят гнейсоиды Д. С. Коржинского в разряд метаморфизованных отложений и устанавливают двухэтапное оледенение. Несколько позже А. А. Арсеньев дает первое стратиграфическое расчленение архея р. Олекма [1] на ряд свит, объединенных впоследствии Н. В. Фроловой [372] в олекминскую серию.

В результате металлогенического анализа ЯАССР Ю. А. Билибин выделяет в 1937 г. [22] две металлогенические провинции: Алданскую (на Алданской плите) и Тимптоно-Олекминскую (в области Становика).

В результате этих работ на достаточно долгие годы (практически до настоящего времени) в сознании геологов закрепилось понятие Алданской плиты (с 1950 г. — щита, как обнаженной части фундамента Сибирской платформы) в границах между хр. Становой на юге и осадочными отложениями протерозоя к западу от р. Олекма. Не менее принципиальной оказалась оценка геотектонической природы Вилюйской впадины и подстилающих ее складчатых образований. Большинство исследователей этих лет (1918—1937 гг.) были склонны отделять Алданскую плиту от соседних платформенных областей («Алдано-Витимский кристаллический массив» — по А. А. Архангельскому или «Амурия» — по И. Грабау).

Эта проблема оставалась актуальной долгие годы, пока большинство исследователей не пришли к заключению об авлакогеновой природе подъюрского основания Вилюйской впадины (синеклизы). При этом В. Л. Масайтис [247] считает погребенный авлакоген девонским, Ю. И. Косыгин и др. [94, 273] — рифейским.

В связи с реализацией планов 1937—1939 гг. по обследованию территорий, прилегающих к БАМ, были начаты специализированные геологосъемочные работы масштаба 1 : 1 000 000, растянувшиеся с 1940 г. на 16 лет. В результате для северных районов территории была разработана стратиграфическая база и произведено картирование кембро-силурийских отложений и, более того, были выделены полноценные отделы и ярусы общей стратиграфической шкалы и при этом разработки по нижнему кембрию смогли претендовать на мировое значение (Г. В. Бархатов, В. К. Бобров, А. И. Бузиков, Ф. Г. Гурари, Н. С. Зайцев, Г. Ю. Лагздина, В. А. Луконина, Е. А. Нечаева, О. И. Никифорова, Н. В. Покровская, Е. Э. Разумовская, Н. П. Суворова, О. П. Флерова и др.). Непреходящее значение для стратиграфии имели работы Е. В. Лермонтовой 1935—1939 гг. по обоснованию фаунистических горизонтов нижнего кембрия.

Для южных районов листа О-51 удалось доказать самостоятельность станового и олекминского метаморфических комплексов, отнесенных к протерозою, предположить синийский возраст для впервые расчлененного разреза осадочных отложений Токко-Олекминского междуречья и сопоставить его с удоканской серией, обосновать мезозойский возраст гранитоидов Становика и выявить Мурунский массив щелочных пород (Ю. К. Дзевановский, В. П. Дитмар, Е. П. Миронюк и В. Г. Тарасова). В эти годы удоканская серия, в которой к тому времени были выявлены медистые песчаники, почти всеми сопоставлялась с «байкалидами» Бодайбино-Патомского района [331]. В бассейне Алдана в это время были обнаружены месторождения каменного угля, флогопита, горного хрусталя, железа, золота, платины. Е. М. Лазько и Г. П. Митич выделяют в бассейне Чуги нижнепротерозойские отложения и гранитоиды [225], Н. В. Фролова представляет новую схему стратиграфии архея, безуспешно конкурирующую с другими [158, 159, 331], а С. П. Коноплев и В. С. Дубовский выделяют в составе иенгрской серии федоровскую свиту. Начинаются углубленные исследования магматизма [156, 161, 170, 239, 357, 358, 368], метасоматизма [242—356], метаморфизма [170, 209, 358] и гидрогеологии [36].

В 1959—1960 гг. выходят из печати две геологические карты масштаба 1 : 500 000 [49, 50]. На одной из них впервые Л. И. Салоп отделяет патомскую серию верхнего протерозоя от удоканской серии нижнего протерозоя, коррелируя последнюю со становым комплексом. Существенное значение при этом имели работы В. К. Головенка [84, 85], обосновавшего наличие древних кор выветривания в основании верхнепротерозойского разреза и подтвердившего отсутствие углового несогласия на его границе с нижним кембрием.

На другой карте Ю. К. Дзевановский относит отложения, сопоставимые с удоканской серией, к синию, тем самым утверждая их принципиальное отличие от станового комплекса, не соглашаясь с отнесением последнего по предложению Г. Н. Судовикова [170] к верхнему архею. Становится очевидным, что «Алданская плита» (щит) и «область Становика» являются ничем иным, как внутренними структурами общего дорифейского фундамента Сибирской платформы, что привело к появлению нового понятия «Алдано-Становой щит» [163].

Наметившиеся противоречия в согласовании структур были разрешены в последующие годы (1960—1966 гг.) в результате массовых площадных съемок и специализированных тематических работ. Так, на геологической карте западной части Алданского щита масштаба 1 : 500 000 [59] мы уже видим практически законченную структуру геологических образований, не претерпевшую существенных изменений на протяжении всех последующих лет. Е. П. Миронюку [164] удалось вычленить из станового комплекса более древние образования (курультинская серия) с иной геотектонической природой, чем иенгрская серия, подтвердить архейский возраст станового комплекса, обосновать и откартировать разнотипные образования верхнего архея в шовных (троговых) структурах (зеленокаменные пояса — англоязычных геологов) и разномасштабных плутонах, раскрыть латеральную зональность раннепротерозойской седиментации и обнаружить нижне-среднерифейские отложения в бассейне Чары. К этому же времени относится выделение М. З. Глуховским чильчинской свиты [306], открытие Ю. А. Перфильевым ордовикских отложений Верхнекаларской впадины.

Работами З. А. Журавлевой, Вл. А. Комар, А. Ф. Петрова, В. Т. Работнова в 1958—1964 гг. обосновываются принципы выявления и корреляции рифейских и вендских отложений, и они успешно картируются во всех северных районах.

В 1965—1974 гг. была разработана ярусная шкала для кембрийских отложений Лены, Алдана и Амги (Т. Т. Журавлева, В. В. Миссаржевский, А. Ю. Розанов, Л. Н. Репина, В. Е. Савицкий, В. А. Сысоев, В. В. Хоментовский), получившая мировое признание.

Исследованиями 1970—1974 гг. были выявлены новые месторождения апатита, титана, редких металлов, золота и урана, а также существенно конкретизированы разные аспекты геологии и минерагении территории. Так, Л. И. Салопом были уточнены стратотипы нижнего архея [320] и доказана их планетарная устойчивость [321]; Л. М. Реутовым [329] установлены латеральные неоднородности разрезов раннего архея и выделена верхнеархейская амедичинская серия; А. Ф. Петров обосновывает двухэтажное строение шовных структур позднего архея и выделяет тас-миелинскую серию [309]; З. И. Петрова обосновывает дробную стратификацию федоровской свиты [311]; В. А. Рудник и Г. М. Беляев, расчленяют раннедокембрийские гранитоиды и приводят для них генетическую типизацию [339, 400]; В. А. Кудрявцев, А. И. Салаткин, Г. В. Бирюлькин ревизуют возраст отложений некоторых верхнеархейских структур [222, 223] и разрабатывают стратификацию Угуского грабена; И. М. Фрумкин [62] поддерживает взгляды В. В. Курицина по расчленению федоровской свиты на разновозрастные комплексы; В. Л. Дук устанавливает структурно-метаморфическую эволюцию раннего докембрия и показывает на схематической геологической карте ряд новых магматических и ультраметаморфических образований [175]; Т. В. Билибина [24, 58] и другие [59, 65, 90, 251, 252, 253, 275] обосновывают металлогеническое районирование территории или ее отдельных частей; Ю. К. Дзевановский и Е. П. Миронюк [164, 165] выделяют особый пермобильный режим развития земной коры в архее и устанавливают его главнейшие тектонические элементы.

Таблица 1

Абсолютный возраст раннедокембрийских образований (млн лет)

№ п.п.	Геологические подразделения, объект исследования	А	Б	В	Г
1	Верхнеалданская серия (плагиогнейсы биотит-гиперстеновые) и древнеалданский комплекс — гранитоиды гранулитовой фации	I 3570 II 1840(Д)			169, 172
2	Древнеалданский комплекс: — небулитовые сегрегации; — метагранит гиперстеновый; — гранит амфиболитовой фации; — эндербит	I 3335 (К) II 1929(К) I 2400—3300(Д) II 1947(К) 3400(Д)	2400 3000(М)		396 » 169
3	Курультинская серия: — пириболит и плагиосланец биотит-роговообманковый; — ортосланец; — плагиогнейс	I 3460 II 2200(Д)	2334 3400—3800(М)	3200(И)	» 231, 413
4	Зверевская серия, «метамагматиты»		3100		169
5	Становая серия: — плагиосланцы роговообманковые; — плагиосланцы разнотипные		2476	I 3200 II 2600(И)	292 и авт. данные
6	Ларбинская серия, биотит-гранатовый плагиогнейс	2600(Д)			16
7	Олекминская серия: — «ортогнейсы»; — сборная изохрона плагиосланцев роговообманковых	3212(Д)	3250±200		396 399
8	Древнеолекминский комплекс: — гранатсодержащий метатоналит; — поздние гранитные инъекции	I 2100—2700(Д) II 1895(К)	3700(М)		» 396
9	Борсалинская серия, железистые кварциты			2700(И) 2700(А)	290 »
10	Олондинская серия: — ортогнейс порфировидный биотит-роговообманковый; — прослои кислых вулканитов; — сборные данные по основно-средним метавулканитам; только по основным	2960(Д) (2986—3005) ±6(К)	2966 3074	2920(Т)	» 183 »
11	Сырылырская серия: — ортосланцы; — железистый кварцит			2670(А) 2700(Т)	264, авт. данные

А — уран-свинцовая цирконометрия (К — конкордантные значения, Д — дискордантные значения), КМ — комплексные измерения по ряду методов; Б — самарий-неодимиевые измерения (М — модельные значения); В — предварительные данные методами: свинец-свинцовым (И — изохронным, Т — ТИЭ цирконов), уран-свинцовым (У), рубидий-стронциевым (Р) и калий-аргоновым (А); Г — источник информации.

№ п.п.	Геологические подразделения, объект исследования	А	Б	В	Г
12	Субганская серия, ортосланцы роговообманковые		2960		169
13	Диендинская толща, «циркон вулканогенный»		2960		399
14	Федоровская серия: — плагиосланцы клинопироксен-роговообманковые; — тоналитовый гнейс; — мраморы			2245—2340(Т) 2500—2600(Т) 3000(Т) 3040(У) 3100(И)	280 » » » 191 191
15	Чульманская серия, плагиосланцы роговообманковые.		2150 2128	2430(А)	14, 109 Немчин, уст. сообщ.
16	Удоканская серия (читкандинская свита), циркон «вулканогенный» из метаалевропесчаников			2180(И)	169
17	Илинакская (олонгдинская) толща, мрамор			2417(Р)	383
18	Бытыгырская серия (ханинская свита), филлит			1950(Р)	88
19	Раннесырылырский комплекс, ортоамфиболиты		3100 3510	2100—2750(?)	395 169
20	Красногорский комплекс, ортосланцы ультраосновные		3003		317
21	Амнуннактинский комплекс: — метагаббро, метадиориты Амнуннактинского массива; — метадиориты Усть-Тунгурчаканского массива.	2950—2990(КМ) 3001(К)			399 341
22	Древнестановой комплекс: — метаплагиограниты; — птигматит; — плагиогнейсы и гнейсы биотитовые	3000(Д)		2600(Т) 2630(Р)	280 » 38
23	Бестяхский комплекс: — метаплагиограниты Усть-Олдонгсинского массива; — метадиориты Дальнинского массива; — метатоналит ранний Усть-Ханинского тела; — метатоналит поздний Верхнетоккинского тела; — метатрондьемит одного из Олондинских тел; — гнейсовидный плагиогранит долины Куранаха	2950—2999(КМ) 3018(К) 3016(К) 2862(К) 2800(Д)	2940	2810(Р)	399 393 » 396 393 » »
24	Позднесырылырский комплекс, постскладчатые метадолериты		2760—2800(М)	2740±±103(Р)	169 399

№ п.п.	Геологические подразделения, объект исследования	А	Б	В	Г
25	Ханинский комплекс, гранит			2700(Т)	402
26	Наледный комплекс: — гранит двуслюдяной; — «фельзит двуполевошпатовый»; — гранит «после рассланцевания ортогнейсов»	2738(К) 2610(Д)		2700(Т) 2700(Т)	399 155, 396 399
27	Укдускинский комплекс, метадиорит субщелочной			2600(Т)	292
28	Унгкурхейский комплекс, ортогнейс монцонитовый			2580(Т)	280
29	Чародаканский комплекс (Чародаканский массив), граниты.	2510(Д)		2650 2540(А)	399 263
30	Ханинский комплекс (Джелтуктатский массив), граниты			2510(Р) 2650(Т)	402 169
31	Кувыктинский комплекс, граниты	2505(Д)			280
32	Ранние пегматиты: — мусковитовые Темулякитского поля; — мусковит-микроклинизированные породы чарской серии; — Калаканского поля; — Тарынуряхские выходы			2540(А) 2580(Р) 2430(А) 3000(А)	263 435 » 115
33	Каларский комплекс: — анортозиты; — метанориты		1926 2940(М)	2550—2800(Р) 2350(Р)	83, 413 »
34	Ускельский комплекс: — мангериты (чарнокиты); — чарнокитизация анортозитов		1698	2660(И) 2480; 2900; 3600(Т) 1650(А) 2641(Р) 2800(Р)	» 413, 139 » » 38 » »
35	Чугино-амгинский комплекс, граниты калиевые	2487(Д)		2384(У)	399 Немчин, уст. сообщ.
36	Амутканский комплекс, лейкограниты	2410(Д)			280
37	Куранахский комплекс: — метатрахидолериты; — ортосланцы хлорит-амфиболовые; — габбро; — метагаббро		2202 2405(М)	2063(А) 2093(А)	183 » » 397
38	Унгринский комплекс, метамонцодиориты	2037(Д)			17
39	Каменковский комплекс, граниты калиевые	2062(Д)			280
40	Катугинский комплекс: — валовые пробы метасоматитов;			2014(Р)	347

№ п.п.	Геологические подразделения, объект исследования	А	Б	В	Г
	— циркон из бластомилонитов;			млрд лет: 1,91—1,93(Т);	4
	— циркон из метасоматитов;			2,5, 1,7—1,75, 1,5—1,6, 2,0—1,45(А);	4
	— приразломные метасоматиты;				»
	— пирохлор и циркон			2,1—1,87(И)	
41	Курунгюряхский комплекс:				
	— щелочные метасоматиты;			2030(Т)	408
	— сиениты Урагинского массива;			1833(А)	397
	— послеукдускинские метасоматиты;			1750(Т)	276
	— апатиты всех видов руд Укдуски			1900(И, А)	»
				1840(И)	291
42	Селигдарский комплекс:				
	— карбонатиты;			2000(А)	389
	— апатитовые руды Селигдарского массива;	1880(Д)			364
	— апатиты всех видов руд			1854(Р)	323
43	Пуричиканский комплекс:				
	— Пуричиканский массив, граниты (амфибол, циркон);			1900(Т, А)	336
	— Березовский массив (циркон из гранитов);			1890(Т)	»
	— приразломный биотитовый метасоматит Ченчинского массива (циркон);			1920(Т)	237
	— бластокатаклазит по биотитовому граниту Лонгдорского массива (циркон);			1935(Т)	237
	— Ченчинский массив, гранит порфиробластический (циркон)			1820(Т)	»
44	Кодарский комплекс (граниты):				
	— Кодарский массив;			1750—1800 (А, Т);	335
	— Каларский массив			1800 (Р), 1770 (Р, Т, А)	347 237
45	Сулуматский комплекс:				
	— долериты;			1847(А)	Авт. данные
	— долерит из зоны диафтореза			1714(А)	397
46	Чинейский комплекс, габбро-нориты (биотит, амфибол)			1750—1750(А)	62
47	Олдонгсинские метадолериты		1870		399
48	Озерный комплекс (поздние пегматиты):				
	— зоны мусковитизации по р. Сулумат;			1980(А)	263
	— пегматиты мусковитовые по р. М. Чульман;			1742(А)	»
	— пегматиты послеудоканские редкометалльно-мусковитовые			1880(А)	»

№ п.п.	Геологические подразделения, объект исследования	А	Б	В	Г
49	Мусковит и серицит из жеод и зальбандов горнохрустальных жил Алдана			1805—1846(А)	263
50	Истаннахский комплекс, пегматит мусковит-турмалиновый			1640(Т)	237
51	Ничатский комплекс:				
	— Ничатский массив, гранит (вал., Zr, Bt, Hl, Mus);			1790 (Р, Т, А)	336
	— метасоматит кварц-мусковит-полевошпатовый			1720(Т)	»
52	Позднеярогинский комплекс: — пегматит-турмалин-мусковитовый			2006(А)	14

С 1963 г. после выделения В. Л. Масайтисом в Сибири нового типа тектонических структур [246] широко разворачиваются работы по исследованию процессов тектоно-магматической активизации, в которых приняли участие Ю. Б. Буфеев, Т. В. Билибина, Н. В. Владыкин, В. М. Власов, М. З. Глуховский, Е. М. Заблоцкий, В. И. Колесников, В. С. Коген, А. Я. Кочетков, Е. П. Максимов, Е. М. Маркович, Е. П. Миронюк, Е. П. Орлова, А. Г. Угрюмов, В. И. Уютов и др. В результате были получены принципиально новые данные по магматизму, обоснованию новых геологических структур, полезным ископаемым, а также стратиграфии и угленосности мезозойских отложений [3, 23, 24, 35, 215, 217, 262, 267, 269, 271, 272, 277, 315, 360].

В 1966—1994 гг. работами И. А. Музиса, Е. И. Корнутовой, С. В. Рассказова, В. П. Солоненко, Ф. М. Ступака, Е. В. Хотиной и др. были заложены основы кайнозойской геологии [211—213, 286, 287, 328, 355, 375—379].

По своей значимости результаты геохронометрических исследований последнего десятилетия превзошли все ранее известные, но не должны никого обольщать в силу их крайне неравномерного распределения, так как преобладающая часть докембрийских геологических и палеозойско-мезозойских магматических образований территории не имеет до сих пор надежного возрастного обоснования (табл. 1).

Представленные карты согласованы по геологическим контурам большинства объектов на соседних территориях. Появление новых границ, несовпадание возрастов, равно как и другие границы металлогенических таксонов (особенно у восточной и южной рамок листа «Алдан») объясняются возросшей геологической изученностью.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

В легенде к геологической карте дочетвертичных образований реализована единая шкала возрастной последовательности геологических подразделений, независимо от их генетического содержания, что позволяет отразить историю геологического развития территории. Вместе с тем, отсутствие должных терминов затрудняет иерархизацию и грамотное ранжирование геологических подразделений, отражающих конкретную событийность в фиксируемые отрезки времени.

Принятая конструкция легенды по уровню общих подразделений является геохронологической (эон, эра, период), а на уровне региональных и местных подразделений — предметной (стратиграфической и петрографической).

Региональный уровень достаточно уверенно разрабатан для стратиграфических подразделений (система, отдел, ярус), но не имеет адекватных понятий для петрографических подразделений и, тем более, для синхронной группировки тех и других, хотя именно подобные группы геологических подразделений отражают наиболее оптимально вещественный образ геологического времени.

Местные геологические подразделения сохранены и районируются в соответствии с ареалом их распространения на соответствующих схемах-врезках в легенде (раздельно для стратиграфических и петрографических подразделений). Номер каждого ареала сопутствует описанию местного геологического подразделения как в легенде, так и в объяснительной записке. На карте выделены региогоризонты как условные подразделения докембрия, которые объединяют одновозрастные местные подразделения, относящиеся к различным палеобассейнам и не имеющие стратиграфических соотношений. Этим они отличаются от горизонтов, принятых [330] для обозначения скоррелированных и прослеженных местных подразделений цельного палеобассейна (например, Бодайбинско-Патомского и др.).

Расчленение и корреляция рифейско-кайнозойских отложений произведены в соответствии с последними рекомендательными документами [330, 332]. Соответствующие документы по магматическим образованиям [41] являются недостаточными, а по раннедокембрийским отложениям в целом не обновлялись с 60-х годов и представляют сейчас только историческую ценность [331]. Материалы 1990 г. по раннему докембрию Амурской и Читинской областей опубликованы в 1995 г. и являются неполными, так как рассматривают только два разреза на территории листа.

АРХЕЙСКИЙ АКРОН

Охватывает интервал времени почти 1 млрд лет, который соответствует начальной стадии геологической истории Земли и состоит из двух эонов: раннеархейского (>3,1 млрд лет) и позднеархейского (3,1—2,5 млрд лет).

РАННЕАРХЕЙСКИЙ ЭОН

Стратиграфические подразделения

Установлены на основании скудных радиологических данных (табл. 1), но главным образом по геологическим материалам, свидетельствующим о том, что достоверно установленные верхнеархейские образования являются более молодыми. Поскольку нет твердой убежденности в совершенстве проведенной корреляции, местные стратиграфические подразделения строго привязаны к ареалам устойчивой стратиграфической корреляции, что сохраняет за ними опорое значение, в то время как коррелятные подразделения в виде региогоризонтов следует рассматривать как подразделения, не имеющие строго аргументированного объема (табл. 2).

Курультинский региогоризонт (A_1^1) основывается на разрезах олекминского и зверевского ареалов (№ 4, 5).

Нижнекурультинская подсерия (A_1^1nk) объединяет две свиты [264] — каруракскую и иманграканскую (ареалы 5, 7). Каруракская свита (до 1000 м) — сланцы и плагиогнейсы двупироксеновые, гиперстеновые со слоями пириболитов и гранатовых плагиогнейсов (до 100 м), линзами (до 10 м) плагиоэклогитов, кварцитов (в т. ч. гранатовых и железистых) и безполевошпатовых ультраосновных сланцев (пироксеновые амфиболиты и пироксенолиты, в т. ч. оливиновые).

Иманграканская свита (до 1000 м) — плагиогнейсы гиперстеновые, двупироксеновые, биотитовые с многочисленными слоями сланцев двупироксеновых и пириболитов, а также линзами сланцев клинопироксен-роговообманковых, диопсидовых, ультраосновных, иногда плагиоэклогитов и графитоносных, плагиогнейсов.

Нижнетангракская толща (A_1^1nt) располагается в восточных районах ареала 3 [62] и состоит из плагиогнейсов и сланцев двупироксеновых, гиперстеновых, роговообманково-пироксеновых со слоями плагиоэклогитов, пириболитов, плагиогнейсов гранатовых и линзами ультраосновных сланцев и кварцитов (иногда железистых).

В западных районах этого ареала семеновская свита (A_1^1sm) при мощности около 800 м представлена плагиогнейсами гиперстеновыми, роговообманково-клинопироксеновыми при постоянном присутствии сланцев гиперстеновых, двупироксеновых и пириболитов с отдельными слоями (до 80 м) кварцитов с графитовыми гнейсами и линзами диопсидовых сланцев.

Аянская свита (A_1^1an) с неопределенной мощностью (ареал 4) состоит из плагиогнейсов и сланцев двупироксеновых, гиперстеновых с отдельными слоями пириболитов, плагиоэклогитов, гиперстен-роговообманковых сланцев и линзами ультраосновных пород. Эпизодически встречаются линзы кварцитов (в т. ч. гранатовых) и кальцифиров.

Нижнечарская свита ($A_1^1nč$) ареала 6 с неустановленной мощностью [340] состоит из сланцев и плагиогнейсов гиперстеновых, роговообманково-пироксеновых с редкими слоями пириболитов.

Нижнеиенгрский региогоризонт (A_1^2) основывается на разрезах [224, 320, 329] иенгрского и алданского ареалов (№ 1, 2) и повсеместно залегает согласно на подстилающих образованиях.

Митингская свита (A_1^2mt) при мощности до 1500 м в ареале 1 состоит из крупных слоев (до 500 м) кварцитов в количестве от

Таблица 2

Схема корреляции нижнеархейских стратиграфических подразделений

Региогоризонты	Ареалы распространения местных стратиграфических подразделений															
	Ареал 1 (Иенгрский)		Ареал 2 (Алданский)		Ареал 3 (Иенгро-Тимптонский)				Ареал 4 (Зверевский)		Ареал 7 (Предстановой)			Ареал 5 (Олекминский)	Ареал 6 (Чарский)
					Восточный район				Западный район						
	Литературные источники														
	56, 69, 148, 224, 329		54, 59, 62, 69, 70, 124—126, 129—131, 135—137, 170, 175, 224, 226, 261, 320—329, 340, 341, 362, 372, 411, 412, 426, 437, 438		56, 62, 148				56, 62, 147, 148, 417		55, 62, 69, 70, 175, 261		55, 59, 62, 69, 126, 137, 143—145, 169, 175, 186, 341		52, 62, 69, 109, 110, 126, 127, 261, 371, 418, 421, 425	52, 53, 59, 111, 112, 118, 340, 341, 408, 417
Олекмо-Становой (A_1^4)	Бугорыктинская толща		Нимнырская толща		—				—		—		Становая серия		Олекминская серия	
													Нюкжинская серия	Кушелевская свита		
														Чильгинская свита		
Верхнеиенгрский (A_1^3)	Иенгрская серия	Мулемконская свита	Верхнеалданская серия	Васильевская свита	Верхнетимптонская серия	Верхнетонгракская толща			Золотинкинская серия	Курбаликитская свита	Зверевская серия	Куртахская свита	Курультинская серия	Авикская свита	Чарская серия	Верхнечарская толща
Нижнеиенгрский (A_1^2)		Митингская свита		Курумканская свита		Среднетонгракская свита				Холодниканская свита		Хребтовая свита		Чебаркасская свита		Среднечарская свита (давочанская свита)
Курультинский (A_1^1)	—		—			Нижнетонгракская толща				Семеновская свита		Аянская свита		Имангракан-ская свита		Нижнечарская толща
														Каруракская свита		

двух до четырех, разделенных пачками пестрого состава. Кварциты содержат несколько генераций циркона и рутила (в т. ч. окатанных) и представлены такими разновидностями: мономинеральные, полевошпатовые, биотитовые, силлиманитовые, магнетитовые, графитовые. Второй снизу слой кварцитов содержит на юге ареала окурданский горизонт (до 250 м) виридиновых кварцитов (в слойках мощностью 1 см—1 м), переслаивающихся со сланцами виридин-силлиманит-кордиеритовыми, манганопироксен-плагиоклазовыми и линзами железистых кварцитов. Пачки пестрого состава (100—300 м) сложены высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами (гранат-биотит-кордиеритовыми и гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовыми и гранат-силлиманитовыми) с переменным количеством двупироксеновых сланцев и пириболитов, число которых уменьшается снизу вверх по разрезу. Постоянно присутствуют маломощные слои плагиогнейсов и гнейсов гранатовых, графитовых, а также сланцев клинопироксеновых.

Курумканская свита (A_1^2krm) в ареале 2 состоит из кварцитов, слои которых (700—50 м) маркируют границы свиты и преобладают в разрезе. Кварциты представлены довольно однообразно (мономинеральные,

биотитовые, полевошпатовые, редко железистые или медистые, а высокоглиноземистые только в восточных районах). Пачки пестрого состава (до 400 м), разделяющие кварциты, сложены гнейсами и сланцами высокоглиноземистыми, биотитовыми, гранатовыми и роговообманково-биотитовыми с многочисленными слоями переменной мощности (до 80 м) сланцев роговообманковых, двупироксеновых, роговообманково-пироксеновых, а также пириболитов.

Среднетонгракская толща (A_1^2st) распространена в восточной части ареала 3, где состоит (800 м) из плагиогнейсов и гнейсов гиперстеновых и гранатовых в чередовании с отдельными слоями (до 40 м) сланцев двупироксеновых и гиперстеновых, пириболитов с единичными слоями (до 20 м) кварцитов (иногда высокоглиноземистых), плагиогнейсов графитоносных, плагиоэклогитов (в низах разреза) с редкими линзами высокоглиноземистых гнейсов и сланцев.

Холодниканская свита (A_1^2chl) в западной части ареала 3 (до 800 м) начинается пачкой переслаивания высокоглиноземистых гнейсов и сланцев с плагиогнейсами и сланцами двупироксеновыми биотитовыми, роговообманково-пироксеновыми и слоями кварцитов, в т. ч. железистых.

Выше залегают кварциты (до 150 м), перекрытые высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами.

Хребтовая свита (A_1^2chr) ареала 4 представлена толщей (до 800 м) плагиогнейсов и гнейсов гранатовых с подчиненным количеством слоев плагиогнейсов, сланцев гиперстеновых, гиперстен-роговообманковых и двупироксеновых. Постоянно отмечаются редкие слои сланцев ультраосновных, плагиоэклогитов и совсем редко — высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (главным образом в южных районах, где их мощность достигает 100 м). Только в северных районах отмечаются линзы кварцитов.

Чебаркасская свита ($A_1^2čb$) — нижняя часть верхнекурультинской подсерии в ареале 5 представлена плагиогнейсами и гнейсами гранатовыми, биотитовыми с линзами высокоглиноземистых гнейсов и сланцев (1—10 м), расчлененных залегающей в средней части разреза пачкой плагиогнейсов и гнейсов гиперстеновых, биотитовых, двупироксеновых, роговообманково-двупироксеновых с линзами сланцев сходного состава, плагиоэклогитов, изредка кварцитов (в т. ч. гранатовых и железистых).

В восточных районах ареала 6 обнажается давочанская свита (A_1^2dv) — гнейсы, плагиогнейсы и сланцы гранатовые, силлиманитовые, биотитовые, пироксен-роговообманковые с невыдержанными по простиранию слоями кварцитов.

Среднечарская свита ($A_1^2sč$) западной части ареала 6 — сланцы, плагиогнейсы и гнейсы пироксен-роговообманковые, биотитовые и гиперстеновые со слоями кварцитов, в т. ч. железистых (до 600 м).

Верхнеиенгрский региогоризонт (A_1^3) повсеместно залегает на подстилающих образованиях согласно [62, 67, 162, 175, 224, 226, 264, 320, 362, 373].

Мулемконская подсерия (A_1^3ml) в ареале 1 имеет переменную мощность (800—1200 м) и представлена чередованием слоев (5—80 м) гнейсов и сланцев высокоглиноземистых, плагиогнейсов и гнейсов гранатовых, биотитовых, гиперстеновых, редко двупироксеновых и графитовых, кварцитов и сланцев двупироксеновых, гиперстеновых, пироксен-роговообманковых, редко пириболитов и плагиоэклогитов. В средней и верхней частях разреза, среди сланцев и плагиогнейсов со слоями кварцитов, содержатся пачки до 20 м, состоящие из роговообманково-клинопироксеновых и диопсидовых сланцев с кальцифирами.

Васильевская свита (A_1^3vs) ареала 2 имеет переменную мощность (800—1500 м) и представлена гнейсами и сланцами высокоглиноземистыми, биотитовыми, гиперстеновыми с переменным количеством плагиосланцев двупироксеновых, роговообманково-гиперстеновых (часто магнетитсодержащих) при постоянном присутствии слоев (до 30 м) кварцитов (в т. ч. высокоглиноземистых, биотитовых, гранатовых), плагиогнейсов гранатовых, пириболитов, кальцифиров, диопсидовых сланцев и гнейсов, изредка графитоносных плагиогнейсов и кварцитов. Крайне редко отмечаются корундсодержащие сланцы и ультраосновные породы. Сланцы концентрируются в верхней части разреза, кальцифиры и диопсидовые сланцы (максимовский горизонт мощностью до 40 м) — в средней, хотя имеются указания о приуроченности этого горизонта к низам разреза.

Верхнетангракская толща (A_1^3vt) выделяется в восточных районах ареала 3, где представлена (до 1500 м) сланцами и плагиогнейсами роговообманково-гиперстеновыми, биотитовыми, двупироксеновыми со слоями плагиогнейсов гранатовых сланцев и плагиогнейсов клинопироксен-

роговообманковых, редко пириболитов, плагиоэклогитов, графитоносных плагиогнейсов и сланцев.

В западной части того же ареала выделяется курбаликитская свита (A_1^3kb), представленная плагиогнейсами и сланцами биотитовыми, клинопироксен-роговообманковыми со слоями плагиогнейсов гранатовых, двупироксеновых, редко гнейсов высокоглиноземистых и пириболитов (общая мощность не менее 1000 м).

Куртахская свита (A_1^3krt) в ареале 4 имеет мощность до 1500 м и представлена плагиогнейсами, гнейсами и сланцами биотитовыми, гиперстеновыми, клинопироксен-роговообманковыми и роговообманковыми с отдельными слоями плагиогнейсов гранатовых, пириболитов и линзами клинопироксеновых сланцев.

Авикская свита (A_1^3av) ареалов 5 и 7 состоит из плагиогнейсов гиперстеновых, иногда биотитовых, биотит-роговообманковых, содержащих многочисленные слои сланцев гиперстен-роговообманковых, клинопироксен-роговообманковых, роговообманковых, пириболитов, реже кварцитов (в т. ч. железистых), плагиогнейсов гранатовых, силлиманитовых и клинопироксен-роговообманковых с линзами сланцев диопсидовых, сфен-диопсидовых, гнейсов диопсидовых и двупироксеновых, редко амфиболитов. Мощность свиты до 1500 м.

Верхнечарская толща ($A_1^3vč$) ареала 6 имеет мощность несколько сот метров и представлена плагиогнейсами, гнейсами, иногда сланцами клинопироксен-роговообманковыми, роговообманковыми, биотитовыми, гиперстеновыми, с редкими слоями сланцев двупироксеновых.

Олекмо-Становой региогоризонт (A_1^4) представлен крупными сериями пород с плохо откартированными свитами и спорными соотношениями с более древними образованиями [59, 64, 70, 81, 82, 159, 107, 169, 173, 175, 200, 220, 261, 265, 281, 289, 302, 303, 326, 373, 388].

Олекминская серия (A_1^4ol) ареала 5 залегает с видимым согласием на авикской свите, имеет мощность 1500—3000 м и сложена плагиогнейсами и сланцами биотит-роговообманковыми, биотитовыми с отдельными слоями плагиогнейсов клинопироксен-роговообманковых, амфиболитов (иногда клинопироксеновых, редко гранатовых), плагиогнейсов гранатовых, линзами гнейсов сфен-салитовых, апатит-сфен-салитовых, диопсидовых, а также гнейсов и сланцев силлиманитовых, кальцифиров.

В ареале 3 вместо иликанской серии [55, 56] выделяются две серии — нюкжинская и становая, ввиду отсутствия между всеми названными подразделениями стратиграфических соотношений.

Нюкжинская серия (A_1^4nk) общей мощностью до 2000 м представлена плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми, роговообманковыми со слоями сланцев роговообманковых и гранатовых плагиогнейсов. В долине Нюкжи расчленяется на две свиты.

Чильчинская свита ($A_1^4čl$), выделенная М. З. Глуховским, залегает с видимым согласием на авикской свите и в зоне непосредственного сочленения сильно тектонизирована. Представлена (800—1000 м) плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми, очень меланократовыми (иногда с роговой обманкой). Среди них постоянно присутствуют слои (до 10 м) таких же пород, но содержащих дополнительно фибролит, гранат или апатит. Повсеместно незакономерно распространены сланцы роговообманковые.

Кушелевская свита в составе двух подсвит залегает на чильчинской согласно. Нижнекушелевская подсвита ($A_1^4k^1$) — сланцы, плагиогнейсы, редко гнейсы роговообманковые (иногда с гранатом) и отдельные

слои (до 50 м) плагиогнейсов биотитовых, редко гранатовых (800—900 м). Верхнекушелевская подсвита ($A_1^4k^2$) — сланцы и плагиогнейсы роговообманковые (иногда с гранатом) и биотитовые, внизу со слоями (до 5 м) гнейсов силлиманитовых, гранатовых и кварцитов, а вверху со слоями (до 6 м) гнейсов гранатовых, сланцев гранат-амфиболовых, гранат-двуамфиболовых, амфиболитов и железистых кварцитов.

Становая серия (A_1^1st) давно расчленяется на ряд свит [258], из которых на территории присутствуют только две нижние (всего 1500—1700 м). Это плагиогнейсы и гнейсы биотитовые и биотит-роговообманковые (иногда с гранатом или эпидотом) с многочисленными слоями сланцев роговообманковых, реже клинопироксен-роговообманковых и редкими линзами кварцитов (в т. ч. железистых), гнейсов кианитовых.

Нимнырская толща (A_1^4nm) ареала 2 выделяется в верховьях Большого Нимныра, где не имеет соотношений с васильевской свитой верхнеалданской серии, что оспаривается рядом геологов. При мощности около 1000 м сложена плагиогнейсами и гнейсами, редко сланцами, биотитовыми, иногда гиперстеновыми с многочисленными слоями графитовых гнейсов. Эпизодически встречаются слои плагиогнейсов и сланцев гранатовых, кордиеритовых и двупироксеновых, а на востоке ареала — кварцитов (в т. ч. графитовых). Условно к ней отнесена не выделенная на карте бугорыктинская толща ареала 1 [329], которая залегает на мулемконской свите иенгрской серии с видимым согласием и имеет мощность не менее 1000 м. Состоит из гнейсов и плагиогнейсов биотитовых, биотит-роговообманковых, клинопироксен-роговообманковых, гиперстеновых со слоями плагиогнейсов гранатовых и сланцев роговообманковых с редкими линзами кварцитов.

Интрузивные образования

Нерасчлененные образования (σA_1) — метаморфизованные ультраосновные породы. Известны давно и картируются всеми геологами (ареалы 8, 9, 10), при слабом возрастном и генетическом обосновании их, как составная часть метаморфитов гранулитовой фации. В то же время выявлено, что существуют комплексы, которые по указанным признакам могут быть разновозрастными, так как слагают постскладчатые дайки, также метаморфизованные в гранулитовой фации, хотя и относятся к более молодому тектоническому циклу. Поэтому выделение настоящих комплексов без петротипов (как, например, давачандинского, по К. Г. Свешникову) преждевременно.

Это мелкие тела, образующие линзы, факолиты, часто будины доскладчатые или раннескладчатые. Их природа не выяснена; не исключено, что среди них имеются как плутонические, так и вулканические образования, поэтому естественно считать эту ассоциацию гетероморфной. Наиболее полно они представлены среди образований курультинской серии сланцами: оливиновыми, оливин-гиперстеновыми, двупироксеновыми и гиперстеновыми, нередко (дополнительно) с роговой обманкой. Характерные акцессорные минералы — шпинель, магнетит, хромит. Разновременные и более низкотемпературные минеральные преобразования нередко сильно изменяют первичные парагенезисы (роговая обманка вторичная, эпидот, хлорит, карбонаты, антигорит и хризотил, нередко асбестовидный).

Большинство выходов являются монопородными, однако в отдельных случаях сохранилась слабая дифференциация в виде разнопородной полосчатости. Например: перидотитовый сланец—меланопириболит; перидотитовый сланец—двупироксеновый сланец—гиперстенит; дунит-перидотитовый сланец—пириболит (в т. ч. гранатовый). Обнаруженные здесь породы относятся к гетероморфной петрохимической ассоциации дунит-перидотит-перкнитовой (пикритобазальт-коматиитовой). В иенгрской серии встречаются близкие типы пород за исключением сланцев оливиновых и оливин-гиперстеновых, поэтому здесь выделяются гетероморфная перидотит-перкнитовая (пикрито-базальтовая) ассоциация. Ультраосновные сланцы чарской серии характеризуются незначительным распространением пород группы перкнитов.

Раннеалданский комплекс (νA_1ra) — ортосланцы пироксеновые. Представлен только малыми телами конкордантными соскладчатыми и доскладчатыми, обычно принимаемыми за супракрустальные образования иенгрской серии (ареал 8). Отображенные на карте тела являются, по-видимому, только небольшой частью подобных интрузий, реальное количество и содержание которых могут впоследствии измениться. Наиболее общие признаки их отличия от парапород сходного состава были сформулированы Л. В. Травиным [437] и заключатся в массивном сложении, быстром выклинивании, кососекущих контактах и асимметричной дифференциации, чаще всего приводящей к появлению в подошве и кровле зон, отличающихся по цветному индексу от центральных частей. Обычно это плагиосланцы пироксен-роговообманковые (клинопироксен или ортопироксен), роговообманковые, а также пириболиты. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит, рутил. Относятся к натриевой, умереннощелочной петрохимческой группе, геохимически сходной со стандартными габброидами.

Раннекурультинский комплекс (νA_1rk) — ортосланцы пироксеновые. Выделяются в бассейне Чары, Олекмы и Тимптона (ареалы 9, 8). По условиям залегания сходны с интрузиями раннеалданского комплекса, но здесь преобладают плагиосланцы двупироксеновые, среди которых постоянно встречаются меланократовые (в т. ч. роговообманково- и гранатсодержащие) и крайне редко ультраосновные сланцы. Вариации коэффициента железистости для пород раннекурультинского комплекса (50—75) иные, чем для пород раннеалданского комплекса (60—70), петрохимическая группа та же самая. Обоснование возраста обоих комплексов основывается на их приуроченности к ассоциации самого раннего тектоно-метаморфического цикла.

Карьерный комплекс (νA_1kr) — ортосланцы пироксеновые, метаанортозиты. Установлен в единичных интрузиях в восточной части территории (ареал 8). Это мелкие раннескладчатые интрузии, метаморфизованные в гранулитовой фации с труднораспознаваемыми первичными контактами, которые испытали высокотемпературные ретроградные преобразования (этим ограничиваются данные об их возрасте). Помимо пластовой дифференциации, нарушаемой редкими скиалитами, а возможно и реститами метаморфических пород, обладает приконтактовой грубой полосчатостью, наложенной на первичную. Обнаружены две ассоциации: первая — ортосланцы двупироксеновые, иногда гиперстеновые с пириболитами, в т. ч. лейкократовыми, метаанортозитами и редковкрапленниковыми ортосланцами со слойками ильменитовыми и магнетит-ильменитовыми; вторая — ортосланцы двупироксеновые (иногда клинопироксеновые) роговообманковые с пириболитами, амфиболитами, (в т. ч. гранатовыми) и метаанортозитами (в т. ч. гранатовыми), которые сопровождаются метаанортозитами в жильной форме. Обе ассоциации имеют надкларковое содержание титана, ванадия, скандия, иногда хрома и относятся к натриевой умереннощелочной петрохимической группе с высокоглиноземистыми разновидностями.

Древнеалданский комплекс ($c\gamma A_1da$) — гнейсовидные эндербиты, чарнокиты. Образуют труднокартируемую мигматит-гранитовую ассоциацию соскладчатого характера, не имеющую (по собранным материалам) на всем пространстве выходов пород гранулитовой фации локальных отличий друг от друга (ареал 8, 9). Поэтому все многочисленные местные подразделения объединены под этим названием.

Уверенно картируются лишь значительно гомогенизированные выходы усредненных по всем петрографическим разновидностям пород, которые, как правило, наследуют состав вмещающих метаморфических образований. Наиболее хорошо известны эндербиты, среди которых почти постоянно присутствуют чарнокиты, а также тоналиты, плагиограниты, гранодиориты и монцограниты биотитовые, роговообманково-пироксеновые, гранатовые, кордиерит-силлиманитовые. В акцессорных парагенезисах преобладает ильменит.

В комплексе господствуют породы натриевой низкощелочной петрохимической группы при постоянном присутствии калиево-натриевых умереннощелочных пород. Почти постоянно в породах комплекса наблюдаются следы последующих преобразований, устанавливаемых как по геологическим, так и по минеральным признакам. Возраст комплекса определяется по радиологическим данным (табл. 1).

Древнеолекминский комплекс ($\rho\gamma A_1do$) — гнейсовидные плагиограниты, граниты. Под этим названием объединены наиболее ранние мигматиты и конформно-конкордантные соскладчатые тела с различной степенью гомогенности, встречающиеся повсеместно среди раннеархейских пород амфиболитовой фации метаморфизма (ареал 9).

При всем однообразии облика пород в этом комплексе можно выделить плагиограниты, тоналиты, граниты, реже кварцевые диориты биотитовые и биотит-роговообманковые, которые сопровождаются пегматитами, а иногда метасоматическими прожилками, как правило, полевошпатовыми. Породы относятся к низкощелочным и умереннощелочным образованиям натриевой, реже калиево-натриевой петрохимической группы. Возраст комплекса определяется по радиологическим данным.

Древнестановой комплекс ($\rho\gamma A_1ds$) — гнейсовидные плагиограниты и граниты. Выделен в южной части территории (ареал 10) и подобен во многом древнеолекминскому комплексу. Как и все соскладчатые гранитоидные комплексы мигматитового типа, размещенные в ареалах регионального метаморфизма амфиболитовой фации, имеет многостадийную схему формирования: от лейкосомы ранних мигматитов и многократных инъекционных жил до гетерогенных тел с множеством сиалитов (теневые мигматиты) и гомогенных однородных образований. Картируемая ассоциация только при мелкомасштабных исследованиях может считаться синхронной, что будет явно неправильно при детальном картировании.

ПОЗДНЕАРХЕЙСКИЙ ЭОН

В интервале времени 3,0—2,5 млрд лет (±100 млн лет) сформировалась сложная политипная эонотема, представленная сейчас сильно- и обычно зональнометаморфизованными образованиями, в определенной степени мигматизированными, а также разнообразная группа других кристаллических комплексов магматического, ультраметаморфического и метасоматического происхождения, в той или иной степени перекристаллизованных.

На территории листа выделяются стратиграфические подразделения верхнего архея, наиболее хорошо изученные в азиатской части России, и поэтому многие нерешенные здесь проблемы косвенно могут отражать общее современное состояние изученности раннего докембрия всей этой территории в целом.

Верхнеархейская эонотема выявлена во многих мелких изолированных структурах и обладает чертами определенной латеральной зональности при спорности многих геологических и стратиграфических характеристик в каждом из конкретных выходов. При этих условиях лучше воздержаться от чрезмерной генерализации и неуверенной корреляции стратиграфических подразделений. Этим и вызвано большое количество местных стратиграфических подразделений, в определенной степени отягощающих легенду, но зато четко определяющих несовершенство нашего знания о возрасте большинства из них.

По степени аргументации наиболее надежным стратотипом является олондинская серия, менее надежным борсалинская и федоровская серии. Стратотип нижней границы эонотемы нигде не обнаружен, и до сих пор мы не знаем ее верхних частей, ибо известный возраст супракрустальных образований доказывает только присутствие на территории листа нижней части верхнеархейской эонотемы (табл. 2). Тем не менее условно по структурно-вещественным характеристикам мы выделяем в эонотеме нижнюю и верхнюю части, а поскольку это совпадает с разделением интрузивных образований, можно структуризовать геологическую карту на основе только относительного возраста местных стратиграфических подразделений. Поэтому все геологические подразделения этого эона условно отнесены к двум временным интервалам — начальному и завершающему с уровнем раздела в 2,7 млрд лет (±100 млн лет).

НАЧАЛЬНЫЙ ИНТЕРВАЛ ПОЗДНЕГО АРХЕЯ

Стратиграфические подразделения

Олондинская серия (A_2^1ol) выделена в 1964 г. (ареал 1). Была отнесена М. З. Глуховским к нижнему протерозою (удоканская серия), а Е. П. Миронюком — к верхнему архею (борсалинская серия). Возрастное обоснование было произведено Г. Н. Друговой и др. [169, 171, 182, 393].

Сводный разрез серии состоит из трех толщ (около 500 м каждая). Нижняя и средняя тяготеют к бортам структуры, причем нижняя только к ее восточному борту, а верхняя занимает всю центральную часть. Нижняя представлена сланцами (в слоях мощностью до десятков метров) хлорит-амфиболовыми, карбонатно-амфиболовыми, хлорит-карбонатно-амфиболовыми, которые чередуются с менее мощными слоями плагиосланцев роговообманковых, хлорит-амфиболовых с редкими прослоями кварцитов, магнетитовых кварцитов и сланцев кварц-плагиоклаз-роговообманковых и гранат-куммингтонитовых. В амфиболовых сланцах наблюдаются реликты текстур, подушечных лав и туфов.

Средняя толща состоит преимущественно из сланцев (реже плагиогнейсов) плагиоклаз-роговообманковых, хлорит-плагиоклаз-роговообманковых и амфиболитов, в т. ч. гранатовых. Постоянно присутствуют слои сланцев, хлорит-амфиболовых, железистых кварцитов, гранатитов, сланцев кварц-куммингтонит-магнетитовых, гранат-куммингтонитовых и гранат-двуамфиболовых. Наблюдаются в сланцах этого типа реликты порфировых структур, лав, туфов. Эти породы то незакономерно, то в устойчивых

по простиранию пачках (мощностью до 300 м) иногда переслаиваются (слои до 5 м) со сланцами (плагиогнейсами) пестрого состава: биотитовыми (в т. ч. с хлоритом), биотит-гранатовыми (в т. ч. с хлоритом), гранат-ставролитовыми (в т. ч. с хлоритом и биотитом), двуслюдяными (в т. ч. с гранатом, хлоритом и гранатом или ставролитом, ставролитом и кордиеритом), биотит-гранат-жедритовыми, хлорит-биотит-жедрит-ставролитовыми (в т. ч. с гранатом, кордиеритом). Реже наблюдаются гнейсы двуслюдяные и биотит-силлиманитовые, сланцы и плагиогнейсы двуслюдяно-силлиманитовые, хлорит-гранат-ставролит-андалузит-силлиманитовые, биотит-гранат-ставролит-кордиерит-силлиманитовые, а также сланцы двуслюдяно-ставролит-кордиеритовые, двуамфибол-кордиеритовые, мусковит-ортоамфиболовые, жедритовые (с кордиеритом, двумя амфиболами, ставролитом) и биотит-жедритовые (с гранатом, биотитом и кордиеритом).

Верхняя толща — это плагиогнейсы и сланцы биотитовые, биотит-роговообманковые и двуслюдяные (иногда с гранатом, эпидотом, хлоритом, редко с карбонатами) с реликтами ритмического строения. Известны пачки из слоев (1—10 м) сланцев пестрого состава (гранатовых, биотит-ставролит-гранатовых, двуслюдяно-гранат-ставролитовых и биотит-жедрит-кордиеритовых), залегающие среди сланцев плагиоклаз-роговообманковых или карбонатно-хлоритовых.

Серия испытала зональный метаморфизм с предельными термодинамическими параметрами: T = 500—620 °C, p = 3,5—4,5 кбар [169, 317]. Есть указания Г. М. Друговой о том, что метаморфизм осуществлялся в два этапа: сначала при T = 500 °C, затем при T = 570 °C. Вулканиты олондинской серии относятся к двум петрохимическим ассоциациям: ранней коматиит-толеитовой (коматииты перидотитовые и пироксенитовые, иногда хромистые) и поздней пикрит-базальт-андезит-риодацитовой, в которой крайние члены не образуют прямой последовательности (при этом пикритоиды, включая базальтовые коматииты, относятся к двум типам — магнетитовому и ильменитовому).

Борсалинская серия (A_2^1br) выделена Е. П. Миронюком в 1961 г. в бассейне Олекмы и в 1964 г. в бассейне Чары и Калара. Учитывая рудоконтролирующее значение этой серии, рассмотрим ее строение раздельно по означенным районам.

В Олекминском районе (ареал 2) повсеместно распространена только нижняя темулякитская свита (до 2900 м), которая состоит из двух пачек. Нижняя (1500 м) — сланцы плагиоклаз-роговообманковые (в т. ч. с клинопироксенами) и плагиогнейсы биотитовые с реликтами магматических структур в слабодифференцированных слоях (мощностью до 100 м). Среди них постоянно присутствуют плагиогнейсы роговообманковые (иногда с биотитом, гранатом), гранат-биотитовые (иногда с эпидотом), реже двуслюдяные с линзами гнейсов биотит-силлиманитовых, сланцев биотит-силлиманит-кварцевых, кварцитов (слюдистых, мономинеральных, магнетитовых), амфиболитов, плагиоамфиболитов (иногда с гранатом). Дополнительно в бассейне Темулякита обнаружены сланцы двуамфиболовые, а в бассейне Бестяха — кварциты роговообманковые и сланцы диопсид-роговообманковые. Строение пачки от слабонаправленного регрессивного до груборитмичного.

Верхняя пачка (до 700 м) начинается с пласта рудных полосчатых кварцитов (преимущественно магнетитовых, с редкими пропластками гематитовых) и венчается пачками пестрого состава: магнетитовых кварцитов и амфиболовых сланцев, магнетитовых кварцитов и плагиогнейсов, кварцитов и биотит-гранатовых гнейсов, амфиболовых сланцев и биотитовых плагиогнейсов. Эпизодически встречаются слои гнейсов и сланцев силлиманит-биотитовых, сланцев клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых, биотит-гранат-роговообманковых, плагиогнейсов кордиерит-биотитовых, ставролит-биотитовых и эпидот-биотит-гранат-роговообманковых, двуслюдяно-силлиманитовых, гранат-биотит-жедритовых.

В верхней части разреза установлены линзы сланцев диопсид-плагиоклазовых и гнейсов диопсидовых. Кварциты этой пачки (пласты до 75 м) — магнетитовые, иногда мономинеральные, биотит-гранатовые, силлиманитовые, редко роговообманковые и апатитовые. Строение пачки ритмичное (2—3 ритма первого порядка), причем продуктивные пласты тяготеют к пачкам с двухритмовым строением. Внутреннее строение (150—180 м) ритмов асимметричное, реже симметричное по общей кремнекислотности.

Тяньская свита известна только в бассейне Тяни, где сложена плагиогнейсами, гнейсами и сланцами двуслюдяными, биотитовыми (иногда с гранатом), биотит-роговообманковыми. Среди этих пород наблюдаются графитсодержащие разности, а также единичные слои (до 10 м) сланцев плагиоклаз-роговообманковых и кварцитов мономинеральных и магнетитовых (до 5 м). Строение свиты средне- и мелкоритмичное, слабоконтрастное. Серия метаморфизована здесь в условиях, граничных кианит-силлиманитовой и андалузит-силлиманитовой фациальным сериям (T = 590—640 °C, p = 5,1—5,3 кбар). Дометаморфические вулканиты серии соответствуют толеит-риодацитовой петрохимической ассоциации с гомодромным ростом железистости.

В Чарском районе (ареал 3) борсалинская серия состоит из четырех пачек. Первая пачка (до 1000 м) — плагиосланцы роговообманковые, кварц-роговообманковые, плагиогнейсы роговообманковые, биотит-роговообманковые, реже биотитовые. Плагиогнейсы с различной степенью меланократовости, часто мелкозернистые, иногда бластопорфировые. Невыдержанные по простиранию слои (5—8 м) сланцев роговообманково-плагиоклазовых, гранат-плагиоклазовых, реже плагиоклаз-двуамфиболовых, клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых, силлиманит-гранат-кордиеритовых, а также серпентинитов и амфиболитов (5—8 м). Повсеместно много плагиогнейсов двуслюдяных. Структура пачки либо груборитмичная, либо однородная с антидромным уклоном.

Вторая пачка сложена кварцитами железистыми и безрудными, а также плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми и роговообманково-биотитовыми (иногда с эпидотом), сланцами кварц-двуслюдяными, плагиоклаз-кварц-биотитовыми, кварц-полевошпат-двуслюдяными и плагиоклаз-роговообманковыми. Все они группируются в подпачки: две рудные железисто-кварцитовые (до 350 м), которые начинают и венчают разрез пачки, а также две межрудные (800 и 500 м). Межрудные состоят в нижней пачке из переслаивания сланцев и гнейсов амфиболовых, в верхней — из сланцев амфиболовых. Эти части разреза иногда по простиранию замещают друг друга.

Среди главных типов пород существуют многочисленные разновидности, определяемые дополнительными минералами: для рудных кварцитов — амфиболами, гранатами (альмандин, спессартин, андрадит), биотит, турмалин, реже апатит, клинопироксен, феррогиперстен, карбонаты, золото; для безрудных кварцитов — слюды, силлиманит, турмалин; для плагиоклаз-роговообманковых сланцев — эпидоты, куммингтониты, реже грюнериты, жедриты и альмандины. Постоянно присутствуют тонкие слои (до 1,5 м) сланцев кварц-силлиманит-магнетитовых, двуслюдяных, силлиманитовых, кордиеритовых, андалузитовых, ставролитовых, реже турмалин-кварц-двуслюдяных, гранат-амфибол-кварцевых, гранат-двуслюдяно-плагиоклазовых. Изредка встречаются линзы серпентинитов (в т. ч. хромит- или ильменитсодержащих), сланцев шпинель-роговообманково-

кордиерит-двупироксеновых, графит-кварц-куммингтонитовых, турмалин-кварц-полевошпатовых, жедрит-куммингтонитовых, андалузит-силлиманит-плагиоклаз-кварцевых, кордиерит-андалузит-гранатовых, кордиерит-ставролит-гранатовых, кианит-плагиоклаз-кварцевых.

Третья пачка (до 1000 м) — плагиогнейсы биотитовые, роговообманково-биотитовые, реже двуслюдяные (часто с гранатом и эпидотом). Эпизодически встречаются сланцы плагиоклаз-роговообманковые, двуслюдяно-кварцевые, гнейсы эпидот-биотит-графитовые, а также линзы полосчатых рудных кварцитов и сланцев двуслюдяно-кварц-плагиоклазовых, диопсидовых.

Четвертая пачка (до 500 м) — сланцы, гнейсы и плагиогнейсы (двуслюдяные, биотитовые, эпидот-биотитовые).

Метаморфизм серии осуществлялся в широком диапазоне температур (T = 500—700 °C). Давление определяется менее уверенно — в пределах 3—6 кбар [80, 86, 169]. Здесь в составе серии выделяются вулканиты, пикрит-толеит-риодацитовой петрохимической ассоциации, где базальтоиды в отдельных зонах представлены либо феннеритами, либо ферротолеитами, а также коматиитами.

Фрагмент сходного разреза выявлен среди полимигматитов в Хани-Эвонакитской зоне, а также в изолированной тектонической структуре в бассейне Итчиляка (ареал 3). В последнем случае это отчетливо ритмичная двучленная толща: плагиосланцы роговообманковые со следами кварцитов, сланцев двуслюдяных и кианитовых, андалузитовых, перекрытые плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми. Редуцированный тип разреза борсалинской серии характеризует Торачанскую структуру того же ареала [264].

Отдельный выход возможных аналогов борсалинской серии выделен Е. П. Миронюком в 1951—1965 гг. в Калакан-Имангрском регионе (ареал 12). С. П. Кориковским и В. С. Федоровским они рассматривались [209] как яркий пример единой протерозойской метаморфической зональности в породах удоканского и станового геокомплексов, а И. А. Томбасовым — как раннепротерозойские метасоматиты [435]. Предполагается, что здесь в западной зоне ареала вскрыты нижние части разреза, тождественные рассмотренному типу разреза Олекминского района, а в восточной (имангрской) зоне — более верхние, изученные З. П. Козак в 1990 г. Для последних (мощностью до 800 м) устанавливается переслаивание гнейсов и сланцев двуслюдяных, биотитовых (иногда с силлиманитом, ставролитом, кианитом, графитом, эпидотом, цоизитом) с метапесчаниками, плагиосланцами роговообманковыми, двуамфиболовыми, кварцитами (в т. ч. гематит-магнетитовыми, мраморами, содержащими линзы сланцев слюдяно-кварцевых, клиноцоизит-биотитовых, мусковит-фибролитовых и биотит-плагиоклаз-кварцевых (иногда с гранатом, графитом, апатитом).

Возраст серии определяется по радиологическим данным (табл. 1) и наложению синхронного метаморфизма на гранулитовые образования раннего архея.

Верхненечерская толща (A_2^1vr) выделяется у западной рамки листа, где особый характер строения метаморфических пород позволяет относить их к нижнепротерозойским образованиям [111, 441]. Толща повсеместно имеет мигматитовые границы с раннеархейскими образованиями и насыщена большим количеством мелких интрузий габброидов дометаморфических. Это в основном плагиогнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, среди которых в разных частях залегают слои (10—100 м) сланцев плагиоклаз-роговообманковых (иногда с эпидотом, гранатом, биотитом). Незакономерно в разных местах распространения этой толщи

встречаются пачки переслаивания следующих пород: мраморов и биотитовых плагиогнейсов; биотитовых гнейсов и графитовых сланцев (иногда с кордиеритом, силлиманитом); магнетитовых кварцитов, сланцев и плагиогнейсов роговообманковых; плагиогнейсов биотитовых, гранатовых, графитовых, ставролитовых; кварцитов, сланцев и гнейсов силлиманитовых, двуслюдяно-гранатовых; гнейсов и сланцев гранатовых, кианит-гранат-ставролит-мусковитовых; плагиогнейсов биотит-эпидот-гранатовых и сланцев апатит-эпидот-гранат-плагиоклаз-роговообманковых. С. П. Кориковским установлено, что метаморфизм этой толщи соответствовал амфиболитовой фации кианит-силлиманитовой фациальной серии, что позволило ему параллелизовать эти образования с нижнепротерозойскими породами патомской серии. С другой стороны, им же показано, что верхненечерская толща по типу метаморфизма резко отличается от нижнепротерозойского в отложениях удоканской надсерии [210]. Возраст толщи неизвестен.

Сырылырская серия (A_2^1sr) выделена Е. П. Миронюком в 1970 г. из комплекса осадочных отложений, ошибочно относившихся к протерозою [51]. Серия имеет тектонические контакты с окружающими комплексами и состоит из четырех свит (ареал 5).

Болбуктинская свита (до 350 м) — сланцы плагиоклаз-роговообманковые, часто кварц-эпидотсодержащие (редко с биотитом, гранатом, куммингтонитом, клинопироксеном. Отдельные слои амфиболитов, сланцев, гранат-двуамфибол-плагиоклазовых, двуслюдяных, кварцево-двуслюдяных, куммингтонитовых, редко кварцитов, в т. ч. железистых полосчатых (до 10 м). Строение от скрыторитмичного однородного до слаборитмичного при повышенном содержании метаосадочных пород.

Сидоркинская свита (до 600 м) — сланцы кварцсодержащие, редко гнейсы, плагиогнейсы двуслюдяные, биотитовые и мусковитовые (иногда с хлоритом). Постоянно присутствуют слои кварцитов (мономинеральных, слюдяных, полевошпатовых, кианитовых куммингтонитовых), в т. ч. фосфороносных, а также сланцев гранат-слюдяных с линзами ставролит-слюдянокварцевых, плагиоклаз-роговообманковых, плагиоклаз-кварц-силлиманитовых. Структура разноритмичная с неясновыраженными тремя ритмами, границей которых являются слои кварцитов (до 10 м).

Тумуллурская свита (до 800 м) — сланцы и гнейсы двуслюдяные (с гранатом, ставролитом, силлиманитом, кианитом и кордиеритом с силлиманитом), гранат-ставролит-кордиеритовые, кианит-ставролитовые, гранат-биотит-кианит-силлиманит-мусковит-кварцевые. Постоянно наблюдаются слои сланцев с графитом (минерала до 12 %). Обнаружены линзы гранатитов, кварцито-сланцев марганценосных, плагиогнейсов (иногда многокварцевых) гранат-кордиерит-ставролит-двуслюдяных, мусковит-кордиеритовых, гранат-двуслюдяно-силлиманитовых, а также кварцитов и сланцев плагиоклаз-диопсид-амфиболовых, кварц-гранат-жедрит-биотит-плагиоклазовых, плагиоклаз-кварц-силлиманитовых, гранат-эпидот-цоизитовых, гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовых (иногда с кианитом) и турмалин-слюдяно-кварцевых. Структура свиты разнопорядково-ритмичная, слаботрансгрессивная.

Устьевая свита (до 300 м) является единственной из всех свит серии, не имеющей нормальных стратиграфических соотношений с остальными. Сложена доломитовыми мраморами и кальцифирами (слои до 100 м) тремолитовыми, диопсидовыми и амфиболовыми с желваками, линзами и прослоями кварцсодержащих пород (с тремолитом, диопсидом, амфиболом), а вверху и кварцитов (мономинеральных, полевошпатовых, слюдистых, цоизитовых, амфиболовых). Постоянно присутствуют слои и линзы сланцев, реже гнейсов двуслюдяных и биотитовых, а также сланцев кварц-гранат-

двуслюдяных, андалузит-двуслюдяно-кварцевых и гранат-ставролит-двуслюдяно-андалузит-силлиманит-кварцевых. Наблюдаются реликты слоистости прибрежно-морского и аллювиального типов. Структура свиты крупно-тонкоритмичная и на разных участках ареала изменяется от трансгрессивно-однонаправленной до трансгрессивно-регрессивной из двух-четырех циклитов.

Тунгурчинская толща (A_2^1tn) залегает в изолированной тектонической структуре и не имеет стратиграфических соотношений с окружающими породами. Поэтому ее корреляция с разрезом сырылырской серии условная — как самостоятельной верхней части архея. Состоит из двух пачек: нижняя (до 70 м) — переслаивание мраморов, сланцев и кварцитов; верхняя (до 700 м) — мелкозернистые гнейсы и плагиогнейсы биотитовые, роговообманково-биотитовые, часто с карбонатами, иногда со слюдами, гранатами, хлоритоидами. При существенных колебаниях содержания кварца наблюдаются переходы к сланцам близкого состава. Редко присутствуют слои и линзы гнейсов двуслюдяных, сланцев двуслюдяно-кварцевых, ставролит-двуслюдяных, гранат-двуслюдяно-андалузит-кварцевых, кварц-амфибол-полевошпатовых (иногда с гранатом, эпидотом), гранат-куммингтонитовых, кварц-плагиоклаз-актинолит-хлоритовых, а также полевошпатовых кварцитов. В гнейсах отмечаются реликты косослоистых структур. Строение свиты однородное, с редкими элементами ритмики.

Термодинамические параметры метаморфизма по наблюдениям в западной части ареала изменяются с юга на север, особенно по давлению (от 6,4 до 2,5 кбар) при колебаниях температур от 510—620 до 480—500 °С. Вулканические образования низов разреза сырылырской серии относятся к двум петрохимическим ассоциациям: пикрит-базальтовой и субщелочной ферробазальт-базальтовой титаноносной. Возраст серии определяется радиологическими данными (табл. 1).

Среднекаларская толща (A_2^1srk) выделена по материалам А. Буфеева в долине Калара около устья Сакукана, где залегает среди сильно тектонизированных гранитоидов (ареал 13). Состоит из плагиогнейсов и гнейсов, реже сланцев биотитовых, иногда в переслаивании с разностями, содержащими гранат, силлиманит, графит, мусковит. Повсеместно наблюдаются слои плагиогнейсов и сланцев роговообманковых, мраморов (до 12 м), кварцитов (в т. ч. железистых). Возраст толщи неизвестен.

Субганская серия (A_2^1sb) выделена Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем в 1946 г., детализирована В. А. Одуд-Сичевым в 1983 г. Залегает в тектонической структуре и обладает условным характером разреза (ареал 6).

Очекская свита (до 600 м) — плагиосланцы роговообманковые, иногда с биотитом, с линзами сланцев двуслюдяных хлорит-биотит-плагиоклаз-роговообманковых (иногда с биотитом, эпидотом, реже клинопироксеном, скаполитом), редко хлоритовых. Строение свиты однородное, в плагиосланцах наблюдаются реликты магматических структур.

Отрадная свита (до 1000 м) — сланцы двуслюдяные, часто с хлоритом, кордиеритом, силлиманитом, андалузитом, среди которых постоянно присутствуют линзы слюдяных гнейсов, сланцев актинолит-биотитовых и плагиоклаз-амфиболовых и также метатуфов основных. Строение свиты скрыторитмичное. В средней части разреза располагается согласное тело (200—600 м) плагиоклаз-роговообманковых сланцев, которое ряд исследователей считает пластовой дометаморфической интрузией.

По петрохимическим признакам плагиоклаз-роговообманковые сланцы соответствуют андезибазальтам, лейкоандезибазальтам фосфористо-титанистым с повышенным содержанием калия. Метаморфизм серии осуществляется при T = 560 °С, p = 2,5 кбар [14]. Возраст определен по радиологическим материалам (табл. 1).

Амедичинская серия (A_2^1am) выделена Л. М. Реутовым в 1978 г., детализирована В. Л. Дуком и В. А. Одуд-Сичевым. Залегает в структуре, ограниченной тектоническими либо интрузивными границами от более древних пород (ареал 7). Состоит из трех свит.

Булгуняхтахская свита (до 900 м) — плагиосланцы и плагиогнейсы роговообманковые с многочисленными слоями плагиосланцев — диопсид-амфиболовых, кварц-биотитовых, кварц-двуамфиболовых, гнейсов биотитовых, двуслюдяных, гранат-роговообманковых, двуслюдяно-кордиерит-жедритовых с линзами гранат-двуамфиболовых гнейсов. Реже встречаются слои (1—8 м) плагиогнейсов гранат-двуслюдяных (иногда с силлиманитом или реликтами ставролита), гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовых и гранат-биотит-кордиеритовых, гнейсов двуслюдяно-кварцевых, а также слои кварцитов (иногда гематитовых), линзы мраморов.

Кыллахская свита (до 1000 м) — кварциты (до 100 м) и сланцы слюдяные, полевошпат-кварцевые, биотит-гранатовые (в т. ч. с кордиеритом), плагиогнейсы гранат-двуслюдяные (с силлиманитом, иногда кианитом), иногда встречаются графитсодержащие разности пород. Верхняя часть свиты почти чисто слюдяно-сланцевая с редкими слоями плагиосланцев роговообманковых (иногда с гранатом). Реже отмечаются гнейсы биотит-роговообманковые, гранат-биотит-силлиманитовые, плагиогнейсы двуслюдяные (иногда со ставролитом и силлиманитом). Известны слои мелкогалечных конгломератов (1—10 м) преимущественно кварцевых с экзотической галькой лейкогранитов, кварцитов турмалиновых и гематитовых, амфиболитов. Кварциты, как правило, переслаиваются с высокоглиноземистыми породами, кварцитосланцами (в т. ч. гранат-биотитовыми, кордиерит-антофиллитовыми, жедрит-кордиеритовыми). Сами кварциты состоят из пластов различного состава: турмалиновых (до 70 м), гематитовых (до 10 м), слюдяных, силлиманитовых, флюорит-полевошпатовых, циркононосных и мономинеральных. Структура свиты груборитмичная, иногда многопорядковая.

Буровчинская свита (до 400 м) залегает на подстилающих образованиях с размывом. Представлена слоями метаконгломератов (от 1 до 140 м), размещенных среди плагиосланцев диопсид-роговообманковых, роговообманковых, сланцев слюдяно-кварц-полевошпатовых, жедритовых (с силлиманитом или кордиеритом), биотит-силлиманитовых, гнейсов биотитовых и биотит-роговообманковых, а также слоев мраморов и кальцифиров (до 100 м). Среди последних встречаются слои диопсидовых и сфен-диопсидовых пород. Постоянно присутствуют слои кварцитов, гнейсов гранат-биотитовых и графитоносных сланцев. Конгломераты содержат в составе гальки разнообразные кварциты и гранит-порфиры. Строение свиты груборитмичное с фрагментами средней и даже мелкой ритмичности. Конгломераты входят в состав двух- и трехкомпонентных ритмопачек.

Метавулканиты этой серии относятся к двум петрохимическим ассоциациям: ранней субщелочной базальт-ферробазальтовой и поздней субщелочной базальтовой. К северу от основного выхода амедичинской серии имеется ряд мелких, изолированных выходов пород, сопоставимых с ней: Чугинский выход в виде макроксенолита среди гранитов, по В. Л. Дуку [169, 175], сложен плагиосланцами гранат-роговообманковыми и гранат-жедритовыми; Гонурьинский выход кварцитов с мраморами выделен Е. М. Лазько [226]; Среднечугинский выход, по В. И. Кицулу, представлен балаганахской толщей из плагиосланцев роговообманковых (с биотитом, гранатом), гнейсами и плагиогнейсами гранат-биотитовыми,

иногда диопсид-роговообманковыми с редкими слоями плагиогнейсов графит-гранат-биотит-кордиеритовых и гнейсов гранат-биотит-кордиерит-силлиманитовых. К востоку от стратотипа амедичинской серии в долгоживущей зоне разлома в долине Алдана также имеется выход сходных пород (плагиосланцы роговообманковые и гнейсы гранат-биотитовые и биотит-кордиеритовые с железистыми кварцитами). В Амедичинском выходе метаморфизм серии осуществлялся при T = 580—670 °C, p = 2,9—4,1 кбар, в Среднечугинском — при T = 650—700 °C, p = 4,6—5,6 кбар [175].

Бурпалинская толща (A_2^1brp) на всех картах отображается поразному, нами принимается ее характеристика по материалам А. И. Брейдо (1970 г.). Толща контактирует на юге с высокотемпературными диафторитами зверевской серии и располагается непосредственно у Южно-Алданского надвига (ареал 8).

В составе толщи выделяются две пачки. Нижняя (эбеляхская) представлена сланцами плагиоклаз-роговообманковыми (в т. ч. с кварцем, биотитом и эпидотом) и плагиогнейсами биотит-роговообманковыми с линзами амфиболитов, сланцев клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых и плагиогнейсов биотитовых и эпидот-биотитовых. Строение и мощность пачки не выяснены.

Верхняя (теневая) пачка (до 700 м) состоит из двух подпачек. Первая представлена сланцами плагиоклаз-роговообманковыми, плагиогнейсами биотит-роговообманковыми и биотитовыми (иногда с эпидотом), кварцитов (мономинеральных, полевошпатовых, биотитовых, двуслюдяных и графитовых), в т. ч. в слоях до 5 м, мраморов с линзами двуслюдяных гнейсов и диопсид-амфибол-плагиоклазовых сланцев. Кварциты распространены по всему разрезу и в верхней части переслаиваются со сланцами, в средней части — с мраморами, а в нижней — с плагиогнейсами амфиболовыми. Все это придает подпачке ритмичное строение. Средняя подпачка состоит из плагиосланцев роговообманковых и кварц-роговообманковых с плагиогнейсами роговообманковыми, которым подчинены биотитовые.

В составе толщи обнаружены сланцы, петрохимически соответствующие ферротолеитам. Возраст толщи неизвестен.

Чульманская толща (A_2^1čl) выделена А. Н. Нееловым в 1961 г. Имеет тектонические контакты с окружающими породами (ареал 9). Состоит из двух пачек. Нижняя начинается сложным пластом (до 80 м) — переслаивание мраморов, плагиосланцев амфиболовых и кварцитов. Выше располагаются сланцы плагиоклаз-роговообманковые (иногда с клинопироксеном, кварцем, редко гранатом, эпидотом, биотитом) с отдельными пластами плагиогнейсов биотит-роговообманковых и биотитовых (иногда с клинопироксеном, гранатом), реже кварцитов и мраморов. Верхняя пачка — плагиосланцы роговообманковые и плагиогнейсы биотитовые, двуслюдяные, иногда с эпидотом, с линзами амфиболитов.

Среди предполагаемых вулканитов этой толщи встречаются петрохимические аналоги субщелочной лейкоандезибазальтовой петрохимической ассоциации, включающей титанисто-фосфористые ферробазальты. Возраст толщи крайне неопределенный (табл. 1). Возможный аналог толщи обнаружен нами в истоках Конды (ареал 3), где представлен макроксенолитом среди граносиенитов верхнекондинского комплекса. Это плагиосланцы роговообманковые, амфиболиты и мраморы.

Сибачская толща (A_2^1sč) выделена Е. П. Миронюком в 1962 г. Толща залегает (ареал 11) среди более молодых гнейсовидных гранитов и представлена сланцами плагиоклаз-роговообманковыми (иногда с гранатом, клинопироксеном) и плагиогнейсами гранатовыми, биотитовыми (часто с графитом, эпидотом). В верхней части разреза наблюдается переслаивание этих пород с кварцитами (в т. ч. графитовыми), мраморами, диопсидовыми сланцами, клинопироксен-гранат-плагиоклаз-кварцевыми сланцами. Возраст толщи неизвестен.

Сирикская толща (A_2^1sk) выделена (ареал 10) А. А. Емельяновым в 1981 г. и детализирована Е. Н. Цеймах в 1986 г. Условно разделяется на две изолированные на местности пачки. Первая господствует и представлена (до 1000 м) сланцами плагиоклаз-роговообманковыми (иногда с клинопироксеном, гранатом, куммингтонитом, эпидотом) и плагиогнейсами или гнейсами биотитовыми, роговообманковыми, эпидотовыми. Незакономерно по разрезу встречаются плагиогнейсы биотит-гранатовые, сланцы актинолит-плагиоклазовые, гранат-куммингтонит-роговообманково-плагиоклазовые, а также линзы амфиболитов. Вторая пачка состоит главным образом из гранат-биотитовых плагиогнейсов с прослоями силлиманитовых сланцев. Возраст толщи неизвестен.

Федоровская серия (A_2^1fd) выделена в ранге свиты тимптонской серии в 1949 г. С. П. Коноплевым и П. Г. Дубовским. Залегает (ареал 14) на различных пачках нимнырской свиты иенгрской серии, что наблюдается на небольших участках среди громадного выхода древнефедоровских гранитоидов, которые инъецируют низы федоровской серии, но принимаются некоторыми геологами [175] за раннеархейское гранитное основание (инфракрустальный комплекс). В бассейне М. Нимныра базальные слои серии залегают на полевошпат-биотит-гранат-кордиеритовых сланцах (древняя кора выветривания). В целом серия сложена комплексом грубопластующихся и слоистых пород ритмичного строения, среди которых господствуют плагиосланцы клинопироксен-роговообманковые и диопсидовые, а также мраморы и кальцифиры.

Устанавливаются заметные латеральные изменения состава и строения разреза, поэтому мы ограничимся описанием того из них, который характеризует Дес-Леглиерский участок ареала.

Медведевская свита (500 м) — плагиосланцы (редко сланцы) роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые (со слоями на западе биотит-роговообманковых, а на востоке гиперстен-роговообманковых плагиосланцев и пириболитов). Местами, в верхней части разреза появляются плагиогнейсы роговообманковые и биотитовые, а в нижней — мраморы (в т. ч. графитовые). Строение свиты незакономерноритмичное за счет многочисленных силлов пород раннефедоровского комплекса.

Леглиерская свита (до 600 м) — плагиосланцы, иногда плагиогнейсы роговообманковые и биотит-роговообманковые (в том числе с клинопироксенами) со слоями мраморов и диопсидовых пород. Свита имеет трансгрессивно-регрессивное строение, которое подчеркнуто дважды пачками (до 130 м) мраморов, кальцифиров и сланцев, иногда плагиогнейсов диопсидовых. Количество слоев плагиогнейсов и гнейсов возрастает к западу, где помимо этого появляются линзы сланцев биотит-силлиманитовых и сфен-салитовых. Мраморы обычно кальцитовые на западе и доломитовые или кальцитовые на востоке. Кальцифиры нередко железо-бороносные (в т. ч. в мономинеральных слойках людвигита или суанита), апатитоносные, волластонитовые, гроссуляровые. Эпизодически встречаются слои скаполит-магнетитовые, ортит-салит-скаполит-магнетитовые, сфен-салит-скаполитовые и сфен-скаполит-плагиоклазовые (мощность в десятки метров по р. Сивагли), плагиогнейсы двуслюдяные, турмалиновые, силлиманитовые. Среди плагиосланцев выделяются парасланцы слоистые с геохимическими аномалиями бора и ортосланцы с геохимическими аномалиями платины и палладия.

Атырская свита состоит из двух пачек. Первая (до 350 м) — плагиосланцы и плагиогнейсы роговообманковые, биотитовые, биотит-роговообманковые и диопсид-роговообманковые. Вторая пачка (до 150 м) залегает как на первой пачке, так и на леглиерской свите и представлена породами пестрого состава с неустойчиворитмичным строением. Это плагиогнейсы, реже гнейсы и сланцы, биотитовые, двуслюдяные, мусковитовые, биотит-силлиманитовые (иногда с графитом), биотит-турмалиновые с отдельными линзами гематитовых кварцитов, турмалин-плагиоклазовых сланцев, диопсид-амфиболовых сланцев и прослойками мраморов.

Среди ортосланцев федоровской серии выделяются три петрохимические ассоциации: ранняя — пикрит-толеитовая ; поздняя — щелочно-базальтовая и завершающая — риодацитовая. Осадочный комплекс пород соответствует отложениям эпиконтинентального солоноводного бассейна.

По Г. М. Друговой [170], федоровская серия располагается в переходной зоне метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой (на востоке) фации. Все породы серии испытали не менее чем двухактную глубокую метасоматическую переработку [174, 307], причем диафторез повторной амфиболитовой фации наложен на флогопитовые метасоматиты. Возраст серии определяется по радиологическим данным (табл. 1).

Интрузивные образования

Красногорский комплекс ($\sigma A_2^1 kr$) идентифицирован Н. И. Добрецовым по выходам, обнаруженным Н. З. Глуховским (ареал 17). Образует раннескладчатые линзы и жилы, а также протрузии (до 1,5 км^2) ультрабазитов, залегающих сейчас в крутопадающих, сильно тектонизированных телах, претерпевших многоактные метаморфические преобразования и сохранивших реликты магматических кумулятивных, а иногда и ритмических текстур.

В строении отдельных тел участвуют перекристаллизованные дуниты и перидотиты (гарцбургиты и лерцолиты) с реликтами ритмического строения и грубозернистые оливиниты, сланцы хлорит-серпентит-амфиболовые. Верхняя часть первично расслоенных тел представлена серпентинитами массивными, сланцами серпентин-хлоритовыми, а приконтактовые зоны (до 1,5 м) — оливин-тальк-серпентиновыми породами среди массивных ультрабазитов с телами мелкозернистых оливин-тальк-карбонатных пород со структурой псевдоспинифекс (талька до 40 %). Нижня часть расслоенных тел представлена тальк-карбонатными сланцами.

Звездинский комплекс ($\sigma A_2^1 zv$) — ортосланцы ультраосновные, выделяется [59] по урочищу Звездное (ареал 18). Ранее включался в ануннактинский комплекс [51].

Комплекс представлен исключительно мелкими телами, нередко приуроченными к тектоническим сутурам, ориентированным вдоль простирания главных позднеархейских структур. В зависимости от места залегания представлен породами, метаморфизованными в различной степени. В борсалинской серии это обычно сланцы хлорит-амфиболовые, карбонатно-хлорит-амфиболовые, серпентин-хлоритовые и тальк-амфиболовые, в то время как среди нижнеархейских пород эти образования более неоднородные. В последних, несмотря на многократность (до пяти стадий) наложенных изменений, сохраняются первичные минералы — оливины, гиперстен, авгит, плагиоклаз, шпинель. В этой обстановке встречаются и слабодифференцированные тела с сохранившимися слоями оливинсодержащих сланцев и амфиболитов.

Чаще всего породы комплекса реконструируются как перидотиты, реже пироксениты, дуниты, оливиновые пироксениты и плагиопироксениты и относятся по петрохимии к дунит-лерцолит-вебстеритовой группе.

Раннесырылырский комплекс ($\sigma A_2^1 rs$) — ортосланцы ультраосновные, которые выделяются на том основании, что залегают в виде маломощных линзовидных тел, а также встречаются в составе слабодифференцированных тел (аполерцолит, меланогаббро, амфиболит) среди образований сырылырской серии (ареал 17). Вместе с многочисленными телами, главным образом за пределами выходов супракрустальных пород верхнего архея, этот комплекс трассирует зону Тарын-Темулякитских разломов. Характер дифференциации в этих телах различный: лерцолит—вебстерит—пироксенит; лерцолит—пироксенит—габбро; верлит—габбронорит—габбро; пироксенит—габбро.

По петрохимическим характеристикам породы комплекса относятся к лерцолит-верлит-пироксенитовой группе.

Раннефедоровский комплекс ($\sigma A_2^1 rf$) — ортоамфиболиты. Выделяется (ареал 14) из состава пород, ранее включавшихся в федоровскую серию совместно с некоторыми будинообразными телами вблизи выходов федоровской серии. Это маломощные согласные линзы, реже пологосекущие дайки, тяготеющие к низам разреза федоровской серии, по отношению к деформациям которой они являются доскладчатыми или раннескладчатыми. Это мелкие, чаще всего монопородные тела ортоамфиболитов, иногда клинопироксенсодержащих, а также ортосланцев: оливин-роговообманковых, оливин-клинопироксен-роговообманковых, редко двупироксен-оливин-роговообманковых. Породы часто серпентинизированы, хлоритизированы и амфиболизированы. В дифференцированных залежах всегда находятся в парагенезисе с роговообманковыми плагиосланцами.

Комплекс относится к гетероморфной петрохимической группе верлит-перкнит-габбровой (пикрит-базальтовой).

Нерасчлененные образования (σA_2^1) — ортосланцы ультраосновные показаны там, где по уровню изученности нет надежных данных по структурной, возрастной или вещественной корреляции с известными комплексами. Обычно это мелкие выходы сильно серпентинизированных сланцев, сохранивших реликты метаморфических минералов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации (ареалы 17, 18, 20, 21, 23).

Амнуннактинский комплекс ($\nu A_2^1 am$) — метагаббро, метадиориты, ортосланцы. Широко распространен в бассейне Чары и Олекмы (ареалы 17, 18), где выделен в 1963 г. Е. П. Миронюком. Образует мелкие и средние по размерам доскладчатые трещинные интрузии. Мелкие штоки и дайки обнаружены также за пределами этих структур среди нижнеархейских образований, где постоянно представлены инициальными интрузиями позднеархейского тектоно-метаморфического цикла. Мелкие тела чаще всего недифференцированные, крупные дифференцированы с разделением на габбро и диориты, реже кварцевые диориты, залегающие обычно у кровли пластовых тел. Во многих телах наблюдается зональное строение, обусловленное образованием краевой фации ортосланцев. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, титаномагнетит.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной петрохимической группе, среди которой встречаются низкощелочные разновидности. Возраст комплекса определяется по геологическим и радиологическим данным (табл. 1).

Раннедьалтундинский комплекс ($\nu A_2^1 rd$) — метагаббро, метадиориты, ортосланцы. Выделены в бассейне Алдана (ареал 16) Л. М. Ре-

утовым [329]. Однако мы ограничиваем объем этого комплекса, оставляя это название только за доскладчатыми интрузиями, залегающими среди верхнеархейских образований. Это обычно слабодифференцированные и зонально метаморфизованные малые интрузии габбро, диоритов, кварцевых диоритов, долеритов, среди которых иногда встречаются порфировые разности. Первичные минералы — плагиоклаз, клинопироксен; метаморфические — биотит, актинолит, хлорит, эпидот, серицит, карбонат, альбит. Из акцессорных минералов наиболее распространены магнетит, сфен, апатит, циркон.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группе. Возраст комплекса определяется наличием его пород в гальке конгломератов буровчинской толщи.

Бестяхский комплекс ($\rho\gamma A_2^1$bs) — гнейсовидные плагиограниты, тоналиты, граниты. Выделяется в бассейне Чары и Олекмы (ареалы 17, 18) Е. П. Миронюком (1962 г.). Образует небольшие соскладчатые метаморфизованные интрузии среди верхнеархейских пород, а также многочисленные массивы (от крупных до мелких) как в обрамлении верхнеархейских структур, так и далеко за их пределами. С ними связано появление полимигматитов и небольших очагов палингенных гранитов среди нижнеархейских гранитоидов.

Породы комплекса представлены гнейсовидными плагиогранитами и тоналитами биотитовыми и амфибол-биотитовыми с постоянным отклонением состава до гранитов. У длительно живущих тектонических разломов происходит их преобразование, совершаемое либо в напряженной тектонической обстановке, либо в спокойных тектонических условиях. В первом случае образуются обычно гнейсовидные граниты, а во втором — зоны порфиробластической фельдшпатизации. Сопровождаются пегматоидными гранитами, пегматитами (биотитовыми, магнетитовыми и ортитовыми), редко аплитами.

Породы комплекса относятся к натриевой, низкощелочной и умереннощелочной петрохимической группе. Возраст комплекса устанавливается по геологическим и радиологическим данным (табл. 1).

Чекчойский комплекс ($q\delta A_2^1$čk) — гнейсовидные кварцевые диориты, тоналиты. Комплекс вычленен из прежнего объема бестяхского комплекса (ареалы 17, 18), исходя из особенностей породного парагенезиса гранитоидов, слагающих массивы второго тектонометаморфического цикла, наложенного на раннеархейские образования первого цикла.

Принципиальным отличием этого комплекса от бестяхского является массовое распространение таких среднекислых пород, как кварцевые диориты с постоянным присутствием среди них диоритов. В то же время все граниты, обнаруженные в пределах этих массивов, являются послетоналитовыми, послеплагиогранитовыми. Следовательно, этот комплекс занимает по составу промежуточное место между ануннактинским и бестяхским комплексом и в поддержку его самостоятельности может свидетельствовать лишь указанный породный парагенезис. Все породы комплекса гнейсовидны и сохранили следы первично-магматических структур, наиболее хорошо распознаваемых в диоритоидах. Все они являются биотит-роговообманковыми, содержат одинаковый набор акцессорных минералов — магнетит, циркон, ортит, сфен, гранат.

Комплекс относится к натриевой низкощелочной петрохимической группе. Возраст комплекса определяется геологическими данными, из которых наиболее важным является то, что они содержатся в ксенолитах гранитов чародоканского комплекса.

Устьолдонгсинский комплекс ($\rho\gamma A_2^1$us) — гнейсовидные плагиограниты. Установлен Л. М. Богомоловой в 1986 г. в долине Олекмы (ареал 17). Это средние по размерам конформные и конкордантные массивы среди дважды деформированных пород олекминской серии. Представлены гнейсовидно-полосчатыми биотит-роговообманковыми и биотитовыми плагиогранитами, редко трондъемитами, которые прорваны ортосланцами алаткитского комплекса. Относятся к натриевой низкощелочной петрохимической группе. Возраст комплекса устанавливается по геологическим и радиологическим данным (табл. 1).

Древнефедоровский комплекс ($\rho\gamma A_2^1$df) — гнейсовидные плагиограниты. Выделяется в обрамлении структур, выполненных федоровской серией метаморфических пород (ареал 24). Некоторыми исследователями относится к раннедокембрийскому гранитному основанию (инфракомплексу). Представляет собой сложные межформационные массивы, соскладчатые к образованиям федоровской серии и повторноскладчатые к образованиям иенгрской серии. Массивы неоднородные, содержат крупные фрагменты полимигматитов, отторженцы вмещающих пород. Среди них господствуют гнейсовидные плагиограниты биотитовые, роговообманково-биотитовые, гиперстен-биотитовые, изредка гранатсодержащие. Мелкие тела среди пород федоровской серии более однородны и не содержат высокотемпературных разновидностей — это преимущественно плагиограниты, менее тоналиты и граниты биотитовые биотит-роговообманковые.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной петрохимической группе. Возраст пород определяется геологическими соотношениями, из которых наиболее важным является прорывание их последовательно ортосланцами дорожнинского комплекса и гранитами каменковского комплекса.

ЗАВЕРШАЮЩИЙ ИНТЕРВАЛ ПОЗДНЕГО АРХЕЯ

Это период массового развития интрузивных комплексов, в то время как вулканогенно-осадочные отложения были распространены крайне ограниченно.

Стратиграфические подразделения

Известны лишь в одном районе, который и является стратотипическим (ареал 5). Здесь соответствующие отложения в виде тасмиелинской серии были выделены А. Ф. Петровым в 1969 г. из состава тех образований, которые до этого именовались субганской серией [51, 264]. По особенностям разреза мы сокращаем объем тасмиелинской серии за счет отчленения от нее нижней части, названной по предложению В. А. Кудрявцева, Р. Н. Ахметова и Г. В. Бирюлькина орюсской «свитой».

Орюсская толща (A_2^2or) в тектонизированной моноклинали имеет разломную границу с пачкой плагиосланцев роговообманковых (в т. ч. с гранатом), включающей слои сланцев гранатовых и ставролитовых, которые отождествляются нами с сырылырской серией. По мнению Г. В. Бирюлькина, граница между орюсской толщей и этой серией стратиграфическая.

Толща (до 800 м) сложена сланцами плагиоклаз-кварцевыми, плагиогнейсами и гнейсами, обычно двуслюдяными, иногда с хлоритом, гранатом, ставролитом, хлоритоидом, а также филлитами, содержащими слои (до 15 м) слюдяно-кварц-плагиоклазовых и хлорит-биотит-плагиоклазовых сланцев с реликтами порфировых структур (порфироиды). Постоянно присутствуют слои кварцитов (полевошпатовых, мусковитовых, двуслюдяных), мощность которых постепенно нарастает вверх по разрезу. Внизу обнаружены линзы (до 1 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов внутриформационных. Структура толщи — многопорядково-ритмичная, трансгрессивно-регрессивная. Среди порфироидов обнаружены петрохимические аналоги риодацитов, дацитов, реже андезитов калиево-натриевого типа.

Тасмиелинская серия (A_2^2ts) залегает с несогласием на орюсской толще и содержит в гальке конгломератов много порфироидов и немного раннеархейских пород. Серия (до 1000 м) сложена разнозернистыми метапесчаниками и полевошпат-кварцевыми сланцами (метаалевропесчаниками, метаалевролитами, иногда карбонатными, реже туфовыми) со слоями метаконгломератов, метагравелитов (до 50 м). Строение серии в целом трансгрессивное, многопорядково-ритмичное с элементами градационной слоистости. Выделяются два крупных циклита: нижний (300—400 м) — конгломерато-песчаниковый, верхний (600—700 м) — песчанико-алевролитовый. При зональном метаморфизме в породах серии появляются полиминеральные ассоциации со следующими минералами: хлоритом, мусковитом, биотитом, хлоритоидом, гранатом, графитом, ставролитом, андалузитом, а в первичных карбонатсодержащих породах — с амфиболами, эпидотами, цоизитами.

Предельный метаморфизм происходил при T = 500 °C, p = 2—2,8 кбар. В серии имеются редкие маломощные силлы метадолеритов, ошибочно принимаемые иногда за эффузивы. Возраст серии определяется радиологическими данными (табл. 1).

Интрузивные образования

Алаткитский комплекс (νA_2^2al) — метагаббро, ортосланцы и ортогнейсы; ранне ошибочно включался [264, 418] в состав амнуннактинского комплекса. Широко распространен в бассейне Чуги и Олекмы (ареалы 17, 18), где он прорывает породы бореалинской серии, а также гранитоиды древнеолекминского комплекса. Это мелкие силлы, дайки, штоки, редкие тела неправильной формы (до 10 км^2), метаморфизованные и деформированные, нередко приуроченные к зонам наложенной сланцеватости среди раннеархейских образований. Мелкие тела однородные, более крупные (до 30 км^2) — дифференцированные. Представлены обычно метагаббро и лейкогаббро роговообманковыми, в редких случаях с клинопироксеном. Иногда наблюдаются меланогаббровые эндоконтактовые зоны, а в центральных частях тел метадиориты биотит-роговообманковые. В единичных случаях сохранились полосчатые текстуры, реликты ортопироксена. Только в телах бассейна Алаткита обнаружены слои плагиоклазитов.

Комплекс относится к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе с надкларковыми содержаниями титана и фосфора, а также бария, иттербия. Возраст комплекса определяется тем, что он прорван гранитами чародоканского комплекса.

Верхнечугинский (дияльтундинский) комплекс ($\delta A_2^2v\check{c}$) — метадиориты, ортосланцы и ортогнейсы; образует малые тела, прорывающие как породы субганской и амедичинской серий, так и все нижнеархейские образования к востоку от этих районов (ареал 16). Это, как правило, однородные тела, трассирующие слабооткартированные зоны разломов субширотного и субмеридионального направления. Их состав и строение довольно однообразны. При преобладании пород диоритового и кварцдиоритового состава всегда имеются габбро и гранодиориты. Строение их зависит от степени метаморфического преобразования. Так, наряду с порфировыми фациями встречаются гнейсовые фации. Минеральный состав пород простой: плагиоклаз, иногда калишпат, кварц, роговая обманка, биотит, редко клинопироксен (эпизодически ортопироксен), магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен и циркон. Условно к этому комплексу отнесена интрузия неметаморфизованных диоритов р. Куорта.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе титанисто-фосфористой с локальными надкларковыми содержаниями иттербия, иттрия, ванадия, цинка. Возраст комплекса определяется по нахождению его ксенолитов в породах каменковского комплекса.

Китемеляхский комплекс (νA_2^2kt) — друзиты; представлен единичными дайками, прорывающими плагиограниты бестяхского комплекса на Олекмо-Алданском водоразделе (ареал 16), где ранее включался в состав амнунактинского комплекса [51]. Дайки не дифференцированы и представлены слабометаморфизованными друзитами — лейкогаббро оливин-двупироксеновое с келифитовой структурой (амфибол, клинопироксен, гранат, биотит).

Относится к среднемагнезиальной натриевой петрохимической группе. Возраст комплекса неизвестен.

Мускуннахский комплекс (νA_2^2ms) — метагаббронориты, метагаббро, метапироксениты. Выделен В. А. Зверевым в 1987 г. и известен только на хр. Кодар (ареал 19). Представлен крупными отторженцами гипотетического массива, которые вместе с прорываемыми им гнейсовидными гранитоидами древнеолекминского комплекса размещаются в крупном массиве позднеархейских гнейсовидных гранитов, перекрытых базальными слоями удоканской надсерии и прорванных жилами гранитов кодарского комплекса. Здесь выявлены фрагменты следующих стратиформных пачек (300—600 м каждая): метапироксенит-габброноритовой, метадиоритовой, метагаббронoритовой и метагаббровой. Присутствуют сульфидизированные пачки и жилы олигоклазитов, в т. ч. фельдшпатизированных и окварцованных.

Магматические минералы либо отсутствуют, либо представлены реликтами среди метаморфических ассоциаций, свидетельствующих о двухэтапности их образования (амфиболитовая и зеленосланцевая фации). Наиболее характерный парагенезис состоит из плагиоклаза, роговой обманки, двухпироксенов и апатита (до 2 %). Главные акцессорные минералы — сфен, гранат, циркон, шпинель, ортит. Слои ультраосновных пород представлены клинопироксенитами сильно отальковaнными, хлоритизированными, а иногда карбонатизированными и сульфидизированными (10—15 % пирротина, пирита с халькопиритом, а иногда с пентландитом). По химическому составу они отвечают вебстериту и имеют надкларковое количество платины и палладия, приуроченных к зонам эпигенетической сульфидизации рядом с наложенной фельдшпатизацией.

Породы комплекса относятся к дифференцированной серии пироксенит-габбро-диоритовой, умереннощелочной, магнезиально-фосфористой, низкокальциевой. Обоснование возраста мускуннахского комплекса имеет корреляционный характер и поэтому очень условно.

Укдускинский комплекс (νA_2^2uk) — ортосланцы, метаанортозиты. Выделен А. Н. Тимашковым в районе одноименного месторождения апатита, открытого Г. Т. Калнстраут (ареал 19) в 1975 г.

Представлен мелкими телами, залегающими среди ретроградноизмененных пород курультинской серии, согласно со структурами второго высокотемпературного (амфиболитовая фация) тектонометаморфического цикла вдоль долгоживущего разлома северо-восточного простирания. Комплекс дифференцированный и представлен четырьмя типами пород: ортосланцами плагиоклаз-клинопироксен-роговообманковыми (иногда со шлирами амфибол-магнетит-апатит-пироксеновых сланцев) и плагиоклаз-пироксеновыми; амфиболизированными металейкогаббро и метаанортозитами; метагаббро; ортосланцами и ортогнейсами двуполевошпатовыми биотит-роговообманковыми. Все указанные разновидности пород сохранились в виде реликтов среди основной массы сиенитовых мигматитов, метасоматитов полевошпатовых и разнообразных базификатов с жилами микроклинитов, которые трассируют ту же зону разломов, вызывают перекристаллизацию первичного апатита и являются раннепротерозойскими. Эти метасоматиты прорваны гранодиоритами пуричиканского комплекса.

Возраст укдускинского комплекса определяется совокупностью геологических соотношений и радиологическими определениями (табл. 1). Породы комплекса принадлежат к субщелочной натриево-калиевой петрохимической группе высокожелезисто-фосфористой с надкларковым содержанием хрома и никеля, а иногда (в шлирах) — цинка, меди, серебра, олова. По количеству щелочей породы относятся к субщелочному габбро.

Каларский комплекс (ηA_2^2kl) — анортозиты, метагаббронориты (νA_2^2kl). Выделен Е. С. Бобиным в 1930 г., представлен крупными массивами восток-северо-восточного простирания (ареал 20). Исследования комплекса имеют богатую историю и интересны своими противоречивыми выводами относительно возраста, строения и происхождения [25, 38, 50, 51, 7, 83, 153, 194]. При его характеристике наибольшее внимание мы будем уделять геологическим особенностям строения.

Все массивы наклонены к северу и с юга ограничены крупными долгоживущими разломами с зонами зеленосланцевого диафтореза. Северные границы между породами каларского комплекса и нижнеархейскими образованиями курультинской серии и древнеалданскими гранитоидами являются псевдосогласными, регионально-дискордантными при конформном строении самих массивов. Вне их имеются лишь мелкие тела близких по составу пород. Несмотря на то, что преобладающий объем пород этого комплекса представлен анортозитами, его детальное строение очень сложное. С определенной степенью условности здесь выделяются такие последовательности, которые только предварительно могут быть названы фазами.

С первой последовательностью связано формирование дифференцированной, неясно расслоенной краевой части массивов и лабрадоритов, сохранившихся в центральных частях. Краевая зона состоит из грубого переслаивания анортозитов, метагаббронаритов, металейкогаббро, титаноносных габброанортозитов (ширина выхода до 1,5 км). Л. П. Карсаков считает эту часть самостоятельным сеймским комплексом, учитывая то, что его породы несогласно срезаются анхимономинеральными анортозитами.

Вторая последовательность представлена мелкомасштабными участками и мелкими телами метагаббро, метагабброанортозитов, которые иногда встречаются совместно, но чаще раздельно и имеют двоякие соотношения

с андезинитами. В одних случаях (р. Амнунакначи) андезиниты встречаются в габброидах в виде ксенолитов, в других — андезиниты вместе с габброидами образуют своеобразные мигматиты. Не исключено, что эти габброиды (как и андезиниты вместе с габброидами) образуют своеобразные мигматиты и могут оказаться полигенетическими и разновозрастными.

Третья последовательность формирует значительную часть всех массивов и представлена андезинитами, иногда шлировыми, псевдопорфировидными, брекчиевидными. Такое разнообразие текстур связано с преобразованием более ранних лабрадоритов, которое происходило в разных частях массивов, как после окончательной кристаллизации и охлаждения лабрадоритов, так и при их андезинитизации. Иногда картируется субгоризонтальное залегание андезинизированных анортозитов. Габброанортозиты и лейкогаббронориты, помимо согласных границ с андезинитами и лабрадоритами, а также с их переходными разновидностями, образуют скопления неправильной формы, интерпретируемые иногда как скиалиты ранних пород.

Четвертая последовательность — это дайки, жилы, пластообразные тела, включающие иногда ксенолиты олигоклазитов, которые представляют результат последнего массового преобразования всех андезинитов в тектонически стабильных условиях. Эти мелкие тела отображены частично на карте и представлены метаморфизованными габбронаритами, габбро, лейкогаббро, амфиболовыми клинопироксенитами и амфиболитами. Среди них обнаружены прожилки кварц-плагиоклазовые и плагиоклазовые, часто с гранатом.

Пятая последовательность — поздние андезиниты, образующие мелкие тела за пределами крупных массивов; представлена как андезинитами, так и кварцевыми андезинитами, содержащими угловатые ксенолиты габброанортозитов и эндербитов. Многостадийная история формирования пород каларского комплекса отчетливо фиксируется его минералами и минеральными парагенезисами. Здесь, помимо нескольких генераций плагиоклаза, только среди высокотемпературных минералов устанавливаются: инвертированный пижонит, ортопироксен со структурами распада твердого раствора, авгит, метаморфические гиперстен, глиноземистый авгит с поздней роговой обманкой (три генерации), биотитом.

Шестая последовательность формируется вдоль южных тектонических контактов массивов и представляет продукты зеленосланцевого диафтореза по анортозитам. Среди наиболее характерных минералов здесь присутствуют: актинолит, хлорит, соссюрит, цоизит, кварц, антипертитовый полевой шпат, мирмекит и тальк. При отсутствии геохимического стандарта анортозитов можно констатировать лишь некоторые особенности распределения химических элементов, которые как будто бы зависят от степени меланократовости пород. Для краевых фаций присуща ассоциация: титан, кобальт, никель, хром, минералов платиновой группы (до 1 г/т), медь, цинк, ванадий. В мономинеральных породах постоянно встречаются иттербий, галлий, олово, литий, ниобий, свинец, ванадий, цирконий. Среди общего геохимического фона выделяются повышенные концентрации стронция.

Возраст анортозитов очень неопределенный, учитывая, с одной стороны, гранулитовый парагенезис пород краевой зоны и окварцевание с калишпатизацией, приписываемые воздействию на них пород ускельского комплекса, а с другой — несогласующиеся радиологические данные (табл. 1).

Дурускинский комплекс (νA_2^2d) — метагаббро, ортосланцы. Слагает мелкие тела простые, слабодифференцированные, которые ориентированы вдоль генеральных структур и зон разломов в архейских

образованиях бассейна р. Калар (ареал 21), где ошибочно Е. И. Недорей, выделившим их, именуются тепраканским комплексом. Это обычно метагаббро с реликтами магматических структур, ортоферросланцы, реже ортогнейсы, главным образом роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, часто биотитизированные, среди которых, крайне редко, встречаются породы с реликтами лабрадора и серпентинизированного оливина. Наблюдаются отдельные тела амфибол-двупироксеновых ортосланцев. Сложный диафторитовый парагенезис, наложенный на эти породы, приводит к их ослюденению, амфиболизации и образованию прожилков как с гломеробластовыми скоплениями апатита (до 2 %), так и апатит-силикатно-кварц-кальцитовых. В отдельных приразломных зонах рядом с такими породами встречаются хлорит-серпентинитовые сланцы неясного происхождения, густота и частота которых приводит к формированию меланжа, частично гранитизированного с ксенолитами графитовых кварцитов. Это позволяет предполагать нахождение к юго-западу от р. Китемяхта фрагментов зеленокаменного пояса.

Породы дурускинского комплекса относятся к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе титанисто-фосфористой с надкларковыми содержаниями бериллия, меди, свинца. Возраст комплекса неизвестен.

Леонтьевский комплекс ($\nu A_2^2 ln$) — габбро-диориты, анортозиты метаморфизованные, ортосланцы. Выделялся ранее [264] как Каларский комплекс раннего протерозоя в бассейне нижнего течения Нюкжи (ареал 22). Образует субширотную зону разноразмерных плутонов, прорывающих граниты древнеалданского комплекса, и наиболее полно представлен в урочище Леонтьевское и по руч. Федоровский. Средние по размерам тела крутонаклонные, конформные, четко дифференцированные со следами расслоенности, мелкие являются однородными. Дифференциаты представлены меланогаббро, габбро, реже диоритами, габброанортозитами с редкими слоями анортозитов, пироксенитов, габбро порфировидного, иногда с вкрапленностью апатита, магнетита, ильменита либо титаномагнетитового габбро. В мелких телах магматические структуры исчезают, и здесь наблюдаются ортосланцы роговообманковые, реже кварц-роговообманковые, которые иногда инъецированы гранодиоритами. Лишь одно тело сложено олигоклазитами.

Все породы комплекса метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации и испытали зеленосланцевый диафторез. Первичные минералы — плагиоклаз, клинопироксен, роговая обманка, редко гиперстен, а также апатит, ильменит, магнетит, титаномагнетит и циркон.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной петрохимической группе титанисто-фосфористой с надкларковым содержанием стронция, бериллия, бария, молибдена, кобальта. Малые тела сложены фосфорно-низкотитанистыми разновидностями. Возраст комплекса неизвестен и определяется только геологическими соотношениями.

Унгкурхейский комплекс ($\nu A_2^2 un$) — ортосланцы и ортогнейсы. Выделен Е. П. Миронюком в 1973 г. [59] в бассейне Нюкжи (ареал 22). Образует многочисленные мелкие дайки, прорывающие древнестановой комплекс и испытавшие метаморфизм и деформации второго тектонометаморфического цикла в этом районе. Они представлены слабодифференцированными самостоятельными телами, группирующимися в зоны с простым минеральным составом (плагиоклаз, ортоклаз, клинопироксен, роговая обманка, биотит, кварц).

Последовательность формирования этих тел указывает на то, что ортосланцы и ортогнейсы являются различными членами гомодромной серии

(габбро-монцогаббро) — монцонит-кварцевомонцонитовой, которая относится к субщелочной натриевой петрохимической группе с повышенным содержанием фосфора, кальция и железа, а иногда и титана. Возраст комплекса определяется нахождением его ксенолитов в гранитах кувыктикского комплекса и радиологическими данными (табл. 1).

Позднебурпалинский комплекс ($\nu A_2^2 pb$) — габбро и диориты метаморфизованные. Выделяются по Бурпалинскому плутону, обнаруженному Г. А. Габышевым в бассейне Унгры (ареал 23), где они прорывают породы бурпалинской толщи. Площадь этого плутона 150 км^2, несколько сходных, но более мелких массивов протягиваются цепочкой на запад от этого места до верховьев Конды.

Бурпалинский плутон представляет собой расслоенный метаморфизованный и деформированный лополит, в котором выделяются следующие горизонты. Нижний: метагаббронорит-диоритовый (500 м) — амфиболизированные габбро, габбронориты и диориты гнейсовидные со следами трахитоидности, иногда двуамфиболовые.

Средний горизонт (до 600 м) в составе трех пачек: первая, верлит-амфиболитовая состоит из верлитов (слоистая оливин-клинопироксеновая порода), клинопироксенитов (в т. ч. титаномагнетитовых), амфиболитов, амфиболовых перидотитов (ортопироксеновых), гарцбургитов и серпентинитов. Пачка сульфидизирована с появлением линз сплошных пирротиновых руд никеленосных (в слоях до 1 м). Средняя пачка представлена плохо, так как слагающие ее анортозиты попадают в зону разлома и поэтому окварцованы, калишпатизированы и турмалинизированы. Верхняя пачка амфиболитовая, начинается метагаббро (клинопироксен-роговообманковым со сфеном и магнетитом), над которыми залегают амфиболиты, ортосланцы клинопироксен-плагиоклазовые, нередко сульфидизированные, содержащие слои (до 1,8 м) измененных анортозитов.

Верхний горизонт имеет мощность до 500 м, изучена только нижняя часть (60 м). Здесь обнаружено переслаивание амфиболитов, роговообманковых перидотитов и оливин-роговообманковых сланцев. Пачка сульфидизирована и содержит никелистый пирротин, часто в ассоциации с халькопиритом и пентландитом, сопровождается аномалиями хрома.

Все породы комплекса испытали наложенные низкотемпературные изменения (эпидот, альбит, карбонат, флогопит, актинолит, пренит, серпентин и тальк). Максимальное содержание никеля в линзах сплошных сульфидных руд среднего горизонта достигает 0,28—1,09 %. Основным носителем никеля является пирротин либо пентландит в сростках с пирротином. Возраст комплекса неизвестен, радиологические данные не являются бесспорными (табл. 1).

Дорожнинский комплекс ($\nu A_2^2 dr$) — ортосланцы, ортогнейсы. Выделяется на месте медведевского комплекса, по Р. И. Энтину (ареал 24), во избежание терминологической синонимики и объединяет также мелкие многочисленные тела ареала 15.

Комплекс представлен метаморфизованными мелкими массивами, неправильными телами и постскладчатыми дайками. Строение массивов неоднородное — от слаборасслоенного (метаморфизованные габбро, лейкогаббро, диориты) до дифференцированного (метадиориты мелано- и мезократовые, ортогнейсы кварцево-диоритового и монцонитового составов) или однородного из какого-либо одного типа названных пород. Их состав простой — плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, иногда клинопироксен. Сохраняются реликты плутонических пород.

Комплекс соответствует субщелочной габбро-кварцеводиорит-монцонитовой калиево-натриевой петрохимической группе, нередко фосфористой.

Возраст комплекса определяется как прорыванием пород федоровской серии, так и находками его в ксенолитах гранитов каменковского комплекса.

Аянский комплекс ($(\sigma A_2^2 an)$ — перидотиты и пироксениты метаморфизованные. Выделен В. С. Федоровским на южных склонах Каларского хребта (ареалы 20, 21), где представлен субширотной цепочкой мелких даек, прорывающих архейские гранитоиды. Не исключено, что к этому же комплексу относятся мелкие тела амфиболитов, выявленных И. А. Томбасовым чуть южнее. Метаморфизованные ультраосновные породы сложены оливином, тремолитом, серпентином, гиперстеном с магнетитом, кальцитом и апатитом. Возраст комплекса неизвестен.

Маруринский комплекс ($\nu A_2^2 mn$) — пироксениты, метаморфизованные в мелких штокообразных телах (ареалах 19, 21). Представлены тремя выходами, получившими у авторов различную интерпретацию [402, 416].

Маруринский выход вскрыт скважиной, в керне которой обнаружены клинопироксеновые породы (иногда келефитовые), содержащие в слоях (1—100 м) повышенные концентрации апатита и магнетита. Здесь же вскрыты «серпентиниты». На Саку-Читкандинском междуречье в крупных ксенолитах (до 100×150 м) среди пород имангакитского комплекса, а также среди тектонитов по породам удоканской (?) надсерии обнаружены клинопироксен-роговообманковые породы с переменным количеством названных минералов (дополнительно — гранат, магнетит, апатит, оливин), иногда с порфиробластами плагиоклаза, биотита, реже микроклина.

Относятся к среднемагнезиальным образованиям высококальциево-железистым, фосфористым с надкларковым содержанием Ba, Cu, La, Y, P, V, Au (до 10 г/т), Pd (до $0{,}05 \cdot 10^{-3}$ %). Около Желтого озера (бассейн Калара) известен маленький шток в архейских породах, где выступают полевошпат-роговообманковые пироксениты биотитизированные и амфиболизированные апатит-магнетитовые с надкларковыми содержаниями V, Cu, Pt, Pd и Au (до 2 г/т). Возраст комплекса неизвестен, по K-Ar датировкам равен 2070 млн лет.

Нерасчлененные образования (γA_2) — граниты, плагиограниты широко распространены среди архейских образований (ареалы 15, 18, 21, 23), где отображены в телах крупных размеров. Это полимигматиты гнейсовидные гетерогенные и массивные гомогенные гранитоиды, вместе со многими скиалитами и фрагментами супракрустальных пород, которые нередко в авторских интерпретациях называются «ореолами гранитизированных пород». Такая сложная ассоциация является разновозрастной, полигенетической и разноглубинной, а ее границы условными и, в целом, предопределенными последним этапом деформаций и гранитообразования (безусловно позднеархейского, но в отдельных случаях не исключено, что раннепротерозойского). Среди них чаще всего присутствуют все те же комплексы архейских гранитоидов, получившие раздельное картографирование.

Все сказанное подтверждается специальными исследованиями В. Л. Дука, А. Б. Котова, В. А. Рудника, И. С. Седовой, В. М. Шемякина, В. С. Шкодзинского и др. [81, 169, 170, 339, 358, 386]. Более того, благодаря работам С. Д. Великославинского, К. А. Лазебник, Т. А. Павловой и др. известны даже тонкие минералогические характеристики и геохимические особенности отдельных типов и разновидностей пород, составляющих эти ассоциации [63, 404]. Никто не оспаривает такое сложное строение этих образований, однако по условиям геологической съемки и, отчасти, генерализации выделить на карте, а тем более откартировать

и отобразить на мелкомасштабной карте все эти разновидности можно только при значительных затратах.

По не вполне апробированному способу объемной генерализации, можно констатировать лишь то, что эти образования на Алдано-Тимптонском междуречье обладают бóльшей степенью калиевости и железистости в отличие от подобных образований бассейнов Чары и Олекмы, обладающих в свою очередь повышенной кремнекислотностью.

Чародаканский комплекс ($\gamma A_2^2 \check{c}r$) — граниты, гранодиориты, лейкограниты, иногда порфиробластические (ареалы 17, 18). Выделен Е. П. Миронюком в 1951 г. Образует крупные плутоны, часто пограничные и конкордантные к направлению позднеархейских деформаций. Границы с вмещающими образованиями различны. Если по отношению к нижнеархейским толщам они контрастные, грубомигматитовые, то среди верхнеархейских образований в зависимости от величины эрозионного среза могут быть интрузивными, метасоматическими и мигматитовыми.

Внутреннее строение неоднородное, однако в своих наиболее ярко проявленных особенностях оно скорее отражает условия внемагматического тектонического развития, чем внутрикамерную дифференциацию. Большинство исследователей рассматривают эти плутоны как многофазные недифференцированные, однако имеются данные о присутствии второй гранит-лейкогранитовой фации, которая осталась неоткартированной и свидетельствует о прямой гомодромной дифференциации.

Большая часть плутонов сложена биотитовыми гранитами (монцонитовыми) массивными; переменное содержание в них плагиоклаза приводит к постоянному присутствию гранитов микроклин-плагиоклазовых, гранодиоритов, реже граносиенитов, гранитов микроклиновых, а в эндоконтактовых зонах — шаровых гранодиоритов. Незакономерно встречаются поля порфиробластовых, а иногда порфировидных и трахитоидных пород, а у зон синтектонических разломов — очково-порфиробластических.

Нередко экзоконтактовые ореолы сильно фельдшпатизированы и представляют собой метасоматические граниты. Калиевый полевой шпат представлен промежуточным и низким ортоклазом и микроклином, а во второй генерации — решетчатым микроклином. Изредка в породах, помимо господствующего биотита, наблюдаются роговые обманки, а эпизодически и клинопироксены (диопсид-авгит, салит, а в шлирах диопсид-жадеит). Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, апатит, циркон, сфен, ортит, гранат. Жильная серия немногочисленна — аплиты, пегматиты, жилы кварцевые и пирито-кварцевые.

Породы комплекса относятся к натриево-калиевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группе с повышенной железистостью и появлением в кремнекислотной группе калиевых разновидностей. Геохимический фон отдельных плутонов полностью не сопоставим, однако чаще всего наблюдаются аномалии никеля, кобальта, галлия, цинка, свинца. Возраст комплекса устанавливается по прерыванию верхнеархейских пород, трансгрессивному перекрытию отложениями бытыгырской серии и радиологическим данным (табл. 1).

Таежнинский комплекс ($\gamma\delta A_2^2 t\check{z}$) — гранодиориты, кварцевые диориты, граносиениты. Выделяется впервые и представлен раннескладчатыми мелкими конформными телами, сосредоточенными в отложениях федоровской серии, из которых только немногочисленные выходы показаны на карте (ареал 24). По петрографическим данным ближе всего соответствует ортосалинскому комплексу долины Тимптона [329]. Состоит из многофациальных разновидностей массивных и гнейсовидных пород, часто со скиалитами вмещающих образований и мигматитов, а именно: грано-

диоритов, кварцевых диоритов, граносиенитов, реже субщелочных диоритов биотит-роговообманковых, биотитовых, иногда биотит-диопсидовых и диопсид-роговообманковых. Нередко эти образования пронизаны жилами (в т. ч. деформированными) метасоматитов железо-магнезиально-кальциевых [357], относящихся, возможно, и к протерозойским.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе, фосфористой. Верхний уровень возможного возраста таежнинского комплекса ограничивается прорыванием его гранитами каменковского комплекса.

Кувыктинский комплекс (γA_2^2kv) — граниты, гранодиориты, плагиограниты, граносиениты. Выделяется под этим названием условно на юге территории (ареал 22) по петротипу, расположенному непосредственно за южной границей листа, и представлен крупным пограничным плутоном дискордантным и конформным (Чубачинский плутон) и несколькими более мелкими. Внутренне строение неоднородное, при том, что центральные части плутона очень гомогенные, редко порфировидные и порфиробластовые. Это связано с появлением у периферических частей следов последовательного внедрения (до трех фаз, в составе которых появляются лейкограниты), а также грубых мигматитов, гнейсовидных гранодиоритов и даже граносиенитов, причем последние разновидности тяготеют к западной части плутона. Постоянно среди гранодиоритов встречаются плагиограниты. Жильная серия также различается у периферических частей плутона и представлена аплитами, микрогранитами и пегматитами, в т. ч. блоковыми, плагиомикроклиновыми. По составу гранитоиды комплекса чаще всего микроклин-плагиоклазовые биотитовые, изредка с роговыми обманками. Характерные акцессорные минералы — циркон, монацит, апатит, ортит, магнетит, сфен.

Комплекс относится к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе (с постоянным присутствием умереннощелочных разновидностей), низкокальциевой и высокоглиноземистой, иногда с повышенными содержаниями титана и фосфора. Возраст комплекса определяется по прорыванию им древнестановых гранитов, наличию ксенолитов унгкурхайского комплекса, а также по радиологическим данным (табл. 1).

Нелюкинский комплекс (γA_2^2nl) — граниты, гранодиориты, граносиениты. Выделяются в верховьях Амги, Нелюки и Чуги (ареал 16), где издавна картировался как нерасчлененные граниты архея. Слагает крупные пограничные плутоны, дискордантные к раннеархейским образованиям и конкордантные к зонам интенсивных позднеархейских деформаций с элементами одновременного формирования. Внутреннее строение неоднородное, границы с окружающими породами инъекционные, метасоматические и тектонические. В бассейне Чуги среди них встречаются крупные отторженцы верхнеархейских пород и ксенолиты диопсид-амфиболовых метасоматитов, а в южных районах наблюдаются плутоны, прорывающие породы амедичинской серии (Бырылахский массив амедичинского комплекса — по Л. М. Реутову).

Текстурный облик пород комплекса очень разнообразный и зависит от геологической обстановки и, вероятно, глубины эрозионного среза. Так, помимо гранитоидов с массивным сложением, встречаются разности порфировидные, гнейсовидные, порфиробластические, агрегатнокварцевые и бластопротокластические (вплоть до специфического типа гранулит-гранитов [264]).

По составу это гранитоиды с многостадийными генерациями главных породообразующих минералов, которые при залегании в верхнеархейских породах — роговообманково-биотитовые и биотитовые, а при залегании

в нижнеархейских породах — еще и роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, а изредка гранатовые и силлиманитовые.

В отдельных случаях устанавливаются неоткартированные участки микроклин-плагиоклазовых гранитов биотитовых с повышенным содержанием магнетита, ортита, циркона, ниобиевого титаната и уранторита. Характерные акцессорные минералы — магнетит и титаномагнетит (местами до 8 %, причем иногда в кристаллических формах), ортит, апатит, ксенотим, циркон, монацит, сфен. Жильная серия представлена пегматитами, часто с крупными кварцевыми обособлениями.

Породы комплекса относятся к высокожелезистой натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе с надкларковым содержанием титана, ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди и свинца.

Амутканский комплекс ($l\gamma A_2^2am$) — лейкограниты, граниты. Представлен мелкими и средними по размерам телами на юге территории (ареал 22), где они являются отчетливо дискордантными по отношению к гранитоидам древнестанового комплекса. Это массивные, реже слабогнейсовидные и порфиробластические лейкограниты и граниты с редкими фациями гранодиоритового и граносиенитового составов, плагиомикроклиновые биотитовые с реликтами ортоклаза. Акцессорные минералы — циркон, сфен, магнетит, апатит.

Относится к натриево-калиевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группе. Возраст комплекса раннепротерозойский и более древний, чем граниты дурынченского комплекса (табл. 1).

Наледнинский комплекс ($l\gamma A_2^2nd$) — лейкограниты, граниты. Представлен мелкими, редко — средними по размерам приразломными интрузиями, прорывающими все позднеархейские образования (ареал 17). Интрузии комплекса по отношению к породам тасмиэлинской серии являются позднескладчатыми, нередко синкинематическими по отношению к результирующим разломам этого возраста. Представлен чаще всего лейкогранитами и гранитами биотитовыми и двуслюдяными, а также такими разновидностями, как гранодиориты и граниты бластопротокластические, амфиболовые с редким клинопироксеном, которые приурочены к местам развития карбонатных пород.

Относится к натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе с локальными отклонениями к калиево-натриевой группе пород. Возраст комплекса определяется по геологическим данным.

Ханинский комплекс ($\gamma\xi A_2^2hn$) — очково-порфиробластические граносиениты и граниты, гранодиориты. Обнаружен М. З. Глуховским в 1963 г. в долине Хани (ареал 19) и ранее рассматривался как нижнепротерозойский. Представлен крупными позднескладчатыми трещинными интрузиями, которые приурочены к древним разломам, ограничивающим верхнеархейские структуры. Содержит скиалиты раннеархейских образований, претерпевших высокотемпературные ретроградные изменения, а также линзовидные ксенолиты ортосланцев (в т. ч. укдускинского комплекса), которые нередко воспринимаются как поздние интрузии, что приводит к неоправданным корреляциям.

Интрузии комплекса, располагающиеся в основном среди более древних гранитоидов, имеют с ними инъекционные метасоматические контакты, соответствующие генеральному простиранию осевых плоскостей поздних складок.

Комплекс сложен фациально неоднородной и полистадийной группой плагиомикроклиновых гранитоидов с реликтами гранодиоритов и многочисленными участками микроклиновых гранитов. Все породы содержат биотит, иногда амфиболы, редко клинопироксен и обладают разнообразными

текстурами; очково-порфиробластическими, порфиробластическими, овоидальными (за счет калишпатизации олигоклаза), шлирово-гнейсовидными, грубопорфировидными и массивными. Характерные акцессорные минералы — циркон, сфен, апатит, магнетит, ильменит, ортит, монацит, торит, гранат, флюорит. Содержит многочисленные сегрегации и жилы пегматоидных гранитов и пегматитов (в т. ч. блоково-зональных). Вне крупных тел встречаются мелкие инъективные внедрения со скоплениями магнетита, ильменита, сфена и апатита.

Гранитоиды пронизаны прожилками и жилами, иногда образующими прожилковые зоны (мощность до 1,5 м, протяженность десятки метров) поздних метасоматитов, которые иногда трассируют самостоятельные зоны трещиноватости за пределами интрузий, где являются отчетливо послемигматитовыми. Возраст этих образований, как и парагенетическая связь с гранитоидами, являются дискуссионными. Для геохимического фона этих зон характерны ассоциации: лантан и церий, иттрий и иттербий, уран и торий, цирконий с ниобием, редко бериллием и литием.

Внутриинтрузивные метасоматиты представляют следующие разности: кварцполевошпатовые с ортитом, биотитом и амфиболом (ниобийсодержащие); кварцево-микроклиновые и микроклиновые, биотитовые с ортитом редкоземельным, монацитом, цирконом, гадолинитом, торитом (иногда в гнездах); квальмиты биотит-амфиболовые, иногда щелочно-амфиболовые с цирконом, ортитом редкоземельным, фергюссонитом, бетафоритом, монацитом; биотит-эпидот-магнетитовые цирконсодержащие; флюорит-апатит-карбонатсодержащие пегматиты; иногда альбититы.

Среди внеинтрузивных метасоматитов встречаются: монацит-кордиеритовые (в т. ч. с ксенотимом); монацит-кварцевые, кварц-микроклин-мусковитовые с монацитом; биотит-кордиерит-монацит-кварцевые, иногда с фибролитом (монацит, ксенотим, ортит, гранат, бетафорит, гадолинит, малакон, бастнезит); андалузит-кордиеритовые.

Сумма редких земель в метасоматитах соответствует [401]: в северной части ханинской интрузии — цериевому эквиваленту, а в южной половине — празеодимому эквиваленту. Помимо этого, все бериллий-литиевые аномалии также тяготеют к южной половине интрузии.

Породы комплекса относятся к натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе, иногда высокоглиноземистой при постоянном присутствии разновидностей умереннощелочного состава и обладают надкларковыми содержаниями титана, фосфора, стронция, меди, никеля, кобальта, хрома, свинца, цинка, иттрия и лития. Соотношение изотопов стронция ($Sr\frac{84}{86} = 0{,}7001 \pm 0{,}046$). Возраст комплекса определяется геологическими и радиологическими данными (табл. 1).

Китемяхтинский комплекс ($\gamma\xi A_2^2kt$) — очково-порфиробластические граносиениты, граниты, гранодиориты. Представлен интрузиями, петротектонически близкими к ханинскому комплексу и расположенными у южных границ территории (ареал 21), где обнаружены Е. В. Недорей.

Это пестрая по составу и текстурам группа пород, в которой условно выделяются две фазы. Ранняя состоит из граносиенитов и гранитов, реже кварцевых сиенитов и лейкогранитов с фрагментами кварцевых диоритов, содержащих переменное количество щелочей с геохимическими аномалиями титана и фосфора. Для этих пород характерны текстуры порфиробластические, гнейсовидные и массивные. Поздняя фаза представлена очково-порфиробластическими граносиенитами, гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами, редко кварцевыми монцонитами и относится к калиевой субщелочной петрохимической группе. Для пород комплекса характерными

акцессорными минералами являются сфен, титаномагнетит, апатит, ортит (в т. ч. редкоземельный), гранат.

Возраст комплекса неизвестен, его верхняя возрастная граница определяется интрузиями, сопоставимыми с пуричиканским комплексом.

Ускельский комплекс ($q\xi A_2^2us$) — мангериты. Обнаружен в 1961 г. Г. Н. Баженовой в бассейне Илинсалы, а М. З. Глуховским на Становом хребте (ареал 20). Образует мелкие и средние массивы неправильной формы, тяготеющие к ближайшей периферии интрузий каларского комплекса, а вдоль Станового хребта — вне тел анортозитов. Массивы комплекса имеют неоднородный состав и сложные соотношения с окружающими образованиями — нечеткие, инъекционные либо метасоматические и только с андезинитами через зону фельдшпатизации и окварцевания.

Внутреннее строение неоднородное, что определяется неравновесностью минеральных парагенезисов. Наиболее специфическими являются два типа пород: кварцеводиорит-гранодиоритовый и кварцевомонцонит-кварцевосиенитовый (до граносиенитов). Оба они являются полиминеральными и помимо повсеместно распространенных биотита и амфиболов содержат переменное количество пироксенов, что позволяет именовать первый тип пород иотунитами, а второй — мангеритами. Последние и являются господствующим типом пород комплекса и относятся к натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе, в то время как иотуниты являются представителями калиево-натриевой умереннощелочной, высокоглиноземистой группы.

Третьей разновидностью пород, имеющей ограниченное распространение, являются чарнокиты-эндербиты. Для них известны взаимопереходы и мангеритам, однако такие же образования прорываются кварцевыми андезинитами каларского комплекса и являются типоморфными для раннеархейского древнеалданского комплекса. Поэтому при идентификации собственно ускельского комплекса следует обращать внимание на возможную полихронность эндербитов и чарнокитов.

Породы комплекса имеют надкларковое содержание молибдена, цинка, марганца, бериллия, циркония и титана. Жильные пегматиты приурочены к контакту кварцевых мангеритов с андезинитами и сопровождаются кварц-полевошпатовыми инъекциями. Для всех этих пород в кварц-двуполевошпатовых залежах, расположенных здесь же, отмечаются гнезда (до 30 дм^2) циркона и редкоземельного ортита. Следует отметить, что повышенный геохимический фон, присущий этим метасоматитам, фиксируется иногда среди нижнеархейских образований вне поля развития мангерит-анортозитовой ассоциации.

Возраст ускельского комплекса крайне дискуссионный, опорным для определения его верхней границы является более молодой геологический возраст гранитов пуричиканского комплекса.

Верхнекондинский комплекс ($\gamma\xi A_2^2vk$) — граносиениты, граниты, лейкограниты массивные. Выделяется на Токко-Чарском междуречье (ареал 18), где обнаружен в одном среднем по размерам массиве, залегающем среди более древних гранитоидов и содержащем крупные отторженцы верхнеархейских пород и несколько мелких. Представлен граносиенитами, лейкогранитами биотитовыми и биотит-роговообманковыми с жилами пегматоидных гранитов и кварцево-сульфидных прожилков.

Относится к натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе. Возраст комплекса определяется трансгрессивным налеганием на его размытой поверхности отложений кондинской толщи.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (КАРЕЛЬСКИЙ) ЭОН

Преимущественно по геологическим данным разделяется на две эры — раннекарельскую и позднекарельскую, в ходе которых сформировались такие крупные геологические подразделения, имеющие всесибирское значение опорных комплексов, как удоканская серия (надсерия) осадочных пород и кодарский интрузивный комплекс рапакивиподобных гранитоидов.

Именно в это время окончательно сформировалась структура фундамента как консолидированной части земной коры платформы. Каждая эра привела к становлению свойственного ей набора геологических образований, расчленение и корреляция которых далека от совершенства.

РАННЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

С ней связано образование эратемы большой мощности (нижняя часть удоканской надсерии) и разнотипных кристаллических комплексов, среди которых много интрузивных.

Стратиграфические подразделения

Удоканская надсерия, выделенная вначале как одноименная свита (PR_1^1), была впоследствии расчленена на ряд местных стратиграфических подразделений, а в 1956 г. Л. И. Салопом была названа серией, состоящей из трех подсерий и ряда свит. Предложенные расчленения с сохранением всех названий используется нами, несмотря на ряд серьезных замечаний, высказываемых различными исследователями [27, 204, 233, 354, 361]. Наиболее радикальное из таких замечаний требует отчленения от нижней, кодарской, подсерии довольно мощной толщи (веселинская толща) предположительно позднеархейской.

Именно удоканская надсерия является опорной для обоснования по коррелятивным признакам возраста иных отложений Восточной Сибири.

Удоканская надсерия, нижняя часть (ареал 1). Кодарская серия (PR_1^1kd) состоит из четырех свит.

Ортуряхская свита (до 700 м) имеет сложный до конца не расшифрованный контакт с архейскими образованиями. Обычно он тектонический либо ультраметагенно-метаморфический через зону инъекционных мигматитов к палингенным гранитоидам. На карте такой контакт изображен лишь в местах, где были соответствующие наблюдения. Свита представлена сланцами, реже гнейсами биотитовыми, двуслюдяными со слоями сланцев, гранат-двуслюдяных, слюдяно-фибролитовых, кордиерит-фибролитовых, андалузитовых, редко ставролитовых. Постоянно присутствуют линзы и слои (1—2 м) кварцитов, мраморов и диопсидовых сланцев. Строение свиты неравномерноритмичное.

Боруряхская свита (до 500 м) — кварциты, в т. ч. гравелистые, аркозовые, мономинеральные, гематитовые со слоями метапесчаников (в т. ч. карбонатных), сланцев слюдяных, карбонатно-слюдистых, фибролитовых, редко графитистых, а также кальцифиров и мраморов. В долине р. Джелтукта обнаружены метаконгломераты. Строение неправильно-ритмичное с тонкоритмичными регрессивными пачками.

Икабийская свита (до 1000 м) — разнообразные сланцы и филлиты, часто графитоносные, нередко сульфидоносные. Постоянно присутствуют слои метапесчаников (редко медистых), карбонатно-слюдистых сланцев, тонкие линзы кварцитов и кальцифиров. Строение мелкоритмичное трансгрессивное.

Аянская свита (до 600 м) состоит из графитоносных сланцев (иногда с прослоями шунгитов) в тонком переслаивании с разнообразными метапесчаниками, линзами известняков. Строение тонкоритмичное трансгрессивное.

Чинейская серия ($PR_1^1čn$) состоит из четырех свит и соотносится с породами кодарской серии через постепенную фациальную границу.

Инырская свита (до 500 м) — метапесчаники, в т. ч. карбонатные (иногда сидеритовые, сульфидоносные с пиритом, пирротином, редкими халькопиритом и сфалеритом), а также песчано-глинистые сланцы полосчатые, иногда графитоносные. Строение тонко- и мелкоритмичное, резко асимметричное трансгрессивное.

Читкандинская свита (1000—1500 м) состоит из трех крупных пачек. Нижняя (500—600 м) — песчаники полимиктовые и олигомиктовые, реже кварцевые, углистые, карбонатные с невыдержанными пластами алевролитовыми и аргиллит-алевролитовыми. Отмечаются пиритоносные и халькопиритоносные песчаники. Строение неравномерно-ритмичное. Средняя пачка (400—500 м) — песчаники полимиктовые олигомиктовые, реже кварцевые с трещинами усыхания, слойками естественного шлиха, слоями медистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, редко доломитов алевритовых. Строение неравномерно-ритмичное регрессивно-трансгрессивное. Верхняя пачка (до 400 м) — разнообразные песчаники, иногда карбонатные и железистые, редко углистые со слоями алевролитов и линзами аргиллитов, доломитов. Строение неравномерно-ритмичное.

Александровская свита (до 480 м) состоит из трех пачек. Нижняя (300 м) — алевролиты, иногда песчанистые, карбонатные, медистые, а также аргиллиты, мергели, песчаники и алевропесчаники с линзами доломитов. Наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби. Строение средне- и тонкоритмичное регрессивное при общей трансгрессивной направленности. Средняя пачка (150 м) — переслаивание пестроцветных алевролитов, в т. ч. медистых с песчаниками (иногда железистыми), мергелями со слоями доломитов. Отмечаются трещины усыхания, знаки капель, дождя. Строение средне- и тонкоритмичное, регрессивное. Верхняя пачка (30 м) — песчаники кварцитовидные, олигомиктовые и кварцевые, неяснослоистые, иногда карбонатные с линзами слоистых алевролитов и доломитов. Строение однородное.

Бутунская свита (до 600 м) — алевролиты, часто карбонатные, иногда песчанистые, изредка альбитизированные со слоями доломитов, в том числе песчанистых, железистых, водорослевых, биогермных, реже известняков, аргиллитов с переменным содержанием песчаников с трещинами усыхания и глиптоморфозами.

Холболохская толща (PR_1^1hl) выделена [51] в бассейне рек Ничатка, Сень, Тора (ареал 2). Базальные слои толщи через пачку инъекционных мигматитов сменяются гнейсовидными гранитами. В бассейне Сени состоит из четырех пачек.

Нижняя пачка (40—150 м) — гнейсы и плагиогнейсы биотитовые и двуслюдяные, иногда меланократовые. Вторая пачка (до 300 м) — кварциты (в том числе со слюдами и полевыми шпатами) среди гнейсов и сланцев биотитовых и двуслюдяных, реже гранатсодержащих. Встречаются слои (1—2 м) мраморов, кальцифиров, кальцит-тремолит-биотит-полевошпат-кварцевых сланцев. В сложных кварцитсодержащих пластах строение ритмичное. Третья пачка (до 700 м) состоит из графитоносных гнейсов, плагиогнейсов и кварцевых сланцев двуслюдяных, биотитовых, реже роговообманковых и гранатовых, которые включают разрозненные слои кварцитов в пачках переслаивания (до 50 м) с реликтами косой слоистости.

Встречаются редкие линзы кальцит-актинолит-кварцевых сланцев. Четвертая пачка (до 500 м) — начинается пластом переслаивания кварцитов с мраморами (линзы метагравелита, метапесчаника), выше которого залегают кварциты в переслаивании с метаалевролитами графитоносными, мраморами (250 м), которые перекрыты крупным пластом мраморов (до 100 м).

Венчается разрез метапесчаниками (в т. ч. кварцевыми) с линзами метагравелитов. Строение этой пачки неравномерно-ритмичное. Возраст толщи неизвестен.

Илинакская толща (PR_1^1il) откартирована В. А. Шеметовым на Нечерских гольцах (ареал 3). Залегает с нераспознанным характером контакта на чипакской толще, обнаженной на соседнем листе (гиперстенсодержащие плагиогнейсы).

Илинакская толща сложена плагиогнейсами и гнейсами биотитовыми с гранат- или графитсодержащими слоями и пачкой переслаивания (до 80 м) сланцев биотит-роговообманковых, реже роговообманковых с мраморами (диопсидовыми и тремолитовыми) и пластом кварцитов (до 100 м), в т. ч. графитовых, которые расслоены плагиогнейсами биотитовыми, а также сланцами двуслюдяно-полевошпат-кварцевыми, мусковит-гранат-плагиоклаз-кварцевыми, гранат-кордиерит-кварцевыми.

Возраст толщи условный (табл. 1).

Бытыгырская серия (PR_1^1bt) выделена Е. П. Миронюком в 1955 г. в составе трех свит, дополненных впоследствии еще двумя, и распространена в изолированных грабен-синклиналях на левобережье Олекмы (ареал 4).

Чародаканская свита (200—500 м) залегает трансгрессивно с угловым несогласием на верхнеархейских образованиях и сложена песчаниками (иногда волконскоитовыми или марганценосными) с отдельными слоями (до 25 м) мелкогалечных конгломератов и сланцев глинисто-песчанистых, песчано-глинистых, реже карбонатно-песчано-глинистых. Строение однородное.

Намсалинская свита (до 500 м) — доломиты, реже известняки доломитистые, иногда кремнистые, водорослевые, алевритовые со слоями различных сланцев, песчаников, реже мергелей, алевролитов глинистых хром-фосфор-ванадиеносных (в слоях 0,5—1 м). Отмечаются трещины усыхания, знаки ряби. Строение груборитмичное.

Билечинская свита (50—100 м) — переслаивание алевролитов и аргиллитов обычно углистых со слоями песчаников. Строение мелкоритмичное.

Ханинская свита (400—700 м) — переслаивание аргиллитов, алевролитов, алевропесчаников и песчаников, в т. ч. углистых, шунгитоносных, пиритоносных, лимонитизированных, с редкими линзами известняков и глинистых алевролитов хром-фосфор-ванадиеносных. Строение тонко- и мелкоритмичное при общей регрессивной направленности.

Станнахская свита (до 800 м) — песчаники, иногда со знаками ряби и слойками естественного шлиха, иногда железистые, углистые, карбонатные. Алевролиты и аргиллиты образуют либо невыдержанные (0,5—20 м) по простиранию слои, либо вместе с песчаниками входят в состав пачек переслаивания (до 40 м). Встречаются сульфидоносные породы. Вся серия зонально метаморфизована и только по времени метаморфизма прорывающих ее интрузий может считаться раннекарельской (табл. 1).

Олонноконская надсерия (PR_1^1ol) откартирована в бассейне Чароды (ареал 5), где залегает с резким угловым несогласием на верхнеархейских образованиях и с размывом перекрыта отложениями кебектинской серии.

Надсерия объединяет серии салаткинскую и чаруодскую, выделенные В. Н. Салаткиным и Г. В. Бирюлькиным (1971—1975 гг.) на месте разнородного комплекса отложений, параллелизовавшихся ранее с бытыгырской серией.

Салаткинская серия состоит из двух свит. Олонгитская свита (до 225 м) является базальной, сложена доломитами, редко водорослевыми, часто окремненными и ожелезненными, внизу с линзами песчаников, гравелитов, фангломератов, реже мергелей. В кремнисто-карбонатных породах установлены аномальные содержания марганца и бария. Туостайская свита (100—300 м) залегает трансгрессивно на олонгитской и сложена песчаниками красноцветными, иногда гематитовыми в пачках переслаивания с алевролитами, аргиллитами, изредка конгломератами и гравелитами. В нижней части разреза присутствуют туфогенные обломочные породы, на северо-западе ареала появляются слои известняков железистых. Строение груборитмичное, регрессивно-трансгрессивное.

Чаруодская серия состоит из двух свит. Правдинская свита (150—250 м) — песчаники, вверху чисто кварцевые, массивные, иногда битуминозные, медистые, ураноносные, внизу — олигомиктовые и кварцевые. Встречаются слои алевролитов и редко доломитов. Строение груборитмичное, регрессивное. Амнунская свита (20—250 м) состоит внизу из пачки переслаивания аргиллитов и алевролитов с песчаниками, реже доломитами, мергелями, аргиллитами углистыми, а вверху — из пачки доломитов, иногда водорослевых, сильно окремненных. Редкая вкрапленность сульфидов в аргиллитах и доломитах. Строение от тонкоритмичного до однородного при общей трансгрессивной направленности.

Возраст надсерии определяется по корреляционным признакам удоканской надсерии.

Ярогинская толща (PR_1^1jar) выделена в качестве нижнепротерозойской Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем в 1941 г. и вскрыта в центральной части Ярогинской шовной структуры (ареал 7), где имеет тектонические контакты с верхнеархейскими отложениями амедичинской серии. В ее составе выделяются две пачки, соотношение между которыми неизвестно.

Сланцевая пачка (не менее 600 м) — сланцы графитоносные, сменяющиеся постепенно высокоглиноземистыми сланцами (с андалузитом, кордиеритом, силлиманитом). Среди обоих типов сланцев преобладают полевошпат-кварцевые, в то время как чисто кварцевые бывают либо графитовыми, либо слюдяными. Постоянно присутствуют слои сланцев двуслюдяных, биотитовых, амфибол-биотитовых, филлитов, иногда метапесчаников и кварцитов (в т. ч. с фибролитовыми стяжениями). Строение пачки ритмично-флишоидное с жильными просечками карбонатно-кварцевыми и карбонатно-альбит-кварцевыми.

Метапесчаниково-мраморная пачка (до 300 м) — мраморы (диопсидовые и тремолитовые), кальцифиры, известняково-силикатные сланцы, сложные пласты (до 70 м) метапесчаников с прослоями алевролитов и повсеместными линзами сланцев слюдяных, иногда кордиерит-кварцевых. Строение пачки неоднородное, с элементами ритмичности. Наличие здесь карбонатных брекчий с галькой разнообразных пород, включая графитоносные сланцы предыдущей пачки, вызывает недоумение как в связи с их природой, так и предполагаемым многими авторами согласным залеганием этих пачек между собой.

Возраст толщи неизвестен.

Интрузивные образования

С раннекарельским магматизмом связано формирование циклической основно-гранитоидно-щелочной ассоциации интрузивных комплексов, известных на всей территории листа.

Куранахский комплекс ($\tau\beta PR_1kr$) — метатрахидолериты. Выделен Е. П. Миронюком в 1960 г. Представлен силлами (до 100 м), дайками, мелкими штоками, прорывающими породы бытыгырской серии, а также удоканской серии по северному фасу ее развития (ареалы 9, 12).

Это слабо- или умереннодифференцированные плутоны с плохосохранившимися зонами закалки, которые были метаморфизованы одновременно с вмещающими породами. Дифференциаты, как правило, различаются текстурными признаками, реже отличаются по составу (от субщелочного габбро до диорита). Первичные минералы сохранились лишь в реликтах среди ассоциаций зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма (альбит—хлорит, альбит—эпидот—актинолит, олигоклаз—роговая обманка, гранат—олигоклаз—роговая обманка—биотит). Отдельные дайки, прорывающие архейские образования, неуверенно фиксируются повсеместно за пределами названных площадей и на карте не отображены. Относятся к натриевому субщелочному железистому петрохимическому типу с локальным обогащением титаном и фосфором. Около даек отмечается пропилитизация, окварцевание, альбитизация, иногда с образованием кварц-амфибол-сфен-полевошпатовых пород.

В бассейне Ускеля, Имангры среди даек подобного состава известны выходы возможных дифференциатов, представленных оливиновыми метагаббро и метагаббро-норитами (иногда лейкократовыми), а также амфиболизированными перкнитами.

Возраст комплекса неизвестен, его верхняя граница определяется установленным временем метаморфизма (табл. 1) и наличием среди ксенолитов в плутонах кодарского комплекса возможных аналогов куранахского комплекса.

Верхнебыйикинский комплекс (νPR_1vb) — метагаббро субщелочное. Обнаружен в 1981 г. Е. А. Зайковым, который сопоставил его с хавагдинским комплексом метадолеритов; был идентифицирован В. А. Зверевым (1987 г.).

Представлен дифференцированной дайкой основно-ультраосновных пород, прорывающей архейские образования на хр. Кодар в истоках руч. Быйики (ареал 10), и сопровождается здесь мелкими дайками и жилами, одна из которых прорывает породы кодарской серии. Контакты дайки резкие, изредка тектонические, а иногда так переполнены ксенолитами вмещающих пород, что приобретают облик магматических брекчий.

Дайка состоит главным образом из метагабброидов (магнетит—биотит—плагиоклаз—роговая обманка) с реликтами клинопироксена, мелано- и мезократовых, иногда порфировидных за счет крупных выделений плагиоклаза. Среди них в расслоенных, полосчатых пачках иногда встречаются обособления клинопироксенитов биотит-роговообманковых, метагаббронеритов оливиновых с келифитовой структурой (друзиты), андезинитов.

В отдельных дайках, в частности прерывающих кодарскую серию, встречаются рудные метаклинопироксениты (титанавгит, апатит, титаномагнетит и немного плагиоклаза и ортопироксена), метамеланогаббронориты, олигоклазиты (с роговой обманкой и титаноавгитом), метаодиниты биотит-апатитовые. Характерные акцессорные минералы — титаномагнетит, апатит (в т. ч. в крупных перекристаллизованных кристаллах), сфен, гранат, циркон, ортит.

Породы комплекса относятся к натриевому субщелочному петрохимическому типу титанисто-фосфористому с надкларковым количеством циркония, тория, иттрия. Возраст комплекса неизвестен.

Мелкие выходы слабодеформированных даек метаморфизованных пород тарынюряхского комплекса, которые прорывают верхнеархейские образования олондинской серии, выделены Н. Л. Добрецовым в 1986 г. и на карте не отображены. Дайки (0,5—15 м) слабодифференцированные, массивные и рассланцованные с реликтами зон закалок. Комплекс состоит из трех разновидностей пород. Типоморфной является ортосланец хлорит-антинолитовый (с реликтами керсутита, а в эндоконтакте с биотитом и гранатом), который совместно с кварц-плагиоклаз-амфиболовыми ортосланцами слагает большинство даек. Они относятся к натриевому субщелочному петрохимическому типу высокотитанистому. Третья разновидность представлена редкими жилами серпентин-хлорит-актинолитовых ортосланцев, петрохимически эквивалентных оливиновым вебстеритам.

Унгринский комплекс (νPR_1un) — металейкогаббро, метадиориты. Выделен А. С. Телегой в 1949 г., идентифицирован Л. М. Минкиным в 1963 г. Представлен многочисленными плутонами различных размеров (до 200 км^2), формирующими Алдано-Хатыминский субширотный плутонический пояс, протянувшийся от долины Алдана до восточной рамки листа (ареал 15). Все они прорывают гранитизированные породы федоровской серии и испытали слабые деформации при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации.

Форма плутонов штокообразная и плитообразная, иногда факолитовая. Приконтактовых изменений не замечается, ксенолиты редки, строение плутонов слабоанизотропное, обусловленное наличием главных типов пород (лейкогаббро, габбро, реже диоритов, монцогаббро и монцодиоритов) разной меланократовости лишь в телах неопределенной формы, в том числе и в их средне-толстополосчатом залегании с ясными контактами. Постоянно встречаются шлирово-полосчатые и сланцеватые текстуры, реже трахитоидные и субофитовые. Жильная фаза представлена горнблендитами. Только в двух местах во всем поясе (приустьевая часть Унгры) среди габброидов обнаружены тела метаморфизованных ультраосновных пород, самое большое из которых — Кенкенейское — имеет площадь около 1 км^2 и прорвано жилами метагаббро. На карте они условно отнесены к раннефедоровскому комплексу.

В редких маломощных деформированных жилах около штоков встречаются оливиновые метатрахидолериты, а на крайнем северо-западе плутонической зоны среди метагаббро встречены жилы гранитов двуполевошпатовых турмалинизированных с краевой плагиогранитовой фацией, которые условно сопоставлены с каменковским комплексом.

Главными породообразующими минералами являются андезин, роговая обманка (в т. ч. субщелочная), биотит, иногда встречаются кварц, калишпат, клинопироксен в реликтах и только в Неричинском плутоне обнаружен ортопироксен. Акцессорные минералы — сфен и апатит (иногда концентрирующиеся в шлирах), а также ортит, циркон, магнетит.

Породы комплекса относятся к натриевому субщелочному высокоглиноземистому петрохимическому типу и обладают надкларковым содержанием бора, фосфора, циркония, иногда цинка и галлия. Возраст комплекса определяется радиологическими данными (табл. 1) и прорыванием его пород гранитами соответственно каменковского и амутского комплексов, а также дайками метамонцонитов кварцевых, отнесенных к тиитскому комплексу.

Тиитский комплекс (μPR_1tt) — монцониты, в том числе кварцевые метаморфизованные. Образуют мелкие и средние плутоны в долине Леглиера недалеко от восточной рамки листа, где залегают среди гранитизированных пород федоровской серии (ареал 15). Плутоны слабодифференцированные крутонаклонные, почти изотропные, с редкими ксенолитами вмещающих пород и мелкими шлирами, отдельные из которых напоминают микродиориты унгринского комплекса. Породы комплекса представлены массивными и порфировидными, реже сланцевато-гнейсовидными монцонитами с краевой фацией монцодиоритов, преимущественно биотит-роговообманковых, среди которых в центральных частях плутонов появляются кварцевые разновидности (вплоть до граносиенитов). Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит, монацит. Среди названных пород залегают жилы пегматитов и лейкогранитов, сопоставимых с каменковским комплексом, чем и ограничиваются все данные о возрасте.

Породы тиитского комплекса относятся к калиево-натриевому субщелочному петрохимическому типу.

Нерасчлененные образования (γ_1PR_1) — граниты и плагиограниты, иногда гнейсовидные. В этой ассоциации объединены разные гранитоиды, не имеющие основательного доказательства возраста. В их числе находятся те гранитоиды, которые традиционно относились к куандинскому комплексу Л. И. Салопа [340]. Ранее этому комплексу придавалось решающее значение в геологическом строении Кодаро-Удоканской и Становой областей, что впоследствии не нашло своего подтверждения.

На хребтах Кодар и Удоканский к этим образованиям отнесены два типа гранитоидов. Один из них представлен (ареал 11) биотитовыми микроклин-плагиоклазовыми гранитами массивными, у контакта гнейсовидными, которые образуют купола среди архейских полимигматитов (Дугуйский купол и мелкие выходы по р. Игобман). Вторым типом (ареал 10) сложены зоны прерывистого развития складчато-тектонизированных гнейсовидных плагиогранитов и гранитов с многочисленными макроксенолитами архейских полимигматитов. К ним близки гнейсовидные плагиограниты и граниты биотитовые в обрамлении выходов холболохской толщи нижнего протерозоя рек Сень, Ничатка, Тянькарь, где они инъецируют породы этой толщи и прорваны ничатскими гранитами.

Не отображены на карте участки массового развития жил и мелких внемасштабных тел плагиогранитов биотитовых, рассекающих архейские полимигматиты и чародаканские граниты в долинах Чары и Конды.

На хр. Удокан (ареал 9) сюда отнесены гнейсовидные граниты и лейкограниты биотитовые, низко- и умереннощелочные, прорванные пегматоидными гранитами и инъецирующие, с одной стороны, породы удоканской надсерии, а с другой — позднеархейские тоналиты. Такие же породы, но менее однородные, сильно мусковитизированные и рассланцованные, с реликтами и скиалитами полимигматитов обрамляют Бырылахский выход удоканской серии. В бассейне Калара и Имангры (ареал 10) описаны граниты и лейкограниты Мучукачинского типа [435]: биотитовые, двуполевошпатовые, массивные и гнейсовидные, на востоке — биотит-амфиболовые, прорывающие все архейские гранитоиды этого района.

Ряд мелких массивов плагиогранитов приурочен к Становому хребту в том же ареале. Это Чабиникитский массив биотит-роговообманковых гранитов, прорывающих архейские плагиограниты, а также два мелких Талуминских массива (биотитовые плагиограниты) и один средний Неричинский массив (плагиограниты биотит-хлорит-эпидотовые), которые содержат ксенолиты позднеархейских гранитов. Не исключено, что Правонимгерканский массив плагиогранитов в Алданском ареале, описанный

В. И. Уютовым, относится к рассматриваемым образованиям (на карте не показан).

Каменковский комплекс ($l\gamma PR_1km$) — лейкограниты, граниты. Выделен из гранитов широко известного нимнырского комплекса [41] ввиду возрастной неопределенности последнего и отсутствия для него петротипа (ареал 15). Кроме того, нимнырский комплекс созвучен такой же свите иенгрской серии и поэтому неоправданно употреблять для одного района одинаковые названия для различных геологических образований.

Петротипом комплекса является плутон сложной конфигурации, обнаженный в бассейне ручьев Каменка и Михайловка, где он прорывает гранитоиды древнефедоровского комплекса и имеет установленный раннепротерозойский возраст (табл. 1).

Каменковский комплекс представлен плутонами разных размеров, прослеженными в районе хр. Зап. Янги и далее к востоку до рамки листа. Они залегают среди архейских образований и образуют куполообразные понятия в складчатых структурах федоровской серии. Границы плутонов четкие, согласные, секущие или инъекционные со скиалитами и ксенолитами, состоящими иногда из магнезиальных скарнов и амфибол-диопсид-магнетитовых пород [411]. В эндоконтактах, особенно среди кварцитов, отмечается калишпатизация, в экзоконтактах — субщелочные диопсидовые граниты.

Встречаются плутоны как изотропного, так и анизотропного строения. Это выражается в появлении разновидностей пород, отличающихся от господствующей (лейкогранита биотитового, серокварцевого однородного и слабопорфировидного) — трахитоидных, полосчатых и иногда черноквацевых лейкогранитов и гранитов, а также монцогранитов, в т. ч. биотит-роговообманковых (Алдакайский район), граносиенитов и миароловых гранитов и лейкогранитов. Главные минералы: микроклин-микропертит, иногда альбитизированный, олигоклаз, биотит, причем полевые шпаты в нескольких генерациях. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, монацит, ортит, а в черноквацевых разностях дополнительно — циртолит, рутил, малакон. При сильном тектоническом рассланцевании появляются новообразованные турмалин, серицит, лейкоксен, кварц. Повсеместно распространены пегматоидные разности лейкогранитов и жилы пегматитов.

Разнообразные метасоматиты широко распространены и за пределами плутонов во всем Нимныро-Леглиерском районе и поэтому они описаны здесь, несмотря на отсутствие достоверных доказательств их генетического и возрастного родства с каменковским комплексом. В первую очередь это относится к кварцполевошпатовым дайковым телам, рассекающим флогопитовые метасоматиты. Обычно такие метасоматиты развиваются по породам, сопоставимым с каменковским комплексом. Соотношение флогопитовых метасоматитов и магнетитовых скарноидов между собой и с каменковским комплексом конкретно не изучено, что связано с трудностями синхронизации однотипных метасоматитов.

Остальные метасоматиты представлены следующими разновидностями: квальмитами, пропилитами, пегматоидными биотит-кварц-двуполевошпатовыми цирконие носными или молибден-уран-ториеносными (уранофановыми с биотит-двуполевошпатовыми гнездами, насыщенными акцессориями), монацит-кварц-полевошпатовыми, микроклинитовыми, кварц-апатит-полевошпатовыми (апатита до 25 %), карбонатно-апатит-кварц-полевошпатовыми, кварц-турмалин-полевошпатовыми, актинолит-турмалиновыми, сфен-салитовыми и др. В целом среди метасоматитов обнаружены акцессории: торит, ферроторит, оранжит, ураноторит, ма-

лакон, циртолит, циркон, монацит, сфен, ортит, магнетит. Среди них известны особые разновидности: малакон и циркон (гафниевоносные), ильменит ураноносный, сфен ниобий-иттрий-цирконие носный, монацит уран-редкоземельноносный.

Породы каменковского комплекса относятся к калиевому субщелочному петрохимическому типу умеренноглиноземистому.

Верхняя геологическая граница этого комплекса фиксируется среднерифейскими дайками сиваглинского комплекса. Условно к этому комплексу отнесены граниты, лейкограниты, граносиениты районов Хатыминского, Унградесовского, Верхненимнырского и Якокутского (ареалы 14 и 15). Заметное место здесь занимают лейкограниты каменковского типа при постоянном присутствии более ранних гранитоидов, а изредка и монцонитоидов тиитского типа. Так, на Хатыминском участке Г. Н. Киселевым обнаружены дайки и жилы порфировидных кварцевых монцонитов биотит-роговообманковых, иногда с крупными и многочисленными (до 70 %) выделениями калишпатпертита, которые ассоциируют с породами, называемыми иногда «гигантомигматитами», «порфиробластовыми», «очковыми». Наиболее крупный выход этих пород слагает Темируктахское поле (р. Тимптон) и поле в устье р. Чульман. Заметное место на таких участках занимают амфиболсодержащие гранитоиды вплоть до граносиенитов с сильными зеленосланцевыми изменениями и активным железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом. Помимо обычных пегматитов биотитовых, изредка встречаются двуслюдяные и турмалиновые. Заметно проявлены квальмиты, микроклиниты, эйситы, а также метасоматиты апатитсодержащие.

Катугинский комплекс ($E\gamma PR_1kt$) — щелочные апограниты. Выявлен В. В. Архангельской в 1962 г., образует два небольших массива в долгоживущей зоне Южно-Удоканского разлома на Каларском хребте (ареал 9). Форма массивов синклинорная, унаследованная от более древних гнейсовидных лейкогранитов, отнесенных условно к раннекарельским нерасчлененным образованиям. Оба массива находятся в зоне неоднократно метаморфизованных пород удоканской серии.

Господствующим типом пород этого комплекса являются апограниты микроклин-альбитовые, биотитовые и биотит-щелочноамфиболовые, которые образовались путем замещения лейкогранитов двуполевошпатовых, биотитовых и роговообманково-биотитовых, с бластопротокластическими структурами и гнейсовидным, очково-гнейсовидным или порфиробластическим сложением.

В массивах выделяется до пяти минеральных зон, закономерно сменяющих друг друга от периферии к центру: аннитовая, биотит-рибекитовая, рибекит-арфведсонитовая, амфибол-эгириновая и эгириновая. В соответствии с этой зональностью происходит уменьшение количества рудных и акцессорных минералов и увеличение содержания главных продуктивных минералов — пирохлора, циркона и криолита. Внешние зоны обогащены гагаринитом и TR-флюоритом. Самыми распространенными минералами апогранитов является кварц, микроклин, альбит, биотит (литиевый аннит или литиевый лепидомелан), рибекит, арфведсонит, эгирин, циркон, апатит, монацит, сидерит, пирохлор, колумбит, ильменит, гематит, TR-флюорит, флюоцерит, гагаринит, криолит, гоарксутит, томсенолит, пирит, пирротин, галенит, молибденит, сфалерит. Аномальное значение $Sr\frac{87}{86} = 0{,}772 \pm 0{,}079$ [4, 347] обусловлено активной миграцией стронция.

Апограниты относятся к калиево-натриевому, миаскитовому высокожелезистому типу. Микроэлементный состав пород отличается повышенным

содержанием тантала, ниобия, циркония и редких металлов. Возраст апогранитов определяется по отношению к гранитам кодарского комплекса и радиометрическими данными (в интервале 2,0—1,9 млрд лет, табл. 1).

За пределами этих массивов, главным образом к югу от них, выявлены многочисленные мелкие тела и ореолы развития квальмитов (кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов) и кварц-двуполевошпатовых пегматоидных гранитов с редкоземельно-редкометалльной геохимической специализацией.

Мельчикитский комплекс ($E\gamma PR_1ml$) — щелочные и щелочно-полевошпатовые граниты, апограниты, граносиениты и сиениты. Комплекс выделен Л. Б. Белоножко и Г. Б. Гиммельфарбом в 1967 г. на северных склонах хр. Кодар (ареал 1), где представлен мелкими штоками и приразломными телами, прорывающими все метаморфические и гранитоидные комплексы архея и раннего протерозоя в этих районах [12], за исключением гранитов пуричиканского и кодарского комплексов. Их контакты разнообразны — от секущих до инъекционно-метасоматических с ореолами фельдшпатизации, фенитизации и окварцевания.

Массивы обычно либо однородные, либо четко зональные: от апогранитов, гранитов и граносиенитов эгирин-альбитовых и эгирин-альбит-микроклиновых до сиенитов нефелин-эгириновых или граносиенитов щелочно-полевошпатовых. Изредка встречаются эгирин-щелочноамфиболовые разности. Самыми поздними являются жилы и зоны микроклинитов, альбититов, иногда эгирин-кварцевых метасоматитов с кальцитовыми шлирами. Все они прорваны амазонитовыми пегматитами и альбитизированными пегматоидными гранитами. Все названные породы содержат переменное количество танталит-колумбита, ильменорутила, кейльгуаита, фергюссонита, циркона, берилла, ортита, монацита, апатита. В отдельных случаях (р. Сеймаган) комплекс представлен прожилковыми метасоматическими зонами цериеносных апатит-альбит-микроклиновых пород, иногда кварцсодержащих (апатита до 25 %). Акцессорными минералами этих пород являются пирохлор, танталит-колумбит, фергюссонит и кейльгауит. По р. Эбкачан обнаружены жилы апатит-карбонатно-флюоритовые иттриеносные. Значительно шире названных пород распространены приразломные квальмиты и микроклиниты, ареал развития которых на востоке доходит до р. Чара.

Верхняя возрастная граница комплекса не установлена ни геологически, ни радиометрически. Это в первую очередь связано с трудностями корреляции с ничатским лейкогранитовым комплексом, развитие которого завершается формированием редкоземельно-редкометалльных метасоматитов, напоминающих мельчикитские.

Курунгюряхский комплекс (EPR_1kn) — щелочные, щелочно-полевошпатовые и двуполевошпатовые граносиениты и сиениты. В нем объединены образования, впервые выделенные В. Т. Свириденко, В. Г. Борисовым [403] и В. В. Ляхницким [121].

Комплекс представлен серией мелких приразломных тел, реже штокверков и штоков, секущих все архейские образования Чарско-Токкинского междуречья (ареал 11) в соответствии с общим меридиональным направлением раннепротерозойских зон разломов (Курунгюряхского, Токкинского и др.). Контакты тел обычно метасоматические, иногда инъекционные (до образования сиенит-мигматитов в архейских породах), редко секущие.

В составе комплекса преобладают микроклиниты и двуполевошпатовые сиениты, в единичных случаях альбит-нефелиновые сиениты, биотитовые и биотит-гастингситовые. Нефелиниты в отличие от всех иных образований размещаются только среди основных сланцев и известны лишь в двух

массивах — Курунгюряхском и Левопуричиканском. Мелкие тела во внешних ореолах области распространения этого комплекса имеют преимущественно кварцево-сиенитовый состав. В массивах сложного строения эндоконтактовые части (сотни метров) сложены микроклинитами, промежуточные — сиенитами щелочнополевошпатовыми и двуполевошпатовыми (первые сотни метров), а центральная часть — щелочными сиенитами, нефелинитами (до 700 м).

Щелочные сиениты и нефелиниты обычно сильно изменены процессами канкринитизации, содалитизации, цеолитизации и серицитизации. Акцессорная минералогия и надкларковая геохимическая специализация выявлены для двух массивов. Курунгюряхский дифференцированный массив является ортит-циркон-сфен-апатитовым с уранторитом и аномалиями Mo, Cu, Co, Ce, Be, реже Cu и лития в измененных нефелинитах. Соготок-Харьинский микроклинитовый массив является ортит-циркон-апатит-сфеновым с аномалиями P, Mo, Cu, La, Ce, реже Be, а иногда и Th. Верхняя возрастная граница комплекса определяется прорыванием его гранитоидами Пуричиканского массива, трансгрессивным залеганием на нем песчаников кондинской толщи и радиологическими данными (табл. 1).

На севере к этому комплексу отнесен Урагинский массив, согласно данным Ю. В. Александрова (табл. 1). Он представлен гранат-клинопироксеновыми сиенитами с фацией биотит-амфиболовых кварцевых сиенитов. Это высокоглиноземистые миаскиты с неустойчивыми натриево-калиевыми отношениями. Они прорваны штоками нефелиновых и содалит-нефелиновых сиенитов, представляющими собой породы натриевого, миаскитового типа с сильными низкотемпературными изменениями, в т. ч. цеолитизацией. Большинство исследователей считает этот шток мезозойским.

На карте не отображены метасоматиты Хани-Эвонокитской и Камкандинской зон [276, 115, 75], грубопараллельных Токкинской зоне. Помимо приразломной сиенитизации, здесь широко представлены квальмиты, микроклиниты, биотит-кордиеритовые, щелочно-амфиболовые и другие образования, как правило полихронные. С ними, в частности, связана заключительная стадия апатитообразования и накопления редких металлов, в определенной степени контролируемые строением вмещающих пород.

Куортинский комплекс ($El\gamma PR_1kr$) — щелочные лейкограниты. Обнаружен В. И. Березкиным в единственном штоке, прорывающем верхнеархейские метаморфизованные отложения Субганского грабена (ареал 14). Состоит из лейкогранитов двуполевошпатовых, рибекитовых и эгирин-рибекитовых, которые сопровождаются пегматитами и обладают переменными количествами микроклина и альбита. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, флюорит и рудные. Лейкограниты относятся к умереннощелочной группе кислых пород калиево-натриевого миаскитового высокожелезистого типа. К югу от штока вдоль Амгинского краевого шва отмечаются мелкие выходы разнообразных метасоматитов: редкометалльных, амазонитовых пегматоидных гранитов, квальмитов и ториеносных эйситов.

Самокутский комплекс (EPR_1sm) — щелочные кварцевые сиениты и сиениты. Образует мелкие жилы и дайки на хребтах Зверева и Бурпалинском (ареал 16), где установлен Г. Ю. Лагздиной в 1951 г. и А. П. Ильиных в 1956 г. Это полнокристаллические и порфировые породы альбит-микроклинового состава с переменным содержанием кварца (до 15 %) и постоянным присутствием эгирина, арфведсонита, реже рибекита, апатита, сфена. К востоку от этой территории известны редкие находки квальмитов, а в низовьях Беркакита — кварцевых сиенитов и

сиенитов, окруженных телами метасоматитов кварц-плагиоклаз-ортоклазовых, квальмитов и апатитоносных эйситов с повышенным содержанием цериевых земель и настурана (красные брекчии, альбит-хлорит-карбонат-гематитовые).

Возраст всех перечисленных пород остается неизвестным.

Хоюмканский комплекс ($E\gamma\xi PR_1hm$) — щелочные граносиениты, кварцевые сиениты. Установлен Г. Б. Лагздиной и Е. П. Миронюком в 1951 г. в долине Тимптона (ареал 14), где прорывает в виде единственного штока архейские образования и раннепротерозойские граниты. Шток заметно преобразован разнотемпературными наложенными процессами и состоит из нерешетчатого микроклина, антипертитового олигоклаза и переменного количества кварца, эгирин-авгита, иногда рибекита. Относится к калиевому миаскитовому петрохимическому типу апатитоносному, высококальциевому.

Многоэтапность и разнотипность последующих минеральных преобразований наводит на мысль об их асинхронности. Наиболее древними из них являются жилы, штокверки, прожилковые зоны и залежи, распространенные среди всех древних кристаллических комплексов Чульманско-Тимптонского района. Это квальмиты, пропилиты, эйситы, разнообразные метасоматиты: кварц-двуполевошпатовые, апатит-карбонатные, апатит-карбонатно-силикатные (с полевыми шпатами, диопсидом, гранатом, тальком), апатит-диопсидовые (со скаполитом, амфиболом) и кварц-альбитовые. Среди них обнаружены рудоносные образования: ураново-ториевые, ураново-торий-редкоземельные (в т. ч. с уран-редкоземельным апатитом, район Хоюмкана) и ураново-редкоземельно-фосфатные. Геологических соотношений хоюмканского комплекса с квальмитами и апатит-силикатными метасоматитами нет.

Своеобразными минеральными типами являются цеолитоносные метасоматиты, особенно апатит-бетауранофиловые, геохимически специализированные по висмуту, селену, ванадию (апатита до 13 %), и апатит-цеолит-карбонатно-полевошпатовые (апатита до 25 %), которые большинство исследователей считают мезозойскими. Однако при этом остается непонятной избирательность развития этих образований по древним кварц-двуполевошпатовым метасоматитам.

Возраст хоюмканского комплекса остается не определенным. Лишь для апатит-силикатно-карбонатных и апатит-силикатных метасоматитов, судя по развитию на них кор выветривания, доказан их предъюрский возраст.

Селигдарский комплекс (νPR_1sl) — карбонатиты апатитовые. Обнаружен В. В. Бурнайкиным в окрестностях Алдана (ареал 14), идентифицирован Ф. Л. Смирновым и А. Р. Энтиным в 1971 г. Представлен единственным небольшим (2 км^2) и глубоким (свыше 3 км) трубообразным телом среди архейских метаморфических пород и гранитоидов. Сопровождается многочисленными жилами, штокверками и прожилковыми зонами метасоматитов специфического состава, сконцентрированных в радиусе до 60 км от Селигдарской трубки. Она характеризуется многостадийными и полифациальными образованиями, свидетельствующими о полихронности процессов, ответственных за ее строение [28, 32, 33, 66, 70, 304, 346, 389].

Несмотря на простую морфологию, трубочное тело имеет сложное строение, в котором немаловажное значение имеют сильно измененные ксенолиты, особенно те из них, которые можно интерпретировать как наиболее ранние образования собственно селигдарского комплекса. Это ксенолиты и фрагменты их, представленные двуполевошпатовыми и бес-

полевошпатовыми меланократовыми породами с реликтами плагиоклаза, калишпата, оливина, пироксенов, слюд, магнетита и апатита (ассоциация шонкинитовая). Эти ксенолиты тяготеют к контакту трубки и сопровождаются силикатными и карбонатно-силикатными породами (антигорит, хлорит, карбонаты и т. п.), реже карбонатизированными кварц-турмалин-калишпатовыми метасоматитами. В окрестностях трубочного тела встречены жильные тела пироксен-апатит-кальцитовых пород с флогопитом и магнетитом. В центре трубочного тела располагаются апатит-мартит-доломитовые породы, приобретающие у внешних контактов брекчиевидный облик. Здесь же присутствуют залежи и секущие жилы апатит-кальцитовых пород. Периферические части трубочного тела представлены апатит-хлорит-карбонатными породами (иногда с флогопитом, антигоритом, кварцем). Наиболее молодыми являются залежи и неправильные тела кварц-апатит-карбонатных и адуляр-кварцевых пород, а также гипсо-ангидритовых залежей (на глубине более 350 м) и пострудная брекчия, в т. ч. сульфидоносная.

Комплекс обладает редкоземельной геохимической специализацией. Характерными акцессорными минералами являются эпидот, турмалин, сфен, гранат, рутил, монацит, циркон и сульфиды, а на глубине — дополнительно магнетит и апофорстерит. Гематитизация является характерным изменением всех пород. В верхней части трубочного тела обнаружены ксенолиты апатитоносных песчаников, а продукты разрушения трубочных пород содержатся в базальных песчаниках венда. Этим исчерпываются геологические признаки обоснования возраста, который по радиологическим данным составляет 1,8—2,0 млрд лет [389].

Мелкие жилы и прожилковые зоны апатитоносных метасоматитов хорошо изучены на Хардагасском и Селигдаро-Инаглинском полях. В их развитии устанавливается [28] несколько стадий (от более древних): 1) кварц-плагиоклаз-ортоклазовая с апатитом, карбонатами, гематитом; 2) квальмитовая, сопровождаемая сиенитоидами (в т. ч. кварцевыми и апатитовыми) и зеленосланцевыми диафторитами; 3) апатит-кальцитовая и пропилитовая, иногда сопровождаемая ангидритизацией (апатит, кварц, клинопироксен, магнетит, флогопит, сфен и др.). Геохимическая специализация метасоматитов торий-редкоземельная (цериевые земли), иногда уран-ниобиевая (пирохлор, бетафит). В невыясненных связях с этими породами находятся апатитоносные кварц-барит-гематитовые и силикатно-скаполит-магнетитовые метасоматиты Таежнинского поля.

Помимо апатитоносных метасоматитов на всем Алдано-Тимптонском междуречье постоянно встречаются приразломные и ареальные метасоматиты, представленные, как правило, квальмитами, альбититами с уран-торий-редкоземельно-редкометалльной специализацией, фиксируемой обычно в неполном ассортименте. Они сопровождаются кварц-полевошпатовыми метасоматитами, реже эйситами. На примере Дес-Леглиерского поля видно, что они представлены либо мигматитовым, либо более молодыми пегматоидными структурными типами. Мигматитовый тип является ортит-уранинитовым и нередко сопровождает железорудные скарноиды. Пегматоидный тип (урано-ториевый с молибденитом) ассоциирует с каменковским комплексом гранитов.

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

Предполагается, что верхнекарельская эратема является неполной, но последовательно продолжает в своей наиболее представительной части развитие предыдущей нижнекарельской эратемы.

Заключительный этап привел к образованию специфической группы интрузивных образований. Промежуточные этапы магматической деятельности остаются неизвестными.

Стратиграфические подразделения

Удоканская надсерия, кеменская серия залегает несогласно с размывом и корами выветривания на отложениях чинейской серии, местами отчленяясь от нее фрагментами олистостром тектонитов, получивших неоднозначное толкование [44, 402]. Состоит из трех свит в согласном залегании, из них две нижние — сакуканская и талаканская показаны нерасчлененными ($PR_1sk + tl$).

Талаканская свита (не менее 1000 м) в наиболее хорошо дифференцированном разрезе состоит из двух пачек равной мощности. Нижняя пачка — песчаники, иногда карбонатные, аргиллиты и алевролиты мелкослоистые, граувакки. В подошве — карманы размыва, микрокарст, слои конгломерато-брекчий, гравелитов, дресвяников, а в верхней части — редкие слои алевролитов доломитовых и мергелей. Строение неравномерноритмичное с отдельными тонкоритмичными пачками. Верхняя пачка — песчаники, иногда пиритоносные, карбонатные со слоями алевролитов, реже аргиллитов (в т. ч. углистых), известняков, песчаников и алевролитов медистых (в пластах 35—250 м). Строение неравномерноритмичное при общей регрессивной направленности.

Сакуканская свита (2000—2500 м) в наиболее полных разрезах состоит из пяти пачек. Первая пачка (до 700 м) — песчаники, в т. ч. магнетитовые, иногда карбонатные, с прослоями граувакк, конгломеративных песчаников, линзами конгломератов и микститов. Среди хорошоокатанной гальки встречаются валуны (до 15 см). В составе гальки преобладают гранитоиды и гипабиссальные породы: граниты биотитовые, лейкократовые, в т. ч. гнейсовидные и порфировидные, аплиты; гранит-порфиры умереннощелочные и субщелочные, чаще всего натриевые, плагиопорфиры (в т. ч. кварцсодержащие), гранофиры и ортофиры. Строение невыдержанное, груборитмичное.

Вторая пачка (до 1000 м) — песчаники (редко карбонатные), часто магнетитсодержащие со средними по размерам катышами аргиллитов и алевролитов. В южный районах появляются крупно- и мелкоритмичные алевролит-аргиллитовые пачки. Строение невыдержанное — от однородного до груборитмичного с градационной ритмичностью.

Третья пачка (250 м) — песчаники, часто карбонатные косослоистые, вверху со слоями аргиллитов и алевролитов. Строение однородное с отдельными мелкоритмичными пачками.

Четвертая пачка (300 м) — песчаники медистые, аргиллиты, алевролиты и алевропесчаники разнообразнослоистые с трещинами усыхания, линзами конглобрекчий. Строение мелко-среднеритмичное, регрессивное.

Пятая пачка (до 100 м) — песчаники, в т. ч. карбонатные, разнообразнослоистые с прослоями алевролитов и аргиллитов (иногда углистых) и трещинами усыхания. Строение мелко-среднеритмичное, регрессивное.

Намингская свита (PR_1nm) характеризуется наличием древнейших окаменелостей, представленных бесскелетной фауной [361]. Состоит (до 800 м) главным образом из песчаников и алевролитов, причем алевролиты массивные, часто карбонатные господствуют в верхних частях разреза, а медистые алевролиты встречаются в нижней части. Песчаники и алевропесчаники, иногда медистые, распространены по всему разрезу, а известковистые — внизу, где сопровождаются аргиллитами с трещинами

усыхания, гиероглифами, отпечатками следов дождя. Строение регрессивное, внизу — мелкоритмичное.

Возраст кеменской серии, как и всей удоканской надсерии, столь сложного строения, крайне неопределенный (табл. 1) и лишь на основании возраста постскладчатых и постметаморфических интрузий с учетом скудного анализа конгломератовой гальки может предположительно считаться позднекарельским.

Олдонгсинская свита (PR_1^2ol) выделяется с целью конкретизации разреза одноименной грабен-синклинали (ареал 4), где ранее именовалась кебектинской. Залегает согласно с размывом на отложениях бытыгырской серии с линзами конгломерато-брекчий в основании (до 15 м), содержащих обломки кремней, доломитов, алевролитов и аргиллитов (в т. ч. углистых). Состоит (600 м) из песчаников с алевролитами, иногда карбонатными или углистыми тонко- и косослоистыми, которые в слоях до 50 м тяготеют к низам разреза. Во всех породах отмечается вкрапленность сульфидов.

Кебектинская серия (PR_1^2kb) выделяется вместо одноименной свиты, выделенной А. Ф. Петровым в 1962 г. Залегает трансгрессивно на отложениях олонноконской надсерии либо на архейских образованиях. Внутреннее расчленение и особенно корреляция литогоризонтов кебектинской серии и указанной надсерии чрезвычайно спорная. Поэтому в кебектинской серии будет рассмотрено три пачки без их таксономии.

Нижняя пачка (до 500 м) — песчаники, нередко глинистые, иногда углистые со слоями конгломератов, фангломератов, граувакк и алевролитов. В западных районах много (до 200 м) конгломератов валунно-галечных, в восточных районах среди песчаников появляются медистые, в разрезе отмечаются линзы доломитов и песчаников волконскоитовых. Строение груборитмичное, трансгрессивное. Вторая пачка (до 500 м) — песчаники красноцветные с линзующимися слоями сероцветных песчаников медистых. Внизу линзы фангломератов и мергелей. Строение от скрыто- до неясноритмичного. Третья пачка (до 700 м) — песчаники, иногда кварцевые с линзами алевролитов, граувакк: гравелитов, медистых песчаников, реже аргиллитов, песчаников конгломеративных, а внизу и магнетитовых с линзами дресвяников. Строение неупорядоченное, в отдельных пачках трансгрессивно-ритмичное.

Возраст серии неизвестен, определяется по коррелятивным признакам.

Кондинская свита (PR_1^2kn) выделена Е. П. Миронюком в 1964 г. на Чаро-Токкинском междуречье (ареал 6), где залегает с угловым несогласием на архейских образованиях. Представляет собой толщу (до 400 м) песчаников, нередко карбонатных, иногда гравелистых, разнослоистых, сероцветных. На севере появляются слои красноцветных песчаников, средне- и мелкогалечные конгломераты (галька архейских пород) базальные и внутриформационные. Повсеместно присутствуют слои граувакк, конглобрекчий, гравелитов, дресвяников. Строение свиты неупорядоченное, ритмичное в южных районах. Среди пород свиты обнаружены повышенные содержания меди, скандия, цинка, иногда ванадия, титана, лантана.

Возраст свиты неизвестен.

Болотнинская толща (PR_1^2bl) выделена В. А. Одуд-Сичевым в 1986 г. в бассейне Ярогу (ареал 7). Залегает с резким несогласием на образованиях ярогинской толщи.

Толща (до 500 м) конгломерат-граувакк-песчаниковая со слоями гравелитов (до 10 м). Однородный базальный слой среднегалечного конгломерата (до 10 м) содержит материал слабоокатанный и неравномерносортированный, полимиктовый. Наиболее распространенными породами в нем являются гнейсовидные граниты, кварциты (в т. ч. магнетитовые),

гранит-порфиры, монцопорфиры, метабазальты, графитовые сланцы, ортофиры, магнетит-турмалиновые породы. Строение толщи неравномерно- и груборитмичное с общей трансгрессивной направленностью. В приразломных зонах породы претерпели зеленосланцевые изменения.

Возраст толщи неизвестен. Очевидно, к этому же возрастному уровню можно отнести довендские апатитоносные песчаники того же ареала, обнаруженные в верхних горизонтах трубочного тела карбонатитов селигдарского комплекса.

Интрузивные образования

С позднекарельским магматизмом связано формирование как циклических основно-кислых, так и моногенных кислых ассоциаций интрузивных комплексов, распространенных в четко локализованных структурах.

Чинейский комплекс ($\nu PR_2\check{c}n$) — габбронориты, в т. ч. титаномагнетитовые, анортозиты, диориты. Выявлен М. И. Петрусевичем в 1945 г. и отнесен Л. И. Салопом (1958 г.) к одной из разновидностей каларского анортозитового комплекса. Изучался многочисленными исследователями [117, 204, 228, 314, 424].

Комплекс представлен одним средним по размеру массивом и рядом более мелких, обычно скрытых с поверхности либо представленных макроксенолитами в породах кодарского и ингамакитского комплексов. В виде широкой цепочки плутонов располагается на хребтах Кодарском и Удоканском близко к осевой зоне Кодаро-Удоканского грабен-синклинория (ареал 9).

Чинейский плутон (100 км^2) представляет собой лополит (мощностью до 1000 м) с этмолитовым каналом. Прорывает складчатые отложения удоканской серии, испытал несколько фаз существенных тектонических деформаций. Представлен хорошо дифференцированной стратиформной серией пород с горизонтами тонкого расслоения, часто кумулятивного строения, ритмичных. Наравне с этим имеются наблюдения, указывающие на секущие соотношения между отдельными разновидностями пород, находящихся в других местах в правильной ритмической последовательности. В теле плутона содержится множество ксенолитов, в т. ч. очень крупных, представляющих собой породы удоканской надсерии, испытавшие сильные контактово-метасоматические преобразования, в частности, магнезиальные скарны по доломитам. Редко встречаются ксенолиты гранитов невыясненного возраста. Насыщенность ксенолитами неоднородная, иногда она столь велика, что на местности картируется гигантская магматическая брекчия. Сложен четырьмя грубо стратифицированными сериями пород (снизу):

1) контактовой (0—100 м) габбро-диоритовой с монцодиоритами, габброноритами. Серия сильно изменена процессами метасоматоза и содержит никелево-медные залежи (мощностью в десятки метров вкрапленных руд с отношением Ni/Cu = 1/30) и жилы брекчии (с отношением Ni/Cu = 1/12);

2) краевой (мощностью 100—300 м) диорит-андезинит-габброноритовой, неравномерно расслоенной с кварцевыми диоритами (биотитовыми и гранофировыми), меланодиоритами (главным образом биотит-двупироксеновыми), андезинитами, реже монцодиоритами, троктолитами, а также линзовидным телом (до 150 м) «леопардовых» габброидов и диоритов. Диориты в основном биотит-амфиболовые и биотит-диаллаговые. Средний петрохимический состав серии отвечает ферродиориту;

3) титаново-железистой (100—1000 м) хорошо- и тонкорасслоенной, ритмичной платиноносной. Состоит из габбронеритов и норитов (на 30 % рудных, судя по содержанию титаномагнетита с ильменитом >15 %), лабрадоритов, троктолитов, реже рудных вебстеритов и диаллагитов (до 20 м) с линзовидным телом (до 20 м) «леопардовых» габбро;

4) конечной лейкогаббронеритовой расслоенной, которая составляет более половины общего объема плутона. Включает также слои габбронеритов, менее диоритов, кварцевых диоритов, лабрадоритов и их рудоносных разновидностей.

Мощность этой серии на севере соразмерна глубине плутона в лополитовой части (не менее 1000 м). Имеются доказательства, что эта серия отвечает самостоятельному акту внедрения магмы из глубинного источника. Средний петрохимический состав серии отвечает кварцевому метагаббро.

Средний петрохимический состав всего плутона соответствует феррогаббро кварцсодержащему с аномально высоким количеством калия и кремния. Для пород плутона характерно надкларковое содержание V, Co, Ni, Pt, Pd. Жильные образования комплекса представлены омфацит-двуполевошпатовыми пегматитами, породами двупироксен-плагиоклазовыми, титаномагнетит-гиперстеновыми, плагиоклаз-клинопироксеновыми и биотит-плагиоклазовыми, а также габбронеритами порфировидными, спессартитами, керсантитами, диабазовыми порфиритами (главным образом в зоне экзоконтакта).

По геологическим данным возраст комплекса определяется его соотношениями с кодарскими гранитами, которые не находят однозначного толкования. Истинный возраст комплекса неизвестен (табл. 1).

Имэннэхский комплекс (νPR_2im) — метагаббро. Выделен Л. М. Минкиным в долине Алдана, где представлен двумя штоками в зоне разлома северо-западного простирания, прорывающими высокотемпературные диафториты по нижнеархейским породам (ареал 15). Штоки слабодифференцированные от мелано- до мезогаббро со шлирами из титаномагнетита и амфибола с пироксеном, без четко выраженного контактового ореола, что возможно связано с метаморфизмом в зеленосланцевой фации. В редких ксенолитах встречаются плагиограниты неясного возраста. Первичные минералы — клинопироксен, роговая обманка буровато-зеленая, андезин-лабрадор, титаномагнетит (до 15 %), магнетит, сфен, апатит, циркон.

Породы комплекса относятся к натриевому высокожелезистому петрохимическому типу, высокотитанистому с надкларковым содержанием Cu, Ba, Au, Ta, Ce. Возраст комплекса неизвестен и определяется прорыванием его кварцевыми лейкогранитами, параллелизуемыми с амутским комплексом.

Сулуматский комплекс (βPR_2sl) — долериты. Выделяется из сложной совокупности слабораспознанных даек, широко распространенных в бассейне Чары (ареалы 10, 11). Дайки единичные и кулисообразно-сочлененные мощностью до 100 м имеют северо-восточное и субширотное направление с крутыми углами падения. Прорывают все архейские образования, соотношений с протерозоем не имеют.

Дифференциация слабая, строение однородное, в крупных дайках порфировое за счет крупных выделений плагиоклаза. Клинопироксены обычно амфиболизированы, плагиоклазы сильно соссюритизированы. Акцессорные — циркон, сфен, титаномагнетит, магнетит.

Породы комплекса относятся к натриевому петрохимическому типу умеренножелезистому. Возраст определяется по радиологическим данным (табл. 1).

Пуричиканский комплекс (γPR_2pr) — граниты, гранодиориты. Выделен из кодарского комплекса в соответствии с выводами Л. Б. Макарьева [237] и В. Г. Борисова [403], обосновавшими как прорывание этими гранитами щелочных образований курунгюряхского комплекса, так и более молодой возраст гранитов ничатского комплекса, что подкреплено радиологическими данными (табл. 1).

В комплекс включены граниты, относимые М. З. Глуховским к рифейским образованиям [115], а также все средние и малые по размерам плутоны, прорывающие архейские, а кое-где и нижнепротерозойские образования по обе стороны от Кодаро-Удоканского грабен-синклинория, образующие западную половину протяженного Кодаро-Ярогинского клиновидного плутонического пояса между меридиональными рамками территории листа [264] в ареалах 9, 11, 12.

Плутоны преимущественно изометричные, автономные и дискордантные с крутыми, реже пологими контактами, определяющими их этмолитовую форму. Часто содержат многочисленные и довольно крупные провесы кровли, а вдоль контактов — заклиненные линзы метаморфизованных осадочных пород, параллелизуемых с удоканской надсерией и ее аналогами. Разноразмерные ксенолиты окружающих пород тяготеют обычно к зонам эндоконтакта. Все плутоны обладают повышенным магнитным полем, как правило, конфокальным. Комплекс является многофазным и многофациальным, хотя встречаются гранодиоритовые плутоны почти изотропного строения (Устьбирамьинский, Икабьеканский).

В деталях каждый из плутонов обладает нетипичными частными особенностями строения и состава. Первая фаза представляется гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами биотитовыми и биотит-роговообманковыми массивными, порфировидными (за счет полевых шпатов, а иногда и кварца), реже гнейсовидными. Незакономерно кое-где встречаются граносиениты. Такие породообразующие минералы, как полевые шпаты и кварц, представлены несколькими генерациями, при образовании которых возникают мирмекиты и вторичные микроклиновые каймы на олигоклазах и микроклинах. Роговая обманка обыкновенная и слабощелочная, биотит — умеренножелезистый. Акцессорные минералы — ортит, циркон, магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен, турмалин, сульфиды.

Вторая фаза представлена гранитами, реже лейкогранитами биотитовыми (иногда с роговой обманкой), образующими штоки, пластообразные тела, а иногда и мощные дайки (до 500 м) субширотного направления как внутриплутонические, так и автономные. Минеральный состав тот же, что и в породах первой фазы. Акцессорные минералы более разнообразны: циркон, сфен, ортит, монацит, гиацинит, магнетит, апатит, редко флюорит, тантало-ниобаты и ураноторит.

К заключительной жильной фазе относятся пегматиты (двуслюдяные, гранат-турмалиновые), аплиты, жилы кварцевые, кварц-микроклиновые, сульфидно-кварцевые и кварцевые. Породы комплекса относятся к неустойчивому петрохимическому типу кислых пород от гранодиоритов калиево-натриевых железистых и низкоглиноземистых (иногда фосфористых) до гранитов калиевых с переменными показателями железистости и глиноземистости. Самые общие геохимические особенности заключаются в присутствии пород либо редкоземельной, либо редкоземельно-редкометалльной специализации.

Возраст, принятый для комплекса (табл. 1), является условным.

Крестяхский комплекс (γPR_2kr) — граниты, гранодиориты. Представлен плутонами правобережья Олекмы: захороненным Нарныктинским и автономной цепочкой мелких плутонов, выделенных Г. Ю. Лаг-

здиной и В. А. Лукониной в 1950 г. (ареал 11). Все они прорывают разнообразные архейские комплексы, хорошо картируются аномальными магнитными полями и только в двух плутонах — Крестяхском и Нырныктинском являются анизотропными. Они сложены гранитами с краевой фацией гранодиоритов и незакономерными участками граносиенитового состава. Ксенолиты редки, отмечаются сидеронитовые шлиры — сфен-магнетитовые.

Породы обычно массивные, порфировидные, редко трахитоидные и овоидные. Господствуют биотитовые разности, в граносиенитах, обогащенных сфеном и цирконом, появляется роговая обманка. Акцессорные минералы гранитоидов: сфен, циркон, магнетит, ортит, монацит, флюорит, апатит; шлиров — ильменит, торит, оранжит, апатит, ортит, монацит. Изотропные более мелкие тела сложены равномернозернистыми биотитовыми гранитами ортит-сфеновыми, по господствующей ассоциации акцессорных минералов. Жильные образования редки и представлены пегматоидными гранитами и аплитами.

Комплекс относится к субщелочному калиевому типу с низкой глиноземистостью и железистостью при наличии отклонений, обусловленных появлением титанисто-железистых разностей. Возраст комплекса неизвестен, по геологическим данным — довендский.

Дурынчинский комплекс (γPR_2dr) — граниты, гранодиориты. Представлен одним крупным плутоном, расположенным в долине Олекмы выше пос. Усть-Нюкжа (ареал 16). Выделен и описан Г. Н. Баженовой [144]. Это пограничный плутон, который прорывает разновозрастные архейские метаморфические образования, в том числе гранитоиды древнестанового комплекса, имея с ними либо секущие контакты, либо переход через зону инъекционных мигматитов. Сложен гранитами и гранодиоритами массивными и порфировидными (иногда с линзовидным кварцем), роговообманково-биотитовыми, приобретающими в зоне эндоконтакта мелкозернистое сложение. Содержит шлировые скопления сфена, ортита, рутила, монацита и апатита. Прорван жилами микрогранитов, аплитов и пегматитов.

Возраст комплекса неизвестен.

Кодарский комплекс (γPR_2kd) — граниты, в т. ч. рапакивиподобные, гранодиориты. Выделен М. М. Мануйловой [239].

Породы образуют крупные плутоны на хребтах Кодарском, Удоканском и Каларском (ареал 9). Все они размещаются в Кодаро-Удоканском грабен-синклинории, где прорывают складчатые отложения удоканской надсерии и содержат ксенолиты пород чинейского комплекса. Наиболее крупные из них — Кодарский (1800 км^2), Каларский (750 км^2) и Кеменский (600 км^2). Форма плутона обычно автономная, дискордантная с неустойчивыми по азимутам и углам падения контактами, более всего соответствующими этмолитовому, лополитовому или гигантскопластовому характеру залегания, что подтверждается вертикальной зональностью.

Строение крупных плутонов обычно анизотропное, многофазное, мелких плутонов — изотропное. Контакты с архейскими и протерозойскими образованиями интрузивные с ореолами контактового метаморфизма, достигающего уровня пироксен-роговообманковой фации. Нередко восстанавливается эндоконтактовая зональность, выраженная появлением кварцевых диоритов. Контакты нередко сильно тектонизированы, иногда представлены как рассланцованными породами, так и брекчиями. В экзоконтактовом ореоле нередко распространены жилы и дайки гранитов, часто пегматоидных с падениями в сторону плутонов. Ксенолиты присутствуют постоянно,

однако количество и пространственное размещение их сильно меняется в различных плутонах.

Первая фаза представлена гранитами, гранодиоритами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, реже монцонитами и монцодиоритами, преобладают средне- и крупнозернистые породы, массивные, порфировидные, в редких случаях овоидные и трахитоидные. Порфировидные выделения могут достигать очень крупных размеров и составлять до 1/3 объема пород; представлены плагиоклазами и микроклином.

Нижний уровень плутонов, вскрытых на глубину до 2 км, представлен гранитами и гранодиоритами, верхний — гранитами и лейкогранитами, а также сиенитоидами и монцонитоидами (в телах мощностью до 150 м). На каждом уровне внутренние части плутонов являются более калиевыми и менее железистыми. Большинство пород биотитовые и биотит-роговообманковые; клинопироксеновые разности встречаются только в гранодиоритах и кварцевых диоритах, а двуслюдяные — в лейкогранитах. Главные породообразующие минералы — кварц, плагиоклаз (от олигоклаза до андезина), микроклины с пертитами в различном количестве и с разными структурными особенностями. Отмечаются маргинационные структуры и общие низкотемпературные изменения. Акцессорные минералы: в гранитах — циркон, сфен, ортит, рутил, апатит, магнетит, иногда иттротитанит и турмалин; в гранодиоритах преобладают сфен и циркон.

Породы первой фазы относятся к нормальному и субщелочному калиевому петрохимическому типу, низкоглиноземистому, высокожелезистому. Для Кодарского плутона установлено надкларковое содержание элементов: Y, Nb, La, Th, Hf, Zr, V, E, Mn, Co, Ni, Cr, Ba.

Второй фазой сложены либо мелкие (до 25 км^2) внутриплутонические штоки и массивы, либо мелкие автономные тела, причем в последнем случае они иногда обладают сложной конфигурацией (Саку-Ханинский массив), обусловленной плитообразной формой. Внутриплутонические тела более сближены по минеральному составу с породами первой фазы, в автономных телах наблюдаются локальные отличия, выраженные то появлением мусковита, то существенными колебаниями в соотношении полевых шпатов, а иногда и в нестандартном наборе акцессорных минералов. Наиболее распространенными акцессорными являются циркон (иногда радиоактивный), ортит, сфен, монацит, апатит, турмалин, магнетит, гранат, иногда флюорит, оранжит, ураноторит.

Породы второй фазы относятся с субщелочному калиевому петрохимическому типу умеренноглиноземистому, высокожелезистому, низкотитанистому.

Породы второй фазы Кодарского плутона обладают надкларковым содержанием Y, Nb, La, Th, V, Cr, Ba, Cu, Co и Ni. Породы второй фазы Кеменского плутона не имеют аномалий Y, Th, V, Cr, Ba, однако в них установлено повышенное содержание F, Sc, Ta, а иногда и Mo [424].

Третья фаза представлена жильными образованиями — пегматитами, аплитами, микрогранитами, порфирами и гидротермально-пневматолитовыми (жилы кварцевые, в т. ч. хрусталеносные, кварц-полевошпатовые, иногда с сульфидами, кварц-карбонатные, кварцево-сульфидные с галенитом и сфалеритом). Постмагматические метасоматиты представлены зонами фельдшпатизации (в т. ч. порфиробластовой), березитами, грейзенами (с лепидомеланом, флюоритом, турмалином, топазом — в Каларском плутоне). В скарнах экзоконтактов и провесов кровли наблюдаются кварц-сфен-диопсидовые альбитизированные разности с уранинитом и браннеритом, а также метасоматиты и сульфидизированные породы щелочно-полевошпатово-диопсид-актинолитовые с молибденитом, галенитом, апатитом и урановой смолкой. Пегматиты преимущественно блоковые,

редко графические, среди них преобладают слюдяные, мусковит-турмалиновые, гранат-мусковит-турмалиновые, иногда редкоземельные.

У Каларского плутона внутри геохимического ореола, аномального по содержанию Sn, Be, Y, V, Zr, обнаружены пегматиты, в т. ч. амазонитовые со следующими минералами: тантало-ниобатами, турмалином, флюоритом, топазом, гранатом, ураноторитом, монацитом, шеелитом, молибденитом и касситеритом.

Возраст комплекса неубедителен вследствие слабого обоснования возраста образований, непосредственно контактирующих с ним, и отсутствия надежных радиологических данных (табл. 1).

Ничатский комплекс ($l\gamma PR_2n\check{c}$) — лейкограниты, граниты. Выделен Г. Б. Гиммельфарбом и Л. Б. Белоножко в 1967 г. На северных отрогах хр. Кодар (ареал 10) он образует множество массивов, самый крупный из них — Ничатский (500 км^2). Остальные средние и мелкие массивы прослеживаются от него в основном на запад и север, вплоть до рамки карты, у которой на соседнем листе О-49 (50) показан кодарский комплекс, являющийся предполагаемым возрастным аналогом ничатского. Все массивы залегают среди разнородных образований, в т. ч. нижнепротерозойских (холболохская и илинакская толщи).

Все массивы являются сложнопостроенными и многопородными, обоснование фазо-фациальных соотношений которых аргументировано недостаточно. Главной разновидностью пород комплекса являются лейкограниты и граниты двуслюдяные, биотитовые олигоклаз-микроклиновые, часто гранатсодержащие, разнозернистые, нередко пегматоидные. Специфической разновидностью являются лейкограниты черномикроклиновые с низким содержанием сфена. Ввиду изменчивости строения комплекса приведем его краткую характеристику для двух районов — Ничатского и Ствотах-Юсюряхского.

В Ничатском районе одноименный массив содержит ксенолиты и скиалиты плагиогнейсов (биотитовых и гранат-биотитовых), сланцев биотит-кварцевых и магнезиальных скарнов и явно моложе окружающих его мигматитов и гнейсовидных гранитов. Не обладает эндоконтактовыми фациями или зонами контактовоизмененных пород, будучи, как правило, конформным соскладчатым и послескладчатым в архейско-нижнепротерозойских образованиях.

Границы между отдельными типами пород постепенные, метасоматические. Среди них преобладают крупнозернистые (до пегматоидных) разности. К участкам, обогащенным скиалитами, тяготеют мелкозернистые граниты, преимущественно меланократовые и радиоактивные. Незакономерно встречаются гнейсовидные или порфиробластовые разности. Количество микроклин-пертита возрастает с увеличением зернистости, вторичные изменения иногда довольно существенные. Характерные акцессорные минералы: циркон, монацит, апатит, магнетит и в небольших количествах ильменит, ксенотим, ортит, сфен, торит.

Породы массива относятся к калиевому субщелочному высокоглиноземистому петрохимическому типу с аномально высоким $Sr\frac{87}{86} = 0{,}7130$ [111, 237, 441]. Содержат надкларковое количество Pb, Nb, TR, Th, Hf, Cs, Rb и дополнительно в мелкозернистых разностях — La, в крупнозернистых — Co. Сопровождается комплексом разнообразных метасоматитов [71]: околоинтрузивных пропилитов и квальмитов, экзо- и эндоконтактовых микроклинитов, апогранитовых грейзенов, редко березитов. В зонах рассланцевания присутствуют эйситы, слюдиты, хлоритолиты (с цирконом, монацитом, ксенотимом). В двуполевошпатовых пегматитах двуслюдяных обнаружены ксенотим, колумбит-танталит и пирохлор.

В Ствотах-Юсюряхском районе ничатский комплекс представлен многочисленными удлиненными к северу массивами между архейскими и протерозойскими породами, среди которых много гранитов чародаканского комплекса (Ченчинский массив). Здесь преобладают лейкограниты равнозернистые, массивные и пегматоидные, редко порфиробластовые. Постоянно встречаются гнейсовидные разности лейкогранитов, а также гранодиориты, монцониты кварцевые, сиениты кварцевые и, очень редко, черномикроклиновые лейкограниты пегматоидные. Для пород комплекса устанавливается переменное содержание плагиоклаза и калишпатов в нескольких генерациях, а также переменный видовой и количественный состав акцессорных минералов, главным образом ильменита, магнетита, циркона (чаще нерадиоактивного), монацита, граната, апатита, изредка ортита, торита, сфена. Довольно многочисленны пегматиты, среди которых встречаются разности с высоким содержанием сфена, апатита и магнетита.

Петрохимический тип пород комплекса здесь очень неустойчивый по всем основным показателям. Черномикроклиновые лейкограниты представляют наиболее устойчивую группу субщелочных калиевых высокоглиноземистых пород. Повсеместно, особенно у зон рассланцевания, широко развиты разнообразные метасоматиты, некоторые из них довольно обоснованно считаются раннерифейскими (истаннахский комплекс Л. Б. Макарьева [237]). Преобладают следующие метасоматиты: двуслюдяно-полевошпатовые, двуслюдяно-кварцевые, микроклин-магнетитовые, микроклиновые, двуполевошпат-карбонатно-апатит-кварц-биотитовые, апатит-карбонатно-кварцевые, сульфидно-биотитовые и апатит-флюорит-пирит-серицитовые. Бурошпатовые эйситы-березиты (аномальные по U, Pb, Ag, Nb, Mo) возможно являются более молодыми. Наиболее обычная ассоциация акцессорных минералов метасоматитов состоит из магнетита, ильменита, апатита, сфена, радиоактивного циркона, рутила, монацита, молибденита. В приразломных метасоматитах намечается грубая зональность, при которой ядерные части обогащены U, Th, Nb, Mo, Li, B, Sn, а фланги — Cu, F, P.

Верхняя геологическая граница комплекса определяется развитием по нему раннерифейских кор выветривания. Учитывая многостадийность минералообразования, отсутствие надежных данных о соотношениях с гранитами пуричиканского комплекса, а также соскладчатый изофациальный характер контактов и неопределенность возраста «куандинских» гранитов, принятый возраст (табл. 1) следует считать условным.

Амутский комплекс ($l\gamma PR_2am$) — лейкограниты. Обнаружен Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем [225] в бассейне Чуги и до сих пор ни по объему, ни по синхронному парагенезису точно не диагностирован. Его аналогом, парапетротипом являются граниты амутского комплекса на правобережье Алдана, выделенные Г. М. Беляевым в 1970 г.

Это мелкие штоки, дайки и жилы, прорывающие все архейские образования района (ареалы 14, 15). Магматические породы комплекса представлены лейкогранитами и гранитами, редко граносиенитами и кварцевыми сиенитами массивными, иногда слабогнейсовидными, гигантозернистыми, нередко с протокластическими и бластокластическими структурами. Реже встречаются полевошпатофировые граниты, граносиениты. Чаще всего эти породы олигоклаз-микроклиновые, хотя встречаются разности с одним из этих полевых шпатов. Альбит постоянно дополняет эти минералы, находясь с ними в сложных соотношениях. Цветные минералы представлены биотитом, гранатом, турмалином, флюоритом, редко роговой обманкой, иногда слабощелочной. Акцессорный парагенезис состоит из магнетита, циркона, тантало-ниобатов и сфена (в т. ч. радиоактивного). Относится к калиевому субщелочному петрохимическому

типу с переменной железистостью и умеренной глиноземистостью. Обладает надкларковыми содержаниями B, Sn, Th, Mn, Mo, Cu.

Жильные образования очень разнообразны и скорее должны рассматриваться как нерасчлененные послераннепротерозойские. Пегматиты имеют различный состав: от плагиоклазовых с графическими структурами до двуполевошпатовых гранат-турмалиновых (иногда с полихромным турмалином), амазонитовых (иногда иттриеносных) и микроклиновых (в т. ч. крупноблоковых), редки альбитовые пегматиты. В протолочках гранат-турмалиновых пегматитов обнаружены: мусковит, скаполит, берилл, сфен, диопсид, амфибол, циркон, молибденит. Широко представлены метасоматиты: диопсид-амфиболовые, гранат-плагиоклазовые, эпидот-хлорит-плагиоклазовые, сфен-плагиоклазовые, амфибол-диопсид-плагиоклазовые молибденоносные (в скарнах), скаполититы, квальмиты (в т. ч. ториеносные, реже уран-ториеносные), микроклиниты (с геохимическими аномалиями молибдена, бора, циркония, ванадия, бериллия и германия). Широко представлены кварцевые жилы (в т. ч. хрусталеносные, с опаловидным кварцем и мориононосные), сульфидно-кварцевые, нередко находящиеся в ареале окварцованных пород.

Возраст комплекса неизвестен, его верхняя граница определяется дайками долеритов, считающимися одновозрастными среднерифейскому сиваглинскому комплексу (табл. 1), а нижняя — прорыванием метагабброидов имэннэхского комплекса.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭОН

Состоит из рифея вне установленного таксона и венда в общепринятых интервалах времени. Для рифея принято стратиграфическое расчленение на региональные горизонты и местные подразделения. Вендская система не имеет дробного деления. Интрузивные образования редки и малочисленны.

РИФЕЙ

Ранний рифей

Имеет слабо аргументированный возраст при удовлетворительном геологическом положении — в рифтогенных структурах бассейна среди пенепленизированной равнины [94].

Стратиграфические подразделения

Тепторгинский горизонт (R_1) представлен пурпольской свитой, откартированной на Нечерском поднятии (ареал 1). Характеризуется двумя типами разрезов: джелиндинским и юсюряхским.

К джелиндинскому типу разреза относится непрерывная полоса выходов серии вдоль восточного склона Нечерского поднятия. В основании разреза находится кора выветривания, которая особенно хорошо выражена в случае залегания пурпольской свиты на раннедокембрийских гранитоидах (мощность до 25 м).

Свита состоит из четырех пачек. Первая пачка (до 400 м) — кварцевые песчаники, иногда внизу со слоем кварцевых конгломератов с редкими прослоями сланцев хлоритоидных и кианит-хлоритоидных. Вторая пачка (до 650 м) — сланцы кварц-хлорит-серицитовые (с графитом, пирофиллитом, а на юге территории — с желваками диаспоритов), реже хлоритовые, хлоритидные (иногда графитсодержащие). Сопровождается отдельными прослоями кварцевых песчаников, кварц-хлоритовых сланцев, а на севере — линзами альбит-хлоритовых сланцев. Третья пачка (до 300 м) на севере представлена сланцами кварц-серицитовыми графитизированными, а на юге — пачкой кварцевых песчаников с алевролитами, имеющей трансгрессивно-регрессивное строение. Четвертая пачка (до 100 м) на севере представлена кварцевыми песчаниками, а на юге — олигомиктовыми песчаниками.

Тепторгинский горизонт Юсюряхского района представлен пурпольской свитой в составе четырех пачек, верхняя из которых возможно относится к медвежевской либо бугорыктинской свите нормального разреза рифея Бодайбино-Патомской области. Пурпольская свита залегает здесь с резким угловым несогласием на всех раннедокембрийских образованиях.

Первая пачка (110—130 м) начинается метагравелитами, сменяющимися кварцитами мономинеральными, иногда графитистыми, содержащими отдельные слои сланцев кварцево-слюдистых, что придает этой части разреза различное строение. Породы пачки содержат иногда повышенные количества молибдена, реже серебра, золота, платины. В кварцитах обнаружены повышенные содержания циркона.

Вторая пачка (260—270 м) начинается слоем сланцев кварц-плагиоклаз-хлоритоид-кианитовых, кварц-хлоритоидных (с биотитом либо мусковитом) и кварц-кианит-мусковитовых. К породам этого слоя приурочены скопления магнетита, а также высокие содержания глинозема (до 33 %). Вышележащая часть пачки имеет ритмичное строение, обусловленное чередованием сланцев слюдистых с кварцито-сланцами либо кварцитами с редкими прослойками хлоритоид-кианитовых сланцев и сланцев графитсодержащих. В кварцитах акцессорные минералы образуют иногда золото-циркон (радиоактивный)-барит-турмалиновую ассоциацию, а в кианит-хлоритоидных сланцах — циркон-рутиловую. Некоторые породы пачки имеют повышенное количество никеля, ниобия, иттрия.

Третья пачка (180—200 м) начинается слоем серицит-кварцевых сланцев, иногда кальцитсодержащих с прослоями кварцитов, метагравелитов и серицит-хлоритовых сланцев. Выше наблюдается переслаивание кварцево-слюдистых сланцев, метапесчаников кварцевых и полевошпат-кварцевых, иногда сланцев кварц-биотитовых. Строение разреза трансгрессивное и отличается повсеместным распространением сульфидов, а вверху разреза — прослойков слюдяно-кальцит-полевошпат-кварцевых сланцев. Встречаются метапесчаники с мартит-магнетитовым цементом, акцессорные минералы которых образуют ксенотим-циркон-(ильменорутил)-ильменитовую ассоциацию. В породах пачки обнаруживается повышенное содержание молибдена, меди, серебра.

Четвертая пачка (до 100 м) начинается слоем полимиктовых метапесчаников со сланцами плагиоклаз-карбонатно-кварцевыми (10—30 м). Выше залегают (50—60 м) сланцы магнетит-серицит-хлоритовые, слюдисто-кварцевые, кварц-двуслюдяные и кварц-биотитовые, иногда известковистые. Завершается разрез пачки метаконгломератами (16 м) полимиктовыми. Валунно-галечный материал представлен гранитоидами позднеархейскими и раннепротерозойскими, кварцем, плагиоамфиболитовыми сланцами, редко метадиабазами. В цементе метаконгломератов встречается повышенное количество турмалина, а в метапесчаниках акцессорные

минералы образуют магнетит-апатит-циркон-ильменитовую ассоциацию и содержат надкларковое количество бария, никеля, кобальта, меди, цинка, стронция, молибдена, ниобия.

Интрузивные образования

Язовский комплекс ($\gamma\pi R_1$jaz) — дайки порфиров гранитовых и гранодиоритовых. Выделен А. И. Ивановым в 1984 г. на Тонодском поднятии и закартирован на Нечерском поднятии (ареал 10) В. А. Шеметовым в виде маломощных даек, образующих здесь Делингде-Истаннахский рой северо-западного направления.

Контакты даек четкие, крутые, иногда рассланцованные, в зоне экзоконтакта встречаются роговики, скарноиды. Главными породами комплекса являются граниты, лейкограниты, реже гранодиориты порфировые (во вкрапленниках кварц, плагиоклаз, реже калишпат). При метаморфизме даек появляются биотит-альбит-хлорит-кварцевые парагенезисы, иногда с эпидотом, редко актинолитом. В зоне экзоконтакта устанавливаются сульфидизация, биотитизация и карбонатизация всех пород, что сопровождается иногда появлением апатита и геохимическими аномалиями молибдена, урана, серебра и цинка. Малоизмененные породы комплекса имеют надкларковое содержание хрома, кобальта, меди, лантана, церия и олова. Акцессорные минералы образуют флюорит-циркон-пирротин-магнетитовую ассоциацию.

Породы комплекса относятся к низко- и умереннощелочной калиево-натриевой петрохимической группе. Возраст комплекса определяется по прорыванию дайками пород пурпольской свиты и находкам А. И. Иванова карбонатных метасоматитов, напоминающих породы экзоконтактовых ореолов гранит-порфиров язовского комплекса, в конгломератах верхнемедвежевской подсвиты тепторгинского горизонта.

Средний рифей

Стратиграфические подразделения

Балаганнахский горизонт (R_2) представлен двумя сериями: балаганнахской в ареале 1 и большеторской в ареале 5.

Балаганнахская серия (R_2bl) широко представлена на склонах Нечерского поднятия, а также к северу от него в отдельных выходах. Залегает с размывом на пурпольской свите и состоит из двух частей: нижней, соответствующей, по-видимому, трем нижним свитам стратотипического разреза (хорлухтахской, хайвергинской и бугорыктинской), и верхней, уверенно параллелизуемой с мариинской (бульбухтинской) свитой.

Нижняя часть разреза в северных районах представлена толщей (до 1000 м) песчаников полевошпат-кварцевых и кварцевых с прослоями гравелитов, алевролитов (в т. ч. углистых), редко доломитов. К югу в бассейне р. М. Валюхта вскрывается верхняя часть этого типа разреза, представленная филлитовидными сланцами, часто углистыми с многочисленными прослоями кварцевых песчаников. На Нечерском поднятии толща низов балаганнахской серии с размывом залегает на пурпульской свите и сложена мелкогалечными конгломератами со слоями песчаников, сменяющимися песчаниками внизу полимиктовыми, нередко известковистыми «углистыми», а вверху алевритистыми.

В средней части толщи имеется известняково-алевролитовый слой (10 м). Галька конгломератов обладает слабой и умеренной окатанностью

и представлена гранитами раннедокембрийскими, песчаниками (в т. ч. кварцевыми) и хлорит-серицитовыми сланцами. В песчаниках фиксируется повышенное содержание акцессорного турмалина.

Верхняя часть разреза (мариинская свита) серии на крайнем севере представлена трехчленной толщей (до 500 м), в которой известняки со слоями песчаников сменяются песчаниками (150 м), перекрытыми груборитмичной пачкой песчаников со слоями известняков и с алевролитами (10 м) в основании. Южнее в этой части выделяются пять пачек общей мощностью до 900 м (снизу): 1) филлиты, карбонатно-глинистые сланцы, вверху со слоями известняков и прослоями алевропесчаников (250 м); 2) песчаники, в т. ч. известковистые (200 м); 3) алевролиты и аргиллиты, иногда углистые, сменяющиеся вверх по разрезу известняками песчанистыми (110 м); 4) песчаники известковистые (200 м); 5) известняки (300 м).

В бассейне Бульбухты в верхней части разреза балаганнахской серии обнаружены строматолиты *Baicalia bulbuchtensis* Dol., *V. reticulata* Dol., *B. impexa* Dol., *Anabaria visenda* Dol., *Conophyton garganicum* Kor., *Kussiella* (?) *nitchorica* Dol., микрофитолиты *Osagia libidinosa* Z. Zhur.

Большеторская серия (R_2bt) выявлена Е. П. Миронюком в 1964 г. на поверхности гор Чарско-Большеторского междуречья (ареал 5). Серия залегает с линзами дресвяников в основании трансгрессивно на раннедокембрийских образованиях [264]. Состоит из трех пачек (снизу): 1) песчаники и алевропесчаники с полимиктовыми гравелитами, содержащими плохоокатанную гальку подстилающих пород (20 м); 2) аргиллиты и алевролиты, часто «углистые», содержащие линзы алевролитов с гематит-лимонитовыми бобовинами (20 м); 3) песчаники кварцевые и аркозовые, иногда углистые, линзы гравелитов, алевролитов с мелкогалечными конгломератами в основании — галька из раннедокембрийских пород, редко песчаников (до 100 м).

Возраст отложений серии неизвестен, а ее разрез несопоставим с рядом расположенными (10 км) низами разреза сеньской свиты верхнего рифея, которые также залегают на раннедокембрийском фундаменте.

Интрузивные образования

Сиваглинский комплекс (βR_2^3sv) — дайки долеритов ареала 9. Образует четкие протяженные (десятки километров) рои даек, среднемощных (до 100 м) и многочисленных, хорошо представленных на Чарско-Тимптонском междуречье. Рои взаимно пересекающиеся (северо-западное и северо-восточное направления) и прорывают все доверхнерифейские образования этой местности. Контакты даек с зонами закалки часто тектонизированные, дифференциация слабая, внутрикамерная. Представлен преимущественно долеритами, конгадолеритами и микрогаббро авгитовыми, в значительной степени измененными (амфибол, хлорит, соссюрит, кварц, эпидот). Контакты даек иногда пронизаны жилками кварц-сульфидного, кварцевого, эпидот-кварцевого состава.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой умереннощелочной и субщелочной петрохимической группе высокожелезистой, их возраст устанавливается по радиологическим данным (табл. 1).

Дорогский комплекс (βR_2dr) долеритов ареала 11 выделен В. Г. Федоровским на хребтах Калар и Кодар, где в виде даек и пластовых интрузий прорывает граниты кодарского комплекса. Геология и петрография комплекса освещена подробно в ряде работ [115, 116, 117, 118, 416,

424, 435]. Возраст комплекса неопределенный, довендский, так как он перекрыт вендскими отложениями в бассейне Кемена.

Средний—поздний рифей

Стратиграфические подразделения

Дальнетайгинский горизонт (R_{2-3}) состоит из двух частей: нижней и верхней, в каждой из которых существует несколько разновидностей коррелятных отложений, получивших статус местных стратиграфических подразделений.

Нижняя часть в стратотипе горизонта представлена двумя последовательно сменяющимися свитами — джемкуканской и баракунской, а в Чарском разрезе, по З. А. Журалевой и Ал. А. Комару, соответственно ничатской и кумахулахской свитами.

Джемкуканская свита ($R^1_{2-3}d\check{z}$) в ареале 1 характеризуется неустойчивым характером разреза. На севере, ближе к устью Б. Патома для свиты устанавливается конгломератовый тип разреза с редкими прослоями песчаников кварцевых и алевролитов. В гальке конгломератов обнаружены известняки мариинской свиты.

Несколько южнее полный разрез свиты достигает мощности 1000—1200 м и начинается пачкой (150—200 м) песчаников кварцевых, в том числе фосфатоносных со следами алевролитов в верхней части. Выше по разрезу на всю остальную мощность свита представлена чередованием слоев песчаников (до 100 м), алевролитов (до 60 м), известняков (до 45 м). Все они образуют ритмичную толщу с четырьмя-пятью двучленными регрессивными ритмами, последний из которых нередко остается незавершенным. Имеются следы сульфидоносности. Еще южнее в бассейне Джелинды свита сложена разнообразными конгломератами мелко- и среднегалечными внутриформационными, в средней части разреза — полимиктовыми валунно-галечными с немногочисленными слоями песчаников, а в средней части разреза — филлитов (до 14 м). В кровле залегает слой (3 м) известняков красноцветных.

Совершенно особый тип разреза (до 600 м) — как по составу, так и по ритмике седиментации располагается в бассейне Бол. Бульбухты: первая пачка (200—210 м) сланцы «углистые» и известковистые, вверху со слоями песчаников, до их преобладания; вторая (140—160 м) — песчаники со слоями филлитов; третья (140—160 м) — филлиты со слоями песчаников; четвертая (до 50 м) — сланцы «углистые».

Баракунская свита ($R_{2-3}{}^1br$) в ареале 1 залегает согласно на джемкуканской свите, имея в основании пачку тонкого переслаивания (до 40 м) черных сланцев и известняков. Свита сложена преимущественно известняками (до 1500 м), среди которых условно выделяются три пачки. Нижняя пачка (до 200 м) — известняки черные со слоями алевролитов, а внизу песчаников карбонатных, иногда сульфидоносных с линзами карбонатных брекчий в кровле. К юго-западу ареала распространения баракунской свиты эта пачка состоит из слоев черных известняков и кварцево-слюдистых сланцев. Сердняя пачка (200—600 м) — ритмичное чередование черных сланцев, аргиллитов и известняков иногда с флюоритовым прожилкованием. Верхняя пачка (400—450 м) — известняки черные, иногда песчанистые со слоями (в средней и верхней части) сланцев кварцево-слюдистых, слюдисто-кварцевых, иногда битуминозных.

В отложениях свиты описаны микрофитолиты: *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. tchaica* Yaksch., *O. columnata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *V. kurtunicus* Yaksch., *V. spinosus* Dol.

Ничатская свита ($R^1_{2-3}n\check{c}$) залегает трансгрессивно на раннедокембрийских образованиях по р. Ничатка (ареал 2). У оз. Ничатка представлена толщей конгломератов мелкогалечных, в отдельных слоях валунно-галечных, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками, иногда пестроцветными, с невыдержанными линзами гравелитов, конгломератов, алевропесчаников. Среди конгломератов с галькой слабой и умеренной окатанности встречаются слои с галькой хорошей окатанности, что не влияет на состав валунов и гальки, среди которых преобладают раннедокембрийские образования и очень редко встречаются песчаники, доломиты.

Ближе к долине Чары мощность свиты сокращается до 80 м, в разрезе появляются прослои мергелей, глинистых доломитов и песчаников известковистых косослоистых. Здесь же сохранилась гидрослюдистая кора выветривания (до 5 м) с дресвяниками. Валуногалечные конгломераты содержат среди акцессорных минералов повышенные количества турмалина, ильменита, рутила, монацита и апатита, а также следы золота. Слои пестроцветных песчаников имеют надкларковое содержание меди и марганца.

Кумахулахская свита ($R^1_{2-3}km$) залегает согласно на породах ничатской свиты и постепенно сокращает свою мощность от 150 м на западе до полного выклинивания на востоке ареала 2. В наиболее полном разрезе состоит из двух пачек.

Нижняя пачка (до 100 м) — пестроцветные мергели, доломиты, карбонатные алевролиты и аргиллиты, находящиеся в тесном тонкоритмичном переслаивании. В кровле элементарных ритмов наблюдаются трещины усыхания. Встречаются линзы кварцевых песчаников и доломитов. Количество последних существенно возрастает в восточном направлении, что сопровождается появлением прослоев алевролитов кварцевых, карбонатных.

Верхняя пачка (до 60 м) — доломиты и известняки, часто глинистые, реже песчанистые с прослоями аргиллитов, реже карбонатных алевролитов, в т. ч. с органическим материалом и сульфидной вкрапленностью. В свите обнаружены *Osagia tenuilamellata* Reitl. и *O. columnata* Reitl.

Верхняя часть в стратотипе дальнетайгинского горизонта представлена одной валюхтинской свитой, а в коррелятных отложениях — латерально заменяемыми сеньской и дикимдинской свитами.

Валюхтинская свита ($R^2_{2-3}vl$) залегает согласно на отложениях баракунской свиты (ареал 1). Состоит из трех пачек. Нижняя (300—600 м) — сланцы кварцево-слюдяные, битуминозные, иногда сульфидизированные и графитизированные фосфатоносные, ванадиеносные в тонком переслаивании с алевролитами, реже алевропесчаниками и известняками (0,2—2,5 м) битуминозными, иногда марганценосными. Средняя (400—800 м) на юго-западе территории представлена филлитами, а на севере — толщей переслаивания песчаников, в том числе сульфидизированных, и алевролитов с отдельными слоями аргиллитов и известняков. В отдельных случаях, особенно в бассейне Б. Патома, в верхней части разреза этой пачки песчаники исчезают, что дает основание ряду исследователей выделять верхнюю пачку (300—400 м) из аргиллитов карбонатсодержащих с прослоями известняков и доломитов. Именно здесь обнаружены микрофитолиты *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *Vesicularites compositus* Z. Zhur.

Сеньская свита ($R^2_{2-3}sn$) широко распространена в бассейнах Чары и Торго (ареалы 2 и 3). Залегает согласно на кумахулахской свите с

базальным слоем (до 5 м) песчаников. На крайнем западе ареала 2 ее мощность достигает 800 м, а на востоке ареала 3 сокращается до 150 м. Повсеместно свита делится на две крупные пачки.

Нижняя пачка на западе сложена песчаниками, в т. ч. карбонатными, вверху со слоями доломитов, при общей мощности 200—210 м, а на востоке — разнообразными песчаниками с линзами кварцевых гравелитов, конгломеративных песчаников со слойками естественного шлиха и трещинами усыхания (мощность 200—70 м). В составе гальки, местами плохоокатанной, наблюдаются как породы фундамента, так и песчаники с алевролитами из ничатской и кумахулахской свит.

Верхняя пачка на западе представлена доломитами со слоями аргиллитов, алевролитов, реже песчаников, а на крайнем западе — углистых аргиллитов, где в верхней части разреза появляются известняки, в т. ч. битуминозные, и доломиты оолитовые, галенитсодержащие (общая мощность 350—500 м). Здесь обнаружены строматолиты *Baicalia rara* Semih. и микропроблематика: *Osagia columnata* Reitl., *O. tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl.

На востоке эта пачка (до 100 м) представлена доломитами, в нижней части кремнистыми с редкими слоями доломито-песчанистых, мергелистых, реже аргиллитов и алевролитов. Здесь обнаружены микрофитолиты того же состава, что и в нижней пачке.

Дикимдинская свита ($R^2_{2-3}dk$) залегает трансгрессивно с размывом на раннедокембрийских образованиях (ареал 4). Состоит из двух пачек. Нижняя (до 40 м) — песчаники, иногда алевритовые, с пестроцветными алевролитами в средней части разреза, редкими линзами мергелей и прослоями доломитов — в верхней и галечных гравелитов — в основании. Верхняя пачка (до 90 м) начинается пестроцветными доломитами и известково-глинистыми сланцами, а в основной своей массе состоит из кремнистых доломитов, вверху водорослевых с редкими прослойками мергелей. В этих отложениях обнаружены *Vesicularites flexuosus* Reitl., *Osagia composita* Z. Zhur., чем и исчерпываются доказательства возраста.

Поздний рифей

Стратиграфические подразделения

Жуинский горизонт (R_3) в стратотипе, по В. К. Головенку, представлен двумя последовательно залегающими свитами — никольской и ченчинской (ареал 1), а в коррелятных отложениях — одной торгинской свитой (по З. А. Журавлевой и Ал. А. Комару).

Никольская свита (R_3nk) согласно залегает на валюхтинской свите и состоит из трех пачек. Нижняя (30—40 м) — аргиллиты с мергелями, сменяющиеся к северу известняками доломит-алевролитовыми. Средняя пачка — мергели медь- или марганценосные зеленоцветные и серые с прослоями известняков глинистых. Мощность сокращается с юга на север (800—200 м). Верхняя пачка — переслаивание известняков глинистых и мергелей (150 м), которые на севере замещаются известняками глинистыми, доломитистыми с двумя слоями (до 60 м) мергелей и редкими прослоями алевролитов известковистых (250 м).

Ченчинская свита ($R_3čn$) сменяет постепенно вверх по разрезу отложения никольской свиты и представлена известняками (300—700 м). Известняки водорослевые, оолитовые, глинистые, иногда красные песчанистые, в средней части разреза иногда цинконосные. Редко встречаются слои (до 3 м) доломитов песчанистых и карбонатных брекчий. Крайне редко разрез завершается пачкой (350 м) алевролитов кварцевых, известковистых и сульфидоносных с прослоями известняков, стратиграфическое положение которой остается неизвестным. В отложениях никольской и ченчинской свит собран богатый так называемый «жуинский» комплекс микрофитолитов верхнего рифея, а в ченчинской свите присутствуют строматолиты: *Inzeria tchentcha* Dol., *I. gigantea* Dol., *Patomia ossica* Kryl., *Katavia lenaica* Schenf., *Tinnia patonica* Dol., *T. tchaja* Dol., *T. punctata* Dol.

Торгинская свита (R_3tr) согласно залегает на сеньской свите ареалов 2 и 3. На западе представлена однообразной толщей (250 м) известняков, содержащих в средней части оолитовые и водорослевые разности, а внизу разреза — слои (0,1—0,2 м) глинистых доломитов. На юго-западе в сохранившейся от размыва нижней части разреза выделяются две пачки. Нижняя (70—80 м) — ритмичное чередование доломитов (в т. ч. известковистых, оолитовых, глинистых), известняков (в т. ч. доломитовых, песчанистых) с мергелями, редко известковистыми аргиллитами. Верхняя (до 80 м) — известняки белые слоистые, выше черные, часто онколитовые, редко водорослевые, стилолитовые. В бассейне Торго на востоке ареала в верхней пачке значительный объем занимают доломиты.

В отложениях свиты обнаружены *Nebecularites uniformis* Z. Zhur., *Astbrosphaeroides forma* № 1 Reitl., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur., *Osagia grandis* Z. Zhur.

Интрузивные образования

Торский комплекс (βR_3t) — дайки долеритов. Образуют рой север-северо-западного простирания в ареале 8 и единичные дайки северо-восточного простирания на Чарско-Олекминском междуречье, которые не отображены на карте. Мощность крутопадающих даек до 80 м, дифференциации слабая, приконтактовые изменения в виде слабой мраморизации и ороговикообразования отмечаются только в тех случаях, когда дайки прорывают рифейские неметаморфизованные отложения. Преобладают авгитовые конгадолериты, долериты, редко встречаются афанитовые дайки.

Относятся к натриевой субщелочной петрохимической группе титанфосфористой. Возраст устанавливается по прорыванию отложений жуинского горизонта верхнего рифея и радиологическому возрасту дайки среди архейских пород (900 млн лет).

Патомский комплекс (βR_3pt) — силлы, дайки долеритов. Распространен крайне ограниченно в северо-западном районе территории (ареал 6). Слагает большое количество силлов (мощность до 200 м), образующих многоэтажные постройки в рифейских отложениях, реже встречаются короткие, маломощные дайки (2—5 м). Силлы залегают параллельно напластованию осадочных пород, иногда с зонами закалки и обладают слабой вертикальной зональностью по нормали к подошве тел, находящихся сейчас в складчатом состоянии. Это авгит-андезиновые породы с титаномагнетитом, авгит-титаномагнетитовыми сростками, кварцем и калиевым полевым шпатом, как правило, сильно зеленокаменно-измененные. В ореолах контактового метаморфизма (первые метры) образуются роговики, в т. ч. андалузитовые и силлиманитовые.

Породы комплекса относятся к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе титанисто-фосфористой. По Б. П. Олейникову, породы комплекса из рядом расположенных силлов (приустьевая часть р. Ур) имеют возраст (K-Ar метод) 520—633 млн лет.

Инаглинский комплекс ($\sigma R_3 i$) — дуниты. Представлен единственным трубкообразным телом в ареале 7 (площадью 15 км^2), обнаруженным В. Н. Щукиным и Т. Т. Могулевой в 1952 г.

Плутон обладает правильной концентрической зональностью. В центре располагаются дуниты, иногда с флогопитом, слабо серпентинизированные, лишь на отдельных участках серпентинизация почти сплошная. Периферическая зона плутона сложена верлитами в виде многочисленных крутопадающих тел (мощность 1—50 м) с клинопироксенитовыми фациями. Верлиты прорывают архейские породы и на контактах с дунитами, в зоне шириной около 1 км, сменяются оливинитами. Среди верлитов встречаются плагиоклазовые разности.

Рассмотренная ассоциация пород может считаться собственно инаглинской, однако описание следует продолжить для выяснения особенностей геологического строения комплекса.

За кольцевыми интрузиями верлитов располагаются две интрузивные зоны. Первая представлена малиньитами и шонкинитами, в т. ч. нефелиновыми, содержащими шлиры мельтейгитов. Граница этих пород с верлитами метасоматическая, они вмещают ксенолиты верлитов и прорывают рядом расположенные вендские отложения. В свою очередь эта щелочная ассоциация окаймлена кольцевой интрузией сиенит-порфиров роговообманковых, иногда гранодиоритовых, которая отделена от щелочных пород теми же вендскими отложениями, которые сильно метаморфизованы вплоть до образования монтичеллита.

Среди пород инаглинского комплекса встречаются просечки пегматоидных пуласкитов и многочисленные жилы диопсидит-пегматитов, которые иногда в зонах трещиноватости образуют жильные системы и штокверки. Мощность жил 0,3—15 м, протяженность 30—300 м. Жилы зональные и многостадийные.

Ранний минеральный парагенезис образуют полевые шпаты со щелочными пироксенами и амфиболами. Диопсид и часто хром-диопсид являются более поздними и, нередко, остаются единственными минералами. Вокруг таких диопсидитовых ядер у контакта с дунитами формируются последовательно зоны вермикулит-диопсидитовая, вермикулит-ортоклаз-диопсидитовая и, наконец, полиминеральная амфибол-полевошпат-оливин-диопсидовая, нередко с леопардовыми текстурами. На глубине от 150 м и глубже вермикулит сменяется флогопитом. Диопсид-пегматитовые тела прорваны жилками сиенитов эгирин-амфиболовых порфировидных.

Акцессорные минералы дунитов и верлитов — магнетит, хромшпинелид (феррихромит, в т. ч. в сростках до 2 см с платиноидами), флогопит, минералы самородной платины (поликсен, иридистая платина, никелистая платина, платинистый иридий и купроплатина) и осмистого иридия (невьянскит, сысертскит), сульфиды и арсениды платиноидов (лаурит, куперит, брэггит и сперрилит), а также пентландит, пирротин, халькопирит, галенит гессит, самородное золото и серебро. В аллювиальных отложениях среди плутона обнаружены самородки платины (до 1,7 г).

Возраст комплекса дискуссионный, как ввиду отсутствия геологических данных по самому комплексу, так и по более молодым образованиям, прорывающим вендские отложения.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Непрерывным чехлом перекрывает все более древние образования и существенно меняет строение и мощность, отражая сложную зональность эпиконтинентального палеобассейна, что устанавливается прямым прослеживанием соответствующих литогоризонтов. Непосредственно за восточной и западной рамками листа располагаются стратотипы верхней границы системы.

Джербинская свита ($V\check{z}r$), по З. М. Старостиной, слагает низы вендского разреза на северо-западе территории (ареал 1), где залегает со скрытым несогласием на ченчинской свите верхнего рифея. У долины Лены состоит из двух пачек. Нижняя (до 100 м) — песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые глауконитовые мелко- и крупнозернистые, иногда гравелистые и косослоистые, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, а на крайнем западе — доломитов (иногда литиеносных) в основании разреза. Верхняя пачка (150—200 м) песчаники красноцветные, кварцевые, разнозернистые, вверху с прослоями аргиллитов.

В отложениях свиты обнаружены строматолиты *Dgerbia grumulosa* Dol. и микрофитолиты *Osagia recta* Voron., *Vesicularites undularis* Voron.

Верхняя пачка к югу увеличивает мощность до 300 м, и в ней появляются слои конгломератов и гравелитов кварцевых, иногда глауконитовых, а также песчаников марганценосных. Нижняя пачка на юге содержит слои кварцевых конгломератов, мергелей, а в ее нижней части обособливается тонкоритмичный слой (45 м) кварцевых песчаников, иногда марганценосных мергелей с алевролитами, редко аргиллитами, в т. ч. фосфороносными.

Возраст глауконита из нижней пачки по различным определениям составляет 484, 569, 574, 584, 589 млн лет.

Тинновская свита, по З. М. Старостиной, и нижненохтуйская подсвита объединенные ($Vtn + nh_1$), по З. М. Старостиной, слагают верхнюю часть вендской системы того же ареала.

Тинновская свита на севере ареала состоит из шести пачек. Первая пачка (30—40 м) — аргиллиты и алевролиты серо- и черноцветные с линзами песчаников и известняков. Строение от однородного до ритмичного, при общей трансгрессивной направленности. Вторая пачка (70—80 м) — известняки, часто битуминозные, иногда глинистые, доломитистые, песчанистые, а вверху водорослевые со слоями алевролита и доломита, реже аргиллита. Строение груборитмичное, регрессивное. Третья пачка (20 м) — песчаники со слоями доломитов, иногда водорослевых. Строение груборитмичное, трансгрессивное. Четвертая пачка (100—210 м) — доломиты, известняки часто битуминозные, иногда обломочные, реже глинистые, внизу водорослевые со слоями песчанистых доломитов. Строение от груборитмичного внизу до однородного вверху. Пятая пачка (30—120 м) доломиты, в западных районах с доломитовыми брекчиями. Шестая пачка (100—110 м) — известняки и доломиты, часто битуминозные, водорослевые, иногда обломочные, вверху глинистые зеленосланцевые с линзами пестроцветных алевролитов. Строение груборитмичное.

В породах свиты обнаружены водоросли *Obruchevella parva* Reitl.; микрофитолиты *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* Reitl., *Volvatella* Nar.; акритархи *Aducta sibirica* Fajr., *Baikania antiqua* Trestsh., *Bdiligena* Trestsh., *Bavlinella foveolata* Schep., *Granomarginata* (?) sp., *Micrhystridium* (?) sp., *Nucellosphaeridium* sp., *Paracrassosphaera dedalia* Rud., *Pterospermopsimorha* sp., *Sibiriella prima* Fajz., *Leiosphaeridia* sp.

Первая и вторая пачки к югу изменяют свой состав и становятся одной мергельно-доломит-известняковой толщей, внизу с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. Изменение состава не приводит к изменению мощности. Строение третьей—шестых пачек к югу остается без изменений, появляются лишь отдельные слои мергелей гипсоносных и

доломитов кремнистых при полном исчезновении признаков битуминозности.

Нижненохтуйская подсвита (80—100 м) — песчаники и алевролиты, иногда доломитистые косослоистые с линзами аргиллитов, мергелей, редко известняков и слоем сложного строения (10 м) в средней части (алевролит-доломитовый слой). Строение от средне- до тонкоритмичного.

В отложениях подсвиты обнаружены строматолиты *Boxonia allahjunica* Kom. et Semikh., *Columnaefacta vulgaris* Sid.; микрофитолиты *Osagia corticosa* Nar., *O. caudata* Korol., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrygioformis* (Krasnop.), *V. concretus* Z. Zhur., *V. compositus* Z. Zhur., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. compositus* Z. Zhur., *V. irregularis* (Reitl.), *Medullarites lineolatus* Nar., *Volvatella* Nar.

В карбонатных породах подсвиты выявлены геохимические аномалии лития. В долине Лены (северная часть ареала 2) глубокими скважинами вскрыты отложения, сопоставимые с вендской системой. Известны два типа разреза — инняхский и русскореченский.

Инняхский разрез вскрыт на глубинах 2735—2083 м и состоит из двух пачек. Нижняя (80 м) — ангидриты с рассеянным глинистым и доломитистым материалом. Многочисленные прослои аргиллитов и доломитов глинистых и ангидритовых. Среди этих отложений обнаружены проявления нефти и газа, а также водоносный горизонт (иногда бромоносный), в составе растворенных газов которого обнаружены: CH_4 (71—76 %), CO_2 + H_2 (14—17 %), O_2 (0,4 %), N_2 и редкие газы (9—10 %). Верхняя пачка (572,5 м) начинается с пачки доломитов и оканчивается в подошве пласта каменной соли. Сложена аргиллитами, доломитами и известняками водорослевыми, гипс- и ангидритсодержащими. В виде отдельных слоев (18—21 м) по всему разрезу встречаются ангидриты.

Русскореченский разрез (132 м) начинается песчаниками, иногда нефтеносными, залегающими на пестрых доломитах и содержащими слои алевролитов. Акцессорные минералы песчаников образуют ильменит-апатит-лейкоксен-цирконовую ассоциацию. Выше залегают доломиты, внизу водорослевые, выше — известковистые, глинисто-алевритовые и гипсово-ангидритовые. Отдельные слои пестрых мергелей, серых известняков, кремнистых доломитов.

Порохтахская свита (V*pr*), по А. А. Арсеньеву и Е. А. Нечаевой с дополнениями С. В. Бархатова, непосредственно сменяет в восточном направлении тинновскую свиту и нижненохтуйскую подсвиту и непрерывно прослеживается до истоков Туолбы (ареал 2). Залегает трансгрессивно с географическим несогласием на верхнерифейских отложениях и на архейском фундаменте.

В стратотипе, на востоке этого ареала, свита состоит из четырех пачек. Первая (35—40 м) — гравелиты, песчаники, в т. ч. турмалин-цирконовые, а также доломитовые. Слои доломитов песчанистых, глинистых, глауконитсодержащих. В северных районах в нижней части пачки появляются красноцветные песчаники и доломиты (10 м) битуминозные и кавернозные (с гипсом, серой и кальцитом в кавернах). Вторая пачка (70 м) — доломиты известковые, вверху глинистые со слоями мергелей. Третья (53 м) — доломиты, внизу водорослевые известковые со слоями мергелей. В доломитах обнаружены отпечатки ходов ископаемых червей. Четвертая пачка (70—80 м) — доломиты и известковые доломиты, иногда водорослевые, внизу гипсоносные с линзами мергелей, количество которых возрастает вверх по разрезу. На отдельных участках в разрезе пачки много карбонатных брекчий.

Общая мощность свиты (200—240 м) сохраняется в пределах всего ареала. Однако к западу от стратотипа серо-сульфатоносные породы исчезают, а среди песчаников начинают встречаться слои (до 5 м) конгломератов кварцевых. Возможно, на юго-востоке им соответствует почти 100-метровый слой песчаников (Олёкмо-Чугинский водораздел).

В отложениях свиты Л. И. Нарожных обнаружены: *Veimiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.) Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.) Reitl., *V. flexuosus* Reitl., *Osagia irregularis*.

В западной части ареала отложения порохтахской свиты имеют повышенную мощность (350—400 м) и согласно залегают на доломитах тинновской свиты. Выделяются четыре пачки. Первая пачка (35—45 м) — доломиты известковистые, известняки доломитовые, редко водорослевые; вторая (140—150 м) — известняки пятнистые, доломиты, внизу водорослевые, находящиеся в верхней части разреза (65 м) в тонком переслаивании с мергелями; третья (60—80 м) — доломиты кремнистые, иногда гипсоносные со слоями мергелей и аргиллитов, к северу в этой пачке преобладают известняки, появляются песчаники; четвертая (70—90 м) — доломиты с прослоями мергелей и известняков вверху, а водорослевых известняков — внизу, к северу преобладают известняки со слоями песчаников и мергелей; пятая пачка (50—60 м) — доломиты, внизу водорослевые, сменяющиеся к северу известняками с прослоями мергелей.

Усть-юдомская свита (V*ujd*), по Ю. К. Дзевановскому, сменяет порохтахскую к востоку от истоков Туолбы вплоть до восточной рамки листа (ареал 3) и залегает непосредственно на архейском фундаменте, имея в основании редкие невыдержанные линзы песчаников, гравелитов, иногда мелкогалечных конгломератов. Представлена, в целом, доломитами различных структурно-текстурных типов. Отдельные слои доломитов глинистых битуминозных, а изредка и мергелей не прослеживаются на значительное расстояние. Мощность свиты 150—250 м.

В верхней части свиты обнаружены микрофиллиты *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Vesicularites reticulamus* Nar., *V. bothydioformis* (Krasn.), водоросли *Shanganella serolachica* Kolosov., *Polaconuorocystis gyrata* Kolosov; в нижней части микрофитолиты *Vermiculites toruosus* Reitl., *Vesicularites lobatus* Reitl., и водоросли *Shanganella yacutica* Kolosov, *Panomninella ornata* Kolosov.

Бараксанская (чепинская) свита (V*br*) выделялась ранее как рифейская [51, 67], но после находок органических остатков Т. А. Дольник обосновала ее возраст.

Свита трансгрессивно с угловым несогласием залегает на карельских образованиях (ареал 4) и состоит из трех пачек. Первая (до 50 м) — песчаники, в редких слоях красноцветные, кварцевые и олигомиктовые, иногда карбонатные. Внизу с линзами гравелитов и дресвяников, а вверху со слоями доломитов, редко мергелей и повсеместно со слоями алевролитов и аргиллитов. Строение крупноритмичное и трансгрессивное. Вторая пачка (до 100 м) — доломиты глинистые и водорослевые, внизу иногда песчанистые, кремнистые, вверху битуминозные. Третья (110 м) — доломиты слоистые, реже массивные.

В свите обнаружены остатки *Linella* cf. *ukka* Kryl., *Jurusania* cf. *hudomica* Kom. et Semikh., *Stiatifera* sp., *Colleniella* sp., *Volvatella horridus* Z. Zhur., *Planolites* sp.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРА

Это время контрастного развития территории, в первой половине — почти непрерывного осадконакопления, закономерно продолжающего режим вендского периода, а в конце — массового разнотипного интрузивного магматизма.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми отделами и особенно широко и разнообразно нижним, в котором выделяются два крупных надъяруса.

Нижний отдел. Алданский надъярус

Томмотский ярус. Пестроцветная свита ($Є_1ps$) установлена достоверно лишь в бассейне Алдана (ареал 3), где согласно залегает на усть-юдомской свите и состоит из двух пачек. Нижняя (35—55 м) — доломиты, часто глинистые с переменным количеством мергелей и линзами водорослевых доломитов. По всему разрезу фауна: *Archacolynthus polaris* Vologd, *Batchathocyathus* sp., *Cambrocyathellus tschuronicus* Vologd, *Protopharetra* sp., *Batchathocyathus tunicatus* Zhur., *Dictyocya thus transtucidus* Zur., *Nochoroicyathus* sp., *Rodustocyathus* sp., *Ajacicyathus* sp., *Cryploparucyathus junicanensis* Zhur. и водоросли *Renalcis* sp., *Epiphytion* sp.

Верхняя пачка (160—95 м) — переслаивание глинистых доломитов и мергелей. Иногда внизу слой оолитоподобных доломитов (35—75 м). В нижней половине разреза зоопроблематики *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Aldanella* cf. *Patelliforma* Bokova.

В разрезе свиты около г. Томмот Л. Н. Малковым собрана фауна *Monocyathus polaris* (Vol.), *Cambrocyathellus tschuranicus* Zhur., *Protophoretia* sp., *Bachatocyathus tunicarus* Zhur., *Dictyocyathus translucidus* Zhur., *Robustocyathus* sp., *Aldanocyathus* sp., *Cryptaporocyathus junicanensis* Zhur.

Томмотский—атдабанский ярусы. Верхненохтуйская подсвита ($Є_1nh_2$) залегает согласно на нижненохтуйской (ареал 1) и заметно изменяет свой разрез и мощности с севера на юг. На севере эта толща (около 400 м) ритмичного переслаивания доломитов, мергелей, аргиллитов с отдельными слоями карбонатных брекчий, внизу — кварцевых песчаников, а вверху известняков. На юге толща (300 м) сложена доломитами, содержащими в верхней части слой известняков, известковистых доломитов, мергелей. В этих отложениях найдены водоросли *Renaltis polimorphus* Masl., *Girfanella sibirica* Masl., *G. jacuticus* Korde и микрофитолиты.

Юедейская свита ($Є_1jed$) по литологическим признакам замещает пестроцветную свиту и распространена в пределах всего ареала 2, где залегает согласно на порохтахской свите венда. Мощность свиты постепенно возрастает с востока на запад (от 160 до 300 м) и с юга на север (до 400 м) при сохранении литологических особенностей. Это толща доломитов глинистых, мергелей, реже глинистых известняков при постоянном присутствии в верхах разреза водорослевых доломитов. В долине Чары в разрезе уже господствуют известняки со слоями (до 4 м) мергелей, битуминозных известняков, а иногда гипса или гипсово-глинистых пород (до 65 м) с глиптоморфозами в доломитах.

В иннях ском типе разреза в интервале глубин 1551—2083 м вместе с силлами долеритов девона вскрыты отложения, коррелируемые с юедейской свитой. В них выделяются две пачки. Нижняя (281 м) — доломиты с пластами каменной соли водяно-прозрачной и оранжево-красной (пласты до 50 м при суммарной мощности 210 м). Прослои ангидритов, мергелей и глинистых доломитов. Верхняя пачка (132 м) — глинистые доломиты, ангидриты и мергели доломитовые с маломощными прослоями известняков, аргиллитов и оранжевой каменной соли.

В русскореченском типе разреза мощность коррелятных отложений сокращается до 311—323 м при суммарной мощности пластов соли 60 м, рассредоточенных в пачке мощностью около 200 м.

В породах юедейской свиты найдены археоциаты *Robustocyathys* cf. *novas* Zhur., *Aldanocyathus* sp., хиолиты и гастроподы.

Силимкунская свита ($Є_1sl$) обнаружена в Верхнекаларском грабене (ареал 4), где, по данным И. А. Томбасова и А. А. Леснянского, согласно залегает на бараксанской.

В свите выделяется до пяти пачек. Первая (250—340 м) — доломиты, часто алевритовые с прослоями аргиллитов, мергелей, вверху — и битуминозных известняков, а в кровле — пестроцветных доломитов. Содержат строматолиты *Collumunaefacta* sp., *C.* cf. *vulgaris* Sid., *Paimites* sp. и микрофитолиты *Osagia* aff. *caudata* Korol. Вторая пачка (50—60 м) — песчаники красноцветные со слоями аргиллитов, мергелей и вверху — водорослевых доломитов. Третья пачка (70 м) — аргиллиты и алевролиты с глиптоморфозами. Содержат микрофитолиты *Asterospaeroides raliatus* Korol., *Vesicularites* cf. *bothrydioformis* (Krasnov), *Osagia* sp. Четвертая пачка (100—120 м) — доломиты, мергели, алевролиты и аргиллиты. Строение двухритмовое, регрессивное. Содержит строматолиты *Collumnae facta* cf. *minuta* Dol. и микрофитолиты, аналогичные обнаруженным в третьей пачке. Пятая пачка (20 м) — известняки с прослоями доломитов известковистых, которые содержат строматолиты и микрофитолиты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur.

По приведенным данным возраст отложений силимкунской свиты венд-раннекембрийский, ближе не определенный.

Атдабанский ярус. Толбачанская свита ($Є_1tl$) — согласно залегает на эльгянской свите того же возраста (ареал 2). Свита (100—250 м) сложена доломитами, известняками, в т. ч. водорослевыми, окремненными, глинистыми и обломочными с прослоями доломитов глинистых, мергелей, иногда битуминозных доломитов и гипсов, появление которых (слои до 3 м) сопровождается пиритизацией карбонатных пород.

В иннях ском типе разреза коррелятные отложения представлены (376 м) доломитами с пластами водяно-прозрачной и розоватой каменной соли (суммарная мощность 160 м) и тонкими прослоями ангидритов, глинистых доломитов. В русскореченском типе разреза этим отложениям соответствует трехчленная толща (388 м), нижняя часть которой сложена доломитами, средняя — доломитами, глинистыми доломитами с пластами каменной соли, а верхняя — доломитами с прослоями известняков и каменной соли (суммарная мощность пластов соли 78 м).

В породах толбачанской свиты обнаружены остатки трилобитов и брахиопод *Bulaiaspis vologdini* Lerm., *B. peleduica* Rep., *B. prima* Lerm., *Kutorgina lenaica* sp.

Эльгянская свита ($Є_1el$) согласно перекрывает юедейскую свиту и состоит (30—60 м) из известняков и доломитов, редко водорослевых, битуминозных, кремнистых. Отмечаются линзы граувакк с амфибол-ставролит-кианит-рутил-турмалин-ильменитовой ассоциацией акцессорных минералов.

В инняхском типе разреза коррелятные отложения представлены битуминозными доломитами (54 м), а в русскореченском — битуминозными доломитами, сменяющимися вверху битуминозными известняками (60 м).

На р. Олекма в породах эльгянской свиты установлены: в нижней части *Elganellus probus* Suv., *Malykania* sp., в верхней — *Malykania gribovae* Suv., *M. grandis* Suv.

Унгелинская свита ($Є_1un$) согласно залегает на одновозрастной тумулдурской свите ареала 3. При мощности 60—100 м сложена глинистыми доломитами и мергелями со слоями доломитов, редко известняков, тяготеющих к верхней части свиты. В мергелях обнаружены остатки *Bulaiaspis* sp.

Тумулдурская свита ($Є_1tm$) залегает согласно на пестроцветной свите и состоит из двух пачек. Нижняя (25—45 м) — доломиты, иногда известковистые, реже битуминозные с эпизодическими линзами гипсов, нередко строматолитовые. Содержит трилобиты: Ellganellus asseptus Suv., *Ellganellus elegans* Suv., *Ellganellus* sp., *Bigatina malikanica* Suv.

Нижнеагланская и устьчепинская свиты ($Є_1na+čp$), по И. А. Томбасову и А. А. Леснянскому, залегают согласно на силимкунской свите в ареале 4.

Устьчепинская свита состоит из трех пачек. Нижняя (80 м) — известняки, иногда водорослевые и доломиты известковистые. Вверху толща переслаивания глинисто-карбонатных пород, мергелей, аргиллитов карбонатных. Строение ритмичное, регрессивное. Средняя (150 м) — известняки, редко доломиты известковистые и водорослевые известняки. Вверху толща переслаивания мергелей доломитовых и известковистых, алевролитов и аргиллитов карбонатных с глиптоморфозами и трещинами усыхания. Строение груборитмичное, регрессивное. Верхняя (150 м) — известняки, вверху с пестроцветными мергелями и аргиллитами.

Нижнеагланская подсвита (400 м) — доломиты массивные, грубослоистые, нередко битуминозные со слоями известняков (в т. ч. водорослевых) и конгломератовидных карбонатных пород.

В устьчепинской свите Ф. П. Никольским и Н. Н. Пахомовым обнаружены: внизу разреза — *Elganella pensics* Suv., *E. piobus* Sur., а вверху — *Bulaispis vologdini* Lerm., *B. modesta* Sur., *B. prima* Lerm., *B. taseevica* Rep. Две первые формы булаясписов найдены также в нижнеагланской свите.

Объединенные отложения. Куторгиновая, унгелинская, тумулдурская и пестроцветная свита ($Є_1$) показаны лишь в Центрально-Алданском районе (ареал 5) ввиду невозможности картографического воспроизведения их границ.

Пестроцветная свита залегает здесь согласно на устьюдомской свите венда и состоит из двух пачек. Нижняя (40—55 м) — доломиты, иногда водорослевые с прослоями зеленовато-серых глинистых доломитов. К востоку состоит (70—80 м) из тонкого переслаивания пестроцветных глинистых доломитов, мергелей (в слое до 60 м) и доломитов с остатками *Cambiotubulus ducurvatus* Miss., *Chancellonia fraqilus* Vass., *Archias terella pentactina* Sdzuy; Верхняя пачка (до 100 м) — переслаивание пестроцветных доломитов, часто глинистых с мергелями, содержащими в низах разреза *Anabarites trisulcatus* Miss., *Cambiotubulus decurvatus* Miss., *Abdanella* cf. *patelliforma* Bokova.

Тумулдурская свита, нижняя пачка (25—45 м) — доломиты и известковистые доломиты, желто-серые часто перекристаллизованные, иногда оолитоподобные, битуминозные, с прослоями известняков, строматолитовых доломитов. Строматолиты: *Collenia* cf. *omachtensis* Nuzh., *Collenia* sp. indet., *Collenia* cf., *Buriatica* Nasl., трилобиты: *Ellganellus asseptus* Suv., *Ellganellus elegans* Suv., *Ellganellus* sp., *Bigatina malikanica* Suv. Верхняя пачка (50—75 м) — доломиты, иногда битуминозные, прослои оолитоподобных, глинистых, известковистых строматолитовых доломитов.

Унгелинская свита, нижняя пачка (60—75 м) — переслаивание доломитов, иногда оолитоподобных, известковистых, строматолитовых и пестроокрашенных глинистых доломитов, мергелей. Верхняя пачка (35—50 м) — доломиты, известковистые доломиты, прослои глинистых доломитов, мергелей, строматолитовых доломитов, известняков.

Куторгиновая свита, нижняя пачка (20—30 м) — переслаивание серых доломитов, известковистых доломитов, иногда глинистых, битуминозных. В основании переходной пачки доломитов прослои известняков мощностью до 2 м. Фауна брахиопод: *Kutorgina flerovae* Lerm., *Kutorgina lenaica* Lerm. Верхняя пачка (70—80 м) — темно-серые известняки, органогенно-детритусовые известняки, прослои глинистых доломитов (70—80 м). Фауна брахиопод: *Kutorgina flerovaczerm kutorgina* sp., трилобитов: *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *Bathyuriscellus* sp., *Bergeoniaspis divergens* Lerm., *Berrgeroniaspis* sp., *Bergeroniaspis Bobrov* sp. nov., *Biondaspis* sp. nov., *Biodaspis organa* Suv., *Solenopleorella bella* (Rjon) *solenopleurella* sp., *Protolenius, Poperlia prisca* Lerm., *Jakutus* sp. nov.

Нижний отдел. Ленский надъярус

Ботомский ярус. Олекминская свита ($Є_1ol$) залегает согласно на толбачанской свите (ареал 2). Мощность свиты возрастает с востока на запад (от 100 до 350 м) при сохранении господствующего типа пород в разрезе. Это в основном известняки, иногда оолитовые, реже водорослевые, пятнистые, с отдельными слоями доломитов известковистых, а на крайнем западе с большим количеством карбонатных брекчий. В разрезе отложений, вскрытом скважинами (инняхский разрез 250 м, русскореченский — 92 м) отмечены маломощные прослои ангидритистых доломитов и доломитов с включениями каменной соли, а в низах разреза со слоем пиритоносных, кавернозных доломитов. Свита содержит богатый комплекс фауны ботомского яруса [26, 103, 104, 106].

Куторгиновая свита ($Є_1kt$) встречается в редких местах на поверхностях водоразделов ареала 3 у долины Алдана и на карте не показана. Согласно залегает на унгелинской свите и представлена известняками с прослоями доломитов известковистых, доломитов глинистых, известняков, органогенно-детритусовых (до 80 м). Обнаружены остатки *Bulaiaspis sajanica* Rep.

Ботомский—тойонский ярусы. Верхнеагланская свита ($Є_1va$) согласно залегает на нижнеагланской в ареале 4 и представлена толщей (400 м) массивных, брекчиевидных и водорослевых известняков и доломитов, внизу со слоями известковистых доломитов (в т. ч. битуминозных) и красных глинистых доломитов с прослоями пестроцветных мергелей. В ней Н. Н. Пахомовым описаны *Namania namanensis* Lerm., *N. evetasica* Sur., *Bathynotus namanensis* Lerm., *A.* aff. *tchetchucia* Ogienko, *Kutorgina* cf. *lenaica* Lerm.

Тойонский ярус. Чарская и ичерская свиты ($Є_1čr + ič$). Выделены на севере территории (ареал 2) и, в силу того, что расчленяются лишь в долине Лены, показаны на карте как нерасчлененные. И если ичерская свита составляет согласную верхнюю пачку разреза, то подстилающие породы чарской свиты в восточной части ареала залегают на олекминской свите с размывом. Мощность этих отложений незакономерно

повышается от 110 м на юго-востоке ареала до 400 м в имняхском типе разреза, вскрытом глубокими скважинами.

По составу эти отложения довольно однообразны и представлены известняками, доломитами и карбонатными брекчиями. Однако на северо-западе (р. Марыкта) здесь выделяются три пачки. Нижняя (120 м) — известняки, иногда водорослевые, доломиты и алевритистые известняки. Средняя (25—40 м) — доломиты, карбонатные брекчии и известняки с прослоями мергелей. Верхняя (70—110 м) — известняки, часто пятнистые, доломитизированные с фауной трилобитов.

В имняхском типе разреза выделяются три пачки. Нижняя (77—79 м) — доломиты, известняки пятнистые и карбонатные брекчии. Средняя (267—285 м) — каменная соль с пластами ангидритов, доломитов и известняков. Верхняя (56—70 м) — доломиты и известняки с прослоями ангидритов и каменной соли.

В русскореченском типе разреза (353 м) наблюдаются известняки, доломиты и карбонатные брекчии, содержащие в средней части пласты солей и ангидритов.

В бассейне Б. Патома в верхней части чарской свиты найдены трилобиты *Pseudoeteraspis* sp., а в бассейне Олекмы и Чары — *Namanoia namakensis* Lerm., *N. evetasica* Suv., брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *K. panciornata* Lerm.

Средний отдел

Метегерская свита ($Є_2mt$) выделена С. А. Бобровой (1961 г.) Известна на отдельных участках ареала 2, где залегает с размывом на породах чарской свиты. Сложена доломитами с прослоями известняков и мергелей, часто с карбонатными брекчиями в основании (до 120 м). Повсеместно встречаются кремнистые стяжения и лишь на северо-западе линзы мергелей.

Возраст свиты условный по залеганию между фаунистически охарактеризованными породами чарской свиты и пестроцветными отложениями, имеющими предположительно верхнекембрийский возраст.

Верхний отдел ($Є_3$)

Верхоленская и илгинская свиты обнажены в северной части ареала 2, где несогласно со стратиграфическим перерывом залегают на породах чарской, ичерской и метегерской свит. Мощность пород верхнего отдела изменяется от 120 м на востоке до 350 м на западе территории листа. Нижняя граница проводится по основанию пачки кварцевых песчаников, иногда со слоями карбонатно-кремнистых брекчий. Акцессорные минералы песчаников образуют турмалин-биотит-ильменит-гранатовую ассоциацию.

Выше условно выделяются три пачки. Нижняя (40—80 м) — мергели, алевролиты красноцветные, доломиты, иногда с прослоями гипса и ангидрита. Средняя (90—170 м) — мергели и глины с прослоями доломитов, известняков, песчанистых известняков (иногда меденосных) и гипсов (пласты до 7 м). Верхняя (50—110 м) — доломиты, часто водорослевые с красно-бурыми мергелями и прослоями кварцевых песчаников и алевролитов.

Возраст отложений условный на основании соотношения и подстилающими и перекрывающими отложениями. За пределами северной границы листа известны редкие находки трилобитов и брахиопод верхнего кембрия [98].

Средний кембрий—нижний ордовик ($Є_2$—O_1)

Калаканская и воротнинская свиты ареала 4 залегают согласно с размывом на нижнекембрийских отложениях верхнеагланской свиты и состоят из четырех пачек. Первая (90 м) — красноцветные песчаники известковистые с прослоями известняков и доломитов, а внизу — глинистых доломитов и мергелей. Строение слаборитмичное, трансгрессивное. Вторая (50 м) — доломиты водорослевые и пестроцветные, вверху со слоями доломитов песчанистых и алевритовых, песчаников и алевролитов, реже доломитовых конгломератов. Строение от крупно- до мелкоритмичного, регрессивное. Третья (60 м) — известняки слоистые, часто алевритовые с прослоями алевролитов и песчаников. Четвертая (170 м) — пестроцветные песчаники глауконитовые, иногда известковистые, алевролиты, известняки песчанистые с линзами конгломератов, гравелитов. Строение скрыторитмичное.

Первые две пачки характеризуют калаканскую свиту, возраст которой определяется ее стратиграфическим положением ниже отложений воротнинской свиты (третья и четвертая пачки), в которых Е. Е. Барабашевой определены: брахиоподы *Obolus* sp., *Finkelburgia* cf. *bellatula* Ulrich et Cooper, *F.* cf. *subquadrata* Cooper, *Apheorthis* cf. *melita* (Hall et Whitfield), *A. submelita* Yadienkina, *A. khantaiskiensis* Yadienkina, конодонты *Scolopodus cornutiformis* Br. et Mehl, *Cordylobus* cf. *proanus* Müller, *Paltodus bassleri* Furkish, *Diepanoistudus suberectus* (Br. et Mehl), трилобиты *Pseudokoldinia gloriosa* Rosova, *Loparella loparica* Rosova, *Diceratocephalina incornata* Ogienko, *Paenebeltella* aff. *sibirica* Ogienko и др., а также иглокожие (преимущественно цистоидеи). Нижнеордовикский возраст воротнинской свиты, как допускал Ю. А. Перфильев (1964 г.), по органическим остаткам можно считать доказанным.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Усть-кутский и чуньский ярусы ($O_1uk+čn$). Залегают с географическим несогласием на верхнекембрийских отложениях (ареал 2). По материалам Л. Ф. Штейн [98], здесь устанавливаются отложения обоих ярусов нижнего ордовика (усть-кутского и чуньского). Однако на карте они не отображены, так как не были откартированы на местности. По этим данным, в северо-западной части ареала нижний отдел представлен двумя свитами.

Усть-кутская свита (80—100 м) — доломиты, известняки (в т. ч. водорослевые), алевритовые с прослоями гипсоносных и меденосных известняков, конгломератов, внизу — песчаников кварцево-глауконитовых, известняков глауконитовых. Из сборов Л. Ф. Штейн определены остатки *Plethopeltiodes magnuz* Z. Max. и *Pseudoacrocephalites* sp., *Finkelnburgia*.

Черендейская свита (до 100 м) — пестроцветные песчанистые известняки и доломиты, известковистые песчаники и алевролиты с прослоями известняков водорослевых и обломочно-детритусовых, а внизу разреза со слоями песчаников глауконитовых, известняков глауконит-песчанистых и конгломератов известковистых. Акцессорные минералы песчаников образуют гранат-лейкоксен-циркон-апатитовую ассоциацию. Из сборов Л. Ф. Штейн здесь определены трилобиты *Pliomerops* sp., *Biolgina* sp., из предыдущих исследований известны [102, 103, 104] *Finkelnburgia bellatuls* Ulr. et Coop., *F.* sp., *Levisoceras* cf. *mercurius* (Bill) и богатый комплекс конодонтов.

Средний и верхний отделы (O_{2-3})

Распространены компактно в северной части ареала 2 и в ареале 4. В первом из них отложения этих отделов залегают со стратиграфическим несогласием и корами выветривания в основании на отложениях чуньского возраста и расчленяются на три пачки. Первая (35—40 м) — начинается слоем зеленых глин (8 м), над которыми залегают красноцветные аргиллиты и песчаники (иногда железистые и фосфористые) со слоями известняков, ракушняков и конгломератов карбонатных. Содержат обильную фауну криволуцкого яруса. Вторая (245 м) — пестроцветные аргиллиты с прослоями кварцевых песчаников, доломитов и оранжевых гипсов. Третья (до 120 м) — красноцветные и сероцветные песчаники, мергели, известняки алевритовые и доломиты известковистые. Акцессорные минералы песчаников образуют турмалин-циркон-ильменит-магнетит-гранатовую ассоциацию.

Возраст этих отложений определяется по наличию толщи большой мощности между достоверно установленными ярусами — криволуцким и лландоверийским.

После работ А. С. Перфильева в ареале 4, по А. А. Леснянскому, выделяются наледнинская и устьналеднинская свиты ($O_{2-3}nl + un$). Наледнинская свита (115 м) залегает согласно на воротнинской свите и представлена тонкоритмичной толщей мергелей, алевролитов и кварцевых песчаников.

Устьналеднинская свита залегает на наледнинской с размывом и следами несогласия согласно и состоит из трех пачек: нижняя (210 м) — пестроцветные алевролиты и аргиллиты с песчаниками разнозернистыми, изредка глауконитовыми с линзами граувакк и обломочных известняков со знаками рыби. Строение тонкоритмичное, трансгрессивное; средняя (80 м) — красноцветные песчаники, известковистые, олигомиктовые и кварцевые со слоями алевролитов и аргиллитов; верхняя (70 м) — красноцветные алевролиты и аргиллиты, часто карбонатные со слоями мергелей, реже песчаников. Строение среднеритмичное, регрессивное.

Фауна этих свит определена Е. Е. Барабашевой. В наледнинской свите обнаружены брахиоподы *Angarella lopatini* Asatkin, *A.* sp., *Murinella* cf. *yakutensis* Andieeva, моллюски *Miagvvia* cf. *moyeronica* S. Rosov., *Moyeionia* cf. *bulostotzkayae* Nikif. et S. Rosov. и конодонты, представленные формами среднего ордовика. В устьналеднинской свите обнаружены остатки остракод, хиолитов, а также брахиоподы *Rostricellula* sp., конодонты *Scandodus* (?) ex gr. *sibiricus* Mosk., *Steveoconus aculeiformis* Mosk. Это позволяет определить возраст устьналеднинской свиты как средне-позднеордовикский.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний силур

Лландоверийский ярус. Обнаружен лишь на крайнем севере территории в ареале 2, где, по М. В. Михайлову и А. И. Ушакову, состоит из двух свит.

Меличанская свита (S_1ml) залегает согласно на средне-верхнеордовикских отложениях и представлена доломитами, часто пятнистыми и кавернозными с прослоями мергелей и алевролитов с глиптоморфозами и знаками ряби (140 м). Содержит фауну *Camarotoechia ramosa* Andr., *C. elegans* Nikif., *Favosites gothlandicus* Lam.

Утаканская свита (S_1ut) — известняки, иногда алевритистые, алевролиты и мергели, доломиты, мергели и гипсы (3 м), прослои мелкообломочных брекчий (110—140 м). Возраст свиты определяется находкой *Camarotoechia ramosa* Andr.

Интрузивные образования

Чаро-синский (амгинский) комплекс ($\beta D\check{c}s$) — дайки и силлы долеритов. Широко распространен на севере листа (ареал 6). Прорывает все раннепалеозойские породы, образуя почти регулярную систему как роев даек мощных, протяженных и малочисленных (мощность до 150 м, длина до 30 км), так и зон силлообразования (многоэтажные постройки, вскрытые до глубин 2000 м от эрозионной поверхности). Господствующая ориентировка северо-восточная с крутым падением даек. Лишь в западной части ареала имеется рой маломощных многочисленных даек северо-западного простирания. Хорошо распознаются зоны закалки и ореолы контактового метаморфизма шириной до 5 м.

Дифференциация интрузий слабая либо умеренная за счет появления в центральных частях тел полнокристаллического габбро, а долеритов порфировых либо афанитовых и такситовых — с внешних сторон интрузий. Эта обширная группа габброидов оливин-авгитовых и авгитовых со многими петрографическими разновидностями: долериты, трахидолериты, габбро, конготрахидолериты, долериты и трахидолериты плагиопироксенофировые, плагиофировые и плагиооливинофировые, редко гранофиры, монцогаббро. Вторичные изменения слабые, местами умеренные (амфибол, хлорит, серицит, цеолит, альбит). В эндоконтакте некоторых тел устанавливаются магматические брекчии. Роговики биотитовые, андалузитовые, скарны тремолитовые, тремолит-пироксеновые, редко двупироксеновые и сульфидоносные, очень часто магнетитовые. В экзоконтактовых зонах встречаются жилы халькопирит-кальцитовые.

В породах комплекса устанавливается региональная петрохимическая зональность, которая выражается в том, что на смену пород натриевой умереннощелочной петрохимической группы, распространенной на западе, у долины Лены появляются породы калиево-натриевой субщелочной петрохимической группы. Вне зависимости от этой зональности все группы являются титанисто-фосфористыми. Разброс калиево-аргоновых значений возраста достаточно велик (256—460 млн лет), что не мешает по геологическим данным большинству геологов считать эти породы девонскими [41, 43, 59, 69, 70, 247].

Ингамакитский комплекс ($\gamma\xi PZ_2i$). — граносиениты, монцониты (в т. ч. кварцевые), монцодиориты, редко габбро, диориты, граниты. Выделен В. Г. Свириденко в 1963 г. (ареал 7). Слагает разнообразные по площади плутоны, прорывающие архейские образования, нижнепротерозойские граниты, и содержит в ксенолитах песчаники удоканской надсерии. Плутоны дискордантные, конформные с автономной внутренней структурой, многофазные и однофазные, как правило, фациально неоднородные.

Первая фаза — габбро, диориты, монцодиориты, биотит-роговообманково-авгитовые; наблюдается лишь в крупных плутонах, часто в виде крупных ксенолитов среди пород второй фазы и почти постоянно в периферической зоне сложно дифференцированных плутонов.

Вторая фаза — монцодиориты, кварцевые монцониты, сиениты, гранодиориты массивные, порфировидные, иногда трахитоидные, биотит-роговообманковые.

Третья фаза образует, как правило, центральные внутрииинтрузивные тела, содержит иногда мелкие ксенолиты окружающих пород и представлена гранитами и лейкогранитами, граносиенитами амфибол-биотитовыми, биотитовыми, редко двуслюдяными.

К завершающей фазе относятся мелкие жилы, реже дайки гранодиоритов, граносиенитов, но чаще всего лейкогранитов в порфировой фации, а также пегматиты, аплиты и гидротермальные жилы (кварцево-полиметаллические, кварц-пирит-молибденитовые, иногда кальцитовые и кварц-золото-сульфидные).

Наиболее обычные парагенезисы акцессорных минералов: для пород первой и второй фазы — апатит-сфен-магнетитовый; для пород третьей фазы — молибденит-фергюссонит-ортит-монацитовый; для пегматитов — циркон-сфен-молибденитовый с тантало-ниобатами. В экзоконтактовых ореолах метаморфизм достигает андалузитовой фации.

В зависимости от степени дифференцированности, которая в определенной мере коррелируется с размером плутонов, а возможно и в связи с разновозрастностью некоторых плутонов, объединенных сейчас ввиду отсутствия данных в один ингамакитский комплекс, устанавливается различная полнота фаз и заметные различия в их составе. Так, если петротипический Ингамакитский плутон представляет собой непрерывную субщелочную серию (от монцогаббро до лейкогранитов) с постоянным уровнем содержания калия и натрия, то в других плутонах наблюдаются заметные отличия. Например, в малых по размерам плутонах бассейна р. Калар устанавливается контрастная трехчленная петрохимическая серия: сиениты (монцониты)—граносиениты—лейкограниты, причем она является калиево-натриевой, более кальциевой и глиноземистой, с постоянным присутствием среди субщелочных пород разновидностей умереннощелочного и даже низкощелочного состава. Верхнеханинский плутон, по М. З. Глуховскому, также близок к контрастной серии: (диорит-монцонит-кварцевый диорит)—гранодиорит—граносиенит. Это единственный плутон, среди диоритов которого встречаются двупироксеновые разности, а среди граносиенитов — эгиринсодержащие. Его корреляция с ингамакитским комплексом основывается лишь на K-Ar датировках (252—344 млн лет).

В наиболее отдаленном к востоку плутоне (Селыхский плутон в долине Олекмы) устанавливается однофазное строение при постепенном изменении состава пород от монцонитов до сиенитов. Существенным отличием в химизме Ингамакитского плутона является высокое содержание титана и фосфора в породах средней кремнекислотности. Наиболее устойчивым признаком геохимической специализации является надкларковое содержание стронция в породах всех фаз, ванадия в породах ранних фаз и молибдена в породах третьей фазы.

Возраст комплекса устанавливается на том основании, что галька его пород находится в конгломератах средней юры, а на размытой поверхности ингамакитского плутона залегают породы бирамьянской свиты, и все они прорваны интрузиями эймнахского комплекса. Интервал калий-аргоновых датировок (валовые пробы) составляют 220—360 млн лет.

Тасский комплекс (ξPZ_2t) — сиениты, сиениты и граносиениты щелочно-полевошпатовые, редко монцониты, граниты. Выделяется по новым данным в восточной части ареала 8. Представлен одним крупным плутоном (выявлен Е. С. Бобиным в 1930 г.), который прорывает анортозиты каларского комплекса и ортогнейсы укдускинского комплекса. Это крупный трещинный массив, расположенный между долгоживущими региональными разломами, двухфазный, при абсолютном преобладании пород первой фазы со значительными фациальными изменениями. Это сиениты, дифференцированные до монцонитов и микроклинитов, кварцевых сиенитов с зонами святоноситов, обогащенных сфеном и гранатом.

Породы второй фазы в виде мелких тел, жил и многочисленных даек иногда обладают протокластическими структурами и представлены граносиенитами, реже гранитами амфиболовыми, лейкократовыми и гранатовыми, в которых, помимо двуполевошпатовых разностей, встречаются и щелочно-полевошпатовые. Отмечаются сиенит-пегматиты, зоны альбитизации и щелочного метамоматоза со щелочным асбестовидным амфиболом. Наиболее устойчивым признаком геохимической специализации является надкларковое содержание ванадия и стронция.

Относится к натриево-калиевой субщелочной петрохимической группе с пантеллеритовой тенденцией. Возраст комплекса по конкордантному значению циркона из пород второй фазы соответствует карбону (284 млн лет).

Сакунский комплекс (EPZ_2s) — сиениты щелочные, сыныриты, пуласкиты, лейкофергуситы, сиениты и граносиениты. Известен в одноименном плутоне в центральной части хр. Удокан (ареал 9), где был обнаружен в 1930 г. Е. С. Бобиным.

Сакунский плутон прорывает архейские и нижнепротерозойские образования, является дискордантным, многофазным с автономной внутренней структурой, соответствующей этмолиту с центральным штоком. Состоит из трех фаз.

Первая фаза образует мелкие массивы и штоки, тяготеющие к южной периферии плутона. Эта расслоенная серия якупирангитов, лейкофергуситов, боролонитов, шонкинитов, лузитанитов, сиенитов нефелиновых псевдолейцитовых и кальсилитовых, а также пуласкитов. Часто наблюдаются гранатсодержащие разности.

Вторая фаза образует мелкие штоки главным образом на северо-западе плутона и представлена фельдшпатоидными и щелочнополевошпатовыми сиенитами эгириновыми, нефелиновыми, анальцимовыми и кварцевыми.

С этими фазами связано образование фенитов, меланофенитов нефелиновых, ортоклазовых, эгирин-биотит-гранат-ортоклазовых, образующих иногда залежи типа грубых мигматитов; в некоторых из них вркапленность апатита достигает 10 %. Фенитообразование сопровождается возникновением жил эгирин-нефелиновых, альбит-нефелин-канкринитовых и альбитовых. В составе первой фазы картируется два пласта сынныритов (до 100 м), сосредоточенных в расслоенной пачке на площади 10 км^2. Здесь обнаружены первичные сынныриты, которые отличаются от стандартных несколько повышенным содержанием калишпата и цветных минералов, а также вторичные сынныриты — мусковит-калишпатовые породы. Первичные сынныриты относятся к ультракалиевому глиноземистому типу, а вторичные, так же как и псевдолейцит-щелочнополевошпатовые сиениты, к высококалиевому глиноземистому типу.

Третья фаза образует центральный шток и представлена дифференцированной группой пород, среди которых выделяются бесфельдшпатоидные щелочные и нормальные граносиениты (иногда апатитоносные), кварцевые сиениты, реже граниты эгириновые, эгирин-арфведсонитовые и двупироксеновые, изредка эруптивные брекчии, прожилки гранофиров, сиенит-порфиров и микроклинитов.

Завершающая фаза — жилы тингуаитов, иногда эгирин-микроклиновых пегматитов и более ранних мариуполитов.

Комплекс относится к щелочной калиевой петрохимической группе, эволюционирующей к кислым калиево-натриевым породам. Установлено надкларковое содержание хрома и ванадия, а также стронция, меди, кобальта, свинца, молибдена, бериллия и олова.

О возрасте плутона можно судить по определениям валовых проб микроклинитов и щелочных сиенитов [115, 402] K-Ar методом (268—283 млн лет), Rb-Sr методом (288 млн лет).

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРА

С конца триаса до начала мела здесь сформировался сложный разнотипный комплекс магматических и осадочных образований, являющихся ярким представителем приплатформенной тектонической зональности глобального процесса активизации, охватившего в мезозое всю Восточную Азию.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Характеризуется одним интрузивным комплексом — чампулинским (Tč), выявленным в бассейнах Амга и Чампуло (ареал 15) Н. И. Отнюковым (1959 г.).

Выходы этих пород очень мелкие и размещены в нижнекембрийских карбонатных отложениях. Судя по разнообразию породных разновидностей, их следует относить к гетерогенной кимберлитовой формации. Известны две дайки (Алданская размером 25×800 м и Килиэрская — 20×360 м). Остальные выходы диатремного характера, крайне редко это дайки лампрофиров слюдяно-пироксеновых. Во всех телах преобладают эруптивные брекчии и туфобрекчии, в т. ч. лито-кристаллокластические. В дайках обнаружены включения кимберлитов ранних фаз внедрения. Залегание всех тел почти вертикальное со слабой ориентировкой в субмеридиональном и северо-восточном направлениях.

В дайках массивные разности пород почти отсутствуют. Первичные порфировые структуры распознаются по плохо выраженным вкрапленникам оливина и флогопита. Связующая масса брекчий монтмориллонит-байделиитовая с гидрослюдами, сапыитом, серпентином, карбонатом (в дайках — кальцит, а в трубах — доломит). Глубинные включения (26—37 %) представлены обломками пород и ксенокристаллов (часто идиоморфных). Обломки пород в дайках представлены слюдяными серпентинитами аподунитового либо аповерлитового состава, гранатовыми, иногда с графитом и апатитом, в то время как в трубках наблюдаются безоливиновые слюдяные серпентиниты.

Повсеместно в переменном количестве присутствуют хромшпинелиды и флогопит, найдены сростки граната с хромшпинелидом и хромдиопсидом. Чужеродные включения представлены доломитами, известняками, кварцитами, гнейсогранитами биотитовыми, гнейсами биотитовыми, роговообманковыми, биотит-гранат-силлиманитовыми, биотит-гранат-роговообманковыми (в т. ч. с графитом) и значительно реже амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, «гранатовыми пироксенитами» амфиболизированными, лейкогранитами гранатовыми. Главные минералы даек: калишпат, плагиоклаз, роговая обманка, циркон, голубой апатит, хромшпинелиды (1—3 кг/м^3), клинопироксены (до 32 кг/см^3), редко оливины и часто гранаты (1—11 кг/м^3).

В лампрофировых эруптивных брекчиях обнаружены обломки кварца, ортоклаза, микроклина, плагиоклаза, флогопита, метаморфических пород, а иногда хромшпинелидов, хромдиопсидов, пиропсодержащих пород, сравнительно высокохромового дихроичного пиропа (часто в кайме хлорита). Цемент серицит-карбонатный. В недифференцированных кимберлитовых брекчиях устанавливается следующая последовательность минералообразования: оливин-диопсид и графит-пироксен и графит-хромшпинелиды—флогопит.

Судя по составу граната кимберлитовых брекчий, их очаги располагались на глубинах, где могли формироваться алмазы. Кимберлиты относятся к субщелочному калиево-натриевому петрохимическому типу с аномалиями хрома и никеля. Возраст комплекса очень спорный.

В бассейне Чампуло на дайках обнаружены остатки элювия с обломками глубинных и чуждых пород, а также ксенокристаллов. Выше располагаются конгломераты с карбонатным цементом, в которых В. А. Липатова обнаружила переотложенную пыльцу девонских и карбоновых растений [421]. Здесь же, у дайки Килиэрской среди песчаников юры найдены обломки глубинных пород, кристаллы и зерна пиропов с сохранившейся первичной поверхностью, а также хром-диопсида и хромшпинелида, что соответствует ближним источникам сноса. Все обломочные породы этого района традиционно параллелизуют с юхтинской свитой ранней юры.

Некоторые геологи склонны относить породы чампулинского комплекса к лампроитам, что не соответствует их минералогии, петрохимии и геохимии. Даже сравнительно с лампроитоподобными образованиями ближайшего Центрально-Алданского района чампулинский комплекс содержит значительно меньшее количество алюминия, кальция, магния и бо́льшее — редкоземельных элементов.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Стратиграфические подразделения (юрская система)

Юрские отложения широко распространены на юге в многочисленных тектонических впадинах, где они являются угленосными. Менее значительные их выходы располагаются на севере, где слагают наиболее возвышенные части останцовых гор, сложенных чехлом платформы, а также на юго-западе, где являются вулканогенно-осадочными.

Юра здесь представлена всеми тремя отделами и сложена в структурах длительного развития толщей пород (более 3 км), однообразных по литофациальному составу, изменчивых на площади и без четких маркирующих горизонтов. Эти особенности, а также сложное тектоническое строение значительно затрудняют стратиграфическое расчленение и корреляцию. Наиболее рациональной основой стратификации большинство исследователей считают ритмичность толщи. Из палеонтологических объектов используется главным образом флора, так как споры и пыльца не выделяются из пород и углей в достаточном количестве из-за высокой степени эпигенетических изменений, а находки фауны (пресноводные двустворки) единичны. Система наиболее хорошо изучена в западной и восточной частях Чульманской впадины (западная часть Южно-Якутского каменноугольного бассейна), где в течение многих лет проводилось поисково-разведочное бурение и тематические исследования [31, 69, 298, 332, 360, 390, 391].

Менее полные разрезы юрской системы установлены в других небольших грабен-синклиналях: Ханинской (нижний отдел), Чукчудинской (нижний и средний отделы), Апсатской и Верхнекаларской (верхний отдел). Только в двух последних система изучена с помощью буровых работ. В северных районах известны лишь отложения нижнего отдела.

Нижний отдел

Отложения нижней юры в Чульманской впадине выделены в юхтинскую свиту полного юрско-нижнемелового разреза; в других местах они известны как бирамьинская толща, укугутская и кутиканская свиты.

Юхтинская свита (J_1juh) залегает с географическим несогласием на докембрийско-кембрийских породах (ареал) и представляет собой циклит IV порядка (280—320 м), который иногда расчленяется на два циклита III порядка, соответствующие подсвитам.

Нижняя подсвита в основании содержит мелко-среднегалечные конгломераты (1—10 м), которые нередко, особенно в восточной части впадины, замещаются гравелитами или крупнозернистыми песчаниками. Иногда в основании свиты залегает пачка переотложенных продуктов выветривания — зеленовато-бурых алевролитов и аргиллитов с прослоями мелкозернистых песчаников и линзами углей. Выше находятся песчаники, главным образом крупно- и среднезернистые, со слоями (до 1 м) алевролитов и алевритовых песчаников, редко туфопесчаников и туффитов (1—3 м). Мощность подсвиты увеличивается в южном направлении: на востоке впадины от 150 до 190 м, а на западе — от 140 до 170 м. В этом же направлении уменьшается содержание алевролитов.

Верхняя подсвита (130 м) — песчаники, мелко- и среднезернистые, алевролиты и алевритовые песчаники в слоях (до 3 м) или пачках переслаивания (до 15—20 м) с более грубыми песчаниками. Разрез свиты в целом более грубозернистый в западной части впадины (гравелиты — 20 %, конгломераты — 6 %) чем в восточной части (гравелиты — 4—5 %, конгломераты — 1—3 %).

Конгломераты мелко- и среднегалечные полимиктовые сложены на 40—80 % хорошоокатанными гальками диаметром 2—5 см (редко до 10—20 см) в плохосортированном разнозернистом песчанике с кварц-калишпатовым или сидеритовым цементом. Наиболее распространены гальки раннедокембрийских пород, реже кварца и эффузивных пород, а на севере — венд-кембрийских известняков и доломитов. В районе г. Алдан много галек эффузивных пород кислого, среднего и щелочно-кислого составов.

Гравелиты в нижних горизонтах свиты более чем на 70 % состоят из регенерированных зерен кварца, с примесью обломков полевого шпата и др. Цемент кварцевый регенерационный, местами первичный, гидрослюдистый. Выше они мало отличаются по составу от песчаников олигомиктовых кварцевых, аркозово-кварцевых и собственно аркозовых (в низах разреза преимущественно калишпатовых), с плохой сортировкой и окатанностью зерен, горизонтальнослоистыми, редко с косой однонаправленностью. В них часто встречаются мелкие конкреции пирита и лимонита, рассеянные в породе и создающие характерную бурую «крапчатость». А. В. Павловым среди минералов тяжелой фации обнаружены: циркон, гранат, реже апатит, сфен, ильменит, лейкоксен, эпидот и др. Цемент кварцевый регенерационный, сидеритовый, калишпатовый. Алевролиты и алевритовые песчаники содержат примесь более грубозернистого материала, часто с мелкими кристалликами пирита.

Все это преимущественно пресноводно-бассейновые отложения, среди которых существенную роль играют подводные выносы. Аллювиальные осадки распространены ограниченно, в низах разреза. Угленосность низкая, в западной части пласты до 0,8 м, в восточной части — менее 0,6 м (пять пластов). Угли высокозольные, содержат включения пирита.

В восточной части впадины в верхней половине свиты найдены позднетриасовые—раннеюрские *Annulariopsis* sp., *Neocalamites* sp., *Phlebopteris polypodioides* (Brongn.) Brongn., *Todites princeps* (Presl) Cothan и средне-позднеюрские *Coniopteris, Raphaelia diamensis*. По этой флоре свита отнесена к верхней части нижней юры. Более широко в ней распространены чекановскиевые и хвойные *Pityophyllum*. Частая встречаемость последних (они найдены в 60—70 % местонахождений флоры) является характерным признаком свиты наряду с «крапчатостью», плохой сортировкой и др. и позволяет отличать юхтинскую свиту от трех вышележащих, где эти хвойные единичны.

В Ханинской структуре к достоверно юхтинской свите отнесена «нижняя толща» (150—200 м) разнозернистых песчаников с базальными конгломератами мощностью 1—3 м и прослоями алевролитов. Песчаники, как и в Чульманской впадине, иногда содержат мелкие включения пирита, характеризуются плохой сортировкой и окатанностью обломочного материала. «Верхняя толща» (125 м) мелкозернистых песчаников с двумя угольными пластами (0,8—1,4 и 0,85—1,8 м) и прослоями алевролитов отделяется от «нижней» по нижнему угольному пласту.

В спорово-пыльцевом комплексе, изученном по двум образцам из подошвы нижнего угольного пласта, преобладают споры (80 %), среди которых доминируют *Coniopteris, Cibotium junctum, Leiotriletes,* Osmundaceae. Характерные раннеюрские виды составляют 8,5 %. Этим определяется спорность возраста данных отложений. С позиций ритмостратиграфии эту толщу правильнее относить к юхтинской свите, поскольку она более мелкозернистая, чем нижележащая, и, по-видимому, завершает крупный циклит.

Укугутская свита (J_1uk) Приленского района (ареал 9) залегает трансгрессивно с географическим несогласием на палеозойских отложениях. Представлена маломощной толщей слаболитифицированных пород (до 100 м). Базальная пачка (6—15 м) — конгломерат мелковалунно-галечный с материалом хорошей и средней окатанности (преимущественно кварц, известняки, доломиты и песчаники), сцементированный ожелезненными слюдистыми песками, слагающими вышележащую пачку (до 35 м). Среди песков содержится единичная рассеянная галька тех же пород, а также линзы песчаников и конгломератов (до 8—10 м), реже алевролитов и глин (до 0,5 м).

Возраст свиты определяется по находкам (за пределами листа на смежных территориях) пресноводной фауны из родов *Unio, Sibireconcha* и др. и по залеганию на ней отложений с фауной и флорой позднего плинсбаха.

Кутиканская свита (J_1kt) ареала 10, по М. Я. Дубникову, залегает горизонтально с резким угловым несогласием на верхнепротерозойских—палеозойских отложениях, будучи отделена от ближайших выходов укугутской свиты (15 км) долинами Мал. Патома и Лены. Представляет собой неполный циклит из конгломератов (до 150 м) в переслаивании с песками, песчаниками, сменяющихся песками (в том числе ракушняковыми) с прослоями алевритов, глин, конгломератов, редко песчанистых известняков (70—110 м). Конгломераты мелко- и крупногалечные, с хорошоокатанной галькой кварца, кремня, песчаников. Пески и песчаники полевошпат-кварцевые, слюдистые, глинистые, слабозолотоносные (до 0,2 г/т), сильноожелезненные, алевриты имеют сходный состав, глины сильнолипкие, вязкие.

Морская фауна распространена по всему разрезу и, по мнению Т. Н. Озеровой, может характеризовать средний лейас: *Myophoria* ex. gr. *Batuiobica* Koschol., *Pleuromya* off. *galathea* Agassiz.

Бирамьянская толща (J_1br) обнаружена А. М. Бельтаевым в 1951 г. на хр. Удокан (ареал 7). Толща (до 200 м) — лавы, туфы, реже лавобрекчии, агломераты и иногда эксплозивные брекчии. Они представ-

лены, как правило, кварц-плагиофировыми трахириодацитами, риодацитами и риолитами. Туфы сложены этими же породами, а также трахидацитами. Толща залегает на неровной поверхности размыва ингамакитского комплекса и перекрыта станнахской толщей, чем и ограничивается обоснование ее возраста. Вулканиты принадлежат к калиево-натриевой петрохимической серии.

Средний отдел

К средней юре относится дурайская свита, распространенная в Чульманской впадине и Ханинской структуре (ареал 1), а также станнахская толща Чукчудинского грабена (ареал 7).

Дурайская свита (J_2dr) согласно залегает на юхтинской и сложена ритмически чередующимися песчаниками и алевролитами с прослоями углей (500—600 м). В Чульманской впадине свита представляет собой два циклита IV порядка, соответствующие подсвитам.

Нижняя подсвита ранее выделялась как чульманская свита. В восточной части впадины в ее основании залегает пачка среднезернистых песчаников с прослоями крупно- и мелкозернистых разностей, выше залегают в основном мелкозернистые, хорошосортированные песчаники, реже алевролиты и алевритовые песчаники. В бассейне Дурая и Б. Хатыми в песчаниках имеются гальки эффузивов кислых и средних. В западной части впадины базальная пачка (более 25 м) — гравелиты, средне- и крупнозернистые песчаники, выше — среднезернистые с редкими прослоями алевролитов.

В верхней подсвите, особенно в верхней ее части, широко развиты алевролиты, алевритовые и мелкозернистые песчаники, часто переслаивающиеся друг с другом.

Для свиты характерна хорошая сортировка обломочного материала, повышенная угленосность. В межугольных слоях встречаются пепловые прослои, а в углях — остроугольные обломки лав и туфов. Песчаники свиты с горизонтальной, горизонтальноволнистой, пологой, косой и косоволнистой слоистостью, по составу аркозово-кварцевые, собственно аркозовые, граувакко-аркозовые, преимущественно двуполевошпатовые. Обломочный материал окатан и полуокатан, часто содержит средние и кислые эффузивы, реже гранит-порфиры и базальтоиды. Минералы тяжелой фракции: циркон, реже гранат, эгирин, апатит, сфен, эпидот, биотит, ильменит и др. Цемент по типу разнообразный, по составу хлорит-гидрослюдистый, карбонатный, кварцевый, сидеритовый. По сравнению с юхтинской свитой в песчаниках меньше кварца, циркона и больше апатита, ильменита, биотита, обломков эффузивов, а породы менее эпигенетически изменены. Алевролиты часто с конкрециями сидерита, остатками растений (в т. ч. листья хорошей сохранности в кровле пластов) и корневыми остатками в прижизненном положении (в подошве пластов). В небольшом количестве встречаются туфы, туффиты. В разрезе дурайской свиты р. Окурдан встречена пачка (8 м), включающая лавы дацитовых флюидопорфиров и пронизанная многочисленными прожилками кварцевыми и кварц-карбонатными [415].

Свита сложена в нижней половине преимущественно бассейновыми отложениями (открытой части бассейна, волнового поля, подводнодельтовыми), в верхней половине — озерно-болотными, лагунными, волнового поля (бары, косы, пляжи). В ней содержатся около 28 угольных пластов (до 10 пластов рабочей мощности). Наиболее выдержанные на площади и мощные пласты приурочены к верхней части свиты. Угленосность свиты понижается от бортов впадины к ее центру. Наличие в граувакках среди

обломков хлоритоида, эпидот-хлоритовых диафторитов и андезитов позволяет существенно локализовать питающую провинцию с северо-запада и юга и определить возраст диафторитов (по Н. Г. Судовикову — послеюрский [358]).

Флора найдена в 400 местонахождениях. Преобладают крупнолистные виды *Cladophlebis* (*C. spectabilis* (Heer) Font., *C. serrulata* Samyl. и др.), *Equisetites ischinae* Mark., *Coniopteris* spp., *Raphaelia diamensis* Sew. и, главным образом, чекановскиевые *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer.

Среднеюрский возраст определяется по находкам *Coniopteris* spp. и *Raphaelia diamensis* Sew., отсутствию раннеюрских растений и общему сходству комплекса со среднеюрскими флорами Сибири [244].

В нескольких спорово-пыльцевых спектрах из углей верхней части свиты, как и во многих среднеюрских палинокомплексах Сибири, преобладает пыльца Pinaceae (среднее содержание 37,8 %), споры Osmundaceae (20,5 %), в заметном количестве встречаются Dicksoniaceae, Lycopodiaceae, Podocarpaceae [392]. Из редких местонахождений определены пресноводные двустворки *Ferganoconcha curta* Tsch., *F. sibirica* Tsch., *F. anadontoides* Tsch., *F. rotunda* Mart., *Pseudocardinia duraica* (Mart.), *P. ungrensis* Mart). и конхостраки *Estherites jakuticus* Oleyn. [390].

Станнахская толща (J_2st) обнаружена А. М. Бельтаевым в 1981 г. на хр. Удокан (ареал 7). Толща залегает трансгрессивно на породах бирамьянской толщи и на всех более древних образованиях, включая архейские. Базальные слои представлены валунно-галечными конгломератами (до 300 м на северо-западе и 10 м на юго-востоке), в которых обломочный материал хорошей окатанности содержит породы бирамьянской свиты, ингамакитского и эймнахского комплексов. По мере уменьшения мощности базального слоя конгломератов в нем постепенно появляются замещающие песчаники (в т. ч. косослоистые), которые в свою очередь сменяются алевролитами и аргиллитами (в т. ч. иногда углистыми). Максимальная мощность песчаников конгломератовых разрезов достигает 700 м.

В породах толщи обнаружены грубые остатки *Pityophyllum* и иголки *Czeckanowskia*, чем и определяется условность возраста толщи, которая трансгрессивно перекрыта миоценовыми трахибазальтами.

Верхний отдел

Верхнеюрские отложения развиты в Чульманской впадине (кабактинская, беркакитская и нерюнгриканская свиты в ареале 1), а также в Верхнекаларской структуре (чепинская и рыбачья свиты в ареале 6) и в Центральных районах (томмотская толща в ареале 2).

Кабактинская свита (J_3^1kb) согласно залегает на дурайской и сложена ритмически чередующимися песчаниками и алевролитами (730—900 м) с мощной (десятки метров) базальной пачкой светло-серых, почти белых песчаников. Свита соответствует циклиту V порядка, который состоит из четырех циклитов IV порядка. Два первых выделяются в нижнюю подсвиту, два последних — в верхнюю.

Нижняя подсвита на 80—90 % сложена светло-серыми песчаниками, в базальных слоях средне- и крупнозернистыми, к западу с линзовидными прослоями гравелитов и гальками кварца, выше по разрезу преимущественно мелкозернистыми. Песчаники образуют самостоятельные пачки (20—30 м), которые разделены маломощными угольно-песчано-алевритовыми пачками. В верхней подсвите содержание алевролитов возрастает;

для нее характерны темноокрашенные пачки переслаивания алевролитов, алевролитовых и мелкозернистых песчаников (10—30 м и более), разделенные менее мощными светлоокрашенными песчаниковыми пачками. Свита завершается песчано-алевролитовой пачкой (120—150 м).

Песчаники преимущественно аркозовые плагиоклазовые, нередко граувакковые (обломки эффузивов кислых и средних, гранитов, кварцитов, сланцев — до 10 %), мелкозернистые разности часто с горизонтальной, иногда с косой однонаправленной слоистостью. Отдельные линзовидные прослои (обычно в основании циклитов) сложены разнозернистыми песчаниками с худшей сортировкой материала, грубой и косоволнистой слоистостью, крупными обугленными остатками стволов и неокатанными обломками алевролитов. В них меняется видовой состав минералов тяжелой фракции (циркон, апатит, гранат, сфен, эпидот, биотит, флюорит), причем содержание циркона и апатита меньше, а остальных — больше, чем в дурайской свите.

Преобладающий тип цемента — поровый и порово-пленочный, по составу глинисто-слюдистый, хлорит-гидрослюдистый; встречается также карбонатный базальный цемент и кварцево-регенерационный. Характерны конкреционные образования кальцитового и смешанного состава, а также прослои песчаников с пятнистой (серой — светло-серой, белесой) окраской, обусловленной неравномерным распределением ломонтита в цементе. Алевролиты серые, темно-серые, буроватые, с горизонтальной, горизонтально-волнистой, мелкой косоволнистой слоистостью и неслоистые, с разнообразными остатками растений, в том числе хорошей сохранности, которые часты в верхней части свиты. В восточной части впадины в нижней подсвите залегают два горизонта с маломощными прослоями туфов, туффитов кислого и среднего состава.

Нижняя подсвита сложена преимущественно осадками открытой части бассейна, а также волнового поля и подводных выносов; для верхней характерны озерно-болотные отложения, встречаются аллювиальные. Угольных пластов более 20, из них не менее 10 рабочих (при мощности отдельных пластов на западе впадины 15—16 м). В отличие от дурайской свиты пласты распределены в разрезе более или менее равномерно.

В свите выделяется два фитостратиграфических комплекса, характеризующих нижнюю и верхнюю подсвиты. В нижней подсвите более 300 месторождений флоры; в ней найдены формы, неизвестные ниже по разрезу: *Coniopteris tyrmica* Pryn., *C.* aff. *gracillima* (Heer) Vassilevsk., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *Hausmannia bilobata* Pryn., *Cladophlebis tongusorum* Pryn., *Heilungia* sp., *Taeniopteris* sp., *Sphenobaiera polyloba* Mark., *Taxocladus tschetschumensis* Vassilevsk. и др.; доминируют те же растения, что и в дурайской свите. Известны находки пресноводных двустворчатых моллюсков.

В верхней подсвите флористический комплекс разнообразнее, чем в нижней и состоит из 50 видов, причем примерно треть из них ниже по разрезу не встречена. Это *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *E. tenuis* Prosv., *E. beanii* (Bunb.) Sew., *Coniopteris sewardii* Pryn., *C. tyrmica* Pryn., *C. tschulmanensis* Mark., *C. usevolodii* E. Lebed., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *L. ajakensis* (E. Lebed.) Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis* ex gr. *argutula* (Heer) Font., *C. pseudoargutula* Mark. и др. Большое количество впервые появившихся в разрезе видов и частая встречаемость некоторых из них (*Equisetites tenuis, E. tschetschumensis,* мелколистные *Cladophlebis*) позволяют определять по флоре границу подсвит в конкретных разрезах и считать эту границу опорным уровнем при корреляции разрезов.

Комплексы обеих подсвит позднеюрские. Нижний характеризует первую половину поздней юры; он наиболее сходен с джаскойским комплексом Западной Якутии, возраст которого (келловей—оксфорд) установлен по флоре и по соотношению вмещающих осадков с фаунистически охарактеризованными морскими отложениями [2, 5, 69]. Комплекс верхней подсвиты близок к беркакитскому.

Беркакитская свита (J_3^2br) согласно залегает на кабактинской, так же соответствует циклиту V порядка и содержит четыре циклита IV порядка, образующих попарно две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена светлыми песчаниковыми пачками средней и большой мощности, разделенными маломощными пачками алевролитов, а верхняя — преимущественно пачками частого чередования алевролитов, алевритовых и мелкозернистых песчаников. В базальных слоях встречаются прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Повышенным содержанием алевролитов и относительно высокой угленосностью беркакитская свита напоминает дурайскую, но отличается от нее более грубозернистым составом песчаников, их более зеленоватым оттенком, худшей сортировкой, преобладанием косослоистых структур, а также присутствием слоев плохосортированных грубозернистых песчаников не только в нижней, но и в верхней части разреза. Кроме того, беркакитская свита более изменчива на площади: и слои песчаников, и угольные пласты часто не прослеживаются даже в соседних скважинах.

Полный разрез свиты вскрыт в юго-восточной части впадины (900—1400 м), причем максимальная мощность наблюдается у юго-восточного борта. Западнее (реки Бурпала и Синсирик) бурением вскрыта только верхняя часть свиты (около 450 м). Она здесь более грубозернистая и сложена мелко-среднезернистыми песчаниками с прослоями крупнозернистых и меньшими по мощности слоями алевролитов и алевритовых песчаников. Песчаники аркозовые и граувакко-аркозовые, сортировка обломочного материала в них различна, но в целом хуже, чем в кабактинской свите. Реже, чем в последней, встречается горизонтальная слоистость, чаще — косая и косоволнистая. Среди полевых шпатов имеются плагиоклазы более основного состава, чем ниже по разрезу.

Обломки пород представлены гранитоидами, кислыми, средними и основными эффузивами (в верхней половине свиты). Начиная с этой свиты меняется видовой состав главных минералов тяжелой фракции: циркон, гранат, апатит, эпидот, сфен, черные рудные, роговая обманка, рутил, турмалин, биотит. Цемент преимущественно поровый и порово-пленочный, хлорит-гидрослюдистый, карбонатный, сидеритовый. В отдельных прослоях в нем встречается ломонтит. В гравелитах содержится больше обломков пород и меньше кварца, чем в гравелитах нижележащих свит. Алевролиты темно-серые, темно-бурые, серые, часто содержат корневые остатки in situ, а в верхней половине свиты — остатки растений хорошей сохранности.

Свита сложена отложениями подводных выносов, кос, баров, пляжей, а также лагун, заливов, озер, болот. В ней содержится до 40 угольных пластов, из них рабочих не менее 8—10. На площади пласты не прослежены. Наибольшая угленосность отмечена вблизи юго-восточного борта впадины.

Флора беркакитской свиты, изученная по 170 местонахождениям в Чульманской впадине, близка к верхнекабактинской и объединяется с нею в один фитостратиграфический комплекс. В него входят *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *E. tenuis* Prosv., *Coniopteris* ex gr. *tyrmica* Pryn., *C. usevolodii* E. Lebed., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. pseudoargutula* Mark., *Raphaelia stricta* Vachr., *Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Samyl.,

свиты возрастает (500—700 м), состав становится более тонкозернистым. Так, базальные горизонты в районе кл. Угольный представлены среднезернистыми песчаниками, в нижней подсвите преобладают алевролиты, в верхней — мелко- и среднезернистые песчаники. Угленосность свиты здесь повышена: мощность основного пласта, по данным В. Г. Волосюка, нарастает от 1 до 7,95 м; число пластов больше, чем в разрезе по р. Талакан.

Свита сложена пролювиально-аллювиальными и озерно-болотными отложениями. Ее позднеюрский возраст определяется по находкам характерных для верхней юры Южной Якутии, Дальнего Востока, Забайкалья *Coniopteris vsevolodii* E. Lebed., *C.* cf. *depensis* E. Lebed., *Cladophlebis* cf. *orientalis* Heer., *C.* aff. *sokolovii* Tesl.

Кроме того, в свите найдены *Cladophlebis* ex gr. *argutula* Heer, *C.* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Ctenis* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Czekanowskia rigida* Heer, *Elatocladus* ex gr. *manchurica* (Yok.) Yabe et Oishi, *Pityophyllum* sp. и др. По флоре чепинская свита сопоставляется с верхней половиной кабаткинской—беркакитской свитами Чульманской впадины.

Спорово-пыльцевой комплекс, по данным А. А. Сиротенко [342] и Г. М. Ковальчук, среднеюрский. В его споровой части на фоне преобладающих *Osmunda, Coniopteris, Leiotriletes* содержатся *Cheiropleuria compacta* Bolch., *C. congregata* Bolch., *Leiotriletes* cf. *romboides* Bolch. и др. Среди пыльцы доминируют *Podocarpus* spp., *Piceites* spp. и др., встречаются *Palaeoconiferus asaccatus* Bolch., *Quadraeculina limbata* Mal., *Pseudopinus pergrandis* Bolch. и др. В нижней части свиты найдены пресноводные двустворки *Ferganoconcha sibirica* Tsch., *F. erdemica* Tsch. (определения Ч. М. Колесникова).

Рыбачья свита (J_3^2rb) согласно залегает на чепинской (ареал 6). По изменению состава галек в базальных конгломератах рыбачьей свиты ряд исследователей считают, что между свитами имеется стратиграфический перерыв. Авторы, основываясь на близком возрасте свит, полагают, что на границе свит наблюдается внутриформационный размыв, сопровождавшийся изменением направления сноса обломочного материала. Подобный размыв был, видимо, и перед накоплением верхней подсвиты рыбачьей свиты, поскольку в ней состав галек базальных конгломератов также изменяется по сравнению с нижней подсвитой.

В свите (около 700 м) выделяются три подсвиты (циклита III порядка). Нижняя и средняя широко распространены, верхняя сохранилась на небольшой площади только на востоке ареала. Нижняя подсвита (100—210 м) начинается с пачки конгломератов, гравелитов, грубозернистых песчаников мощностью 20—25 м (р. Талакан). Конгломераты буровато-серого и зеленовато-серого цвета, местами обохренные, содержат валуны до 1,15 м в диаметре. Заполняющим материалом служит крупно-среднезернистый песчаник. Гальки угловато-окатанные; по В. Н. Кислицыну, они состоят, главным образом из диоритовых порфиритов, а также гранито-гнейсов, кварца, кварцитов, окварцованных пород, а по В. С. Федоровскому — из эффузивов и туфов кислого состава, кристаллических сланцев, гнейсов. Выше подсвита сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями гравелитов, в меньшей степени алевролитами. В ее средней и верхней части имеются угольные пласты и прослои, в том числе рабочей мощности.

Средняя подсвита (260 м и меньше) начинается пачкой (20—45 м) конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников. Конгломераты в основном мелко- и среднегалечные, в них встречаются валуны до 0,2—0,25 м в диаметре. Состав галек — кварциты, кварцитогнейсы, окварцованные породы, кварц, гранитогнейсы; диоритовых порфиритов, характерных для нижней подсвиты, здесь нет. Выше залегают циклически чередующиеся разнозернистые песчаники и алевролиты; последних больше, чем в нижней подсвите, их количество увеличивается вверх по разрезу. Здесь содержится до 16 угольных пластов, один достигает мощности 10 м.

Верхняя подсвита (230—250 м), по В. Н. Кислицыну, начинается пачкой конгломератов (70 м) с прослоями песчаников и алевролитов. Конгломераты валунно-галечные, с преобладанием мелких валунов и крупной гальки раннедокембрийских пород. Выше обнажаются песчаники, алевролиты, углистые алевролиты, а также два прослоя угля (0,6 и 0,1 м). В нижних частях подсвит и пачек (циклитов) она сложена преимущественно пролювиальными и аллювиальными осадками, а в верхних — отложениями пойм, мелких озер, болот.

В нижнерыбачьей подсвите по р. Талакан в 12 местонахождениях найдены: *Cladophlebis* ex gr. *argutula* (Heer) Font., *C.* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C.* cf. *serrulata* Samyl., *C.* cf. *multinervis* Gol., *Heilungia* aff. *aldanensis* Samyl., *H.* aff. *ponomarevii* (Pryn.) E. Lebed., *Ctenis* cf. *yokoamae* Krysht., *Baiera manchurica* Yabe et Oishi, *Pseudotorellia* cf. *longifolia* Dolud., *Elatocladus* aff. *obtusifolius* Oishi и др.; а по р. Читканда — *Raphaelia diamensis* Sew., *Raphaelia* sp. cf. *Osmundiella vachrameevii* Vassilevsk. et Pavl.

В среднерыбачьей подсвите (бассейн р. Талакан) обнаружены: *Equisetum undense* Srrbrod., *Hausmannia bilobata* Pryn., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C.* ex gr. *argutula* (Heer) Font., *C.* cf. *orientalis* Pryn., *C.* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Br., *Cl. serrulata* Samyl., *Raphaelia* cf. *stricta* Vachr., *Scleropteris dahurica* Pryn., *Heilungia* aff. *aldanensis* Samyl., *H.* aff. *ponomarevii* (Pryn.) E. Lebed., *Taxocladus tschetschumensis* Vassilevsk. и др., а по р. Читканда — *Cladophlebis* sp. cf. *C. aldanensis* Vachr., *C.* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Br., *Scleropteris dahurica* и др. (сборы С. М. Синицы, В. Н. Кислицына, Е. М. Маркович, определения Е. М. Маркович).

Находки руководящих позднеюрских видов *Raphaelia diamensis* и *Cladophlebis aldanensis*, а также распространенных в поздней юре близких регионов *Cladophlebis* cf. *orientalis, Hausmannia bilobata, Raphaelia stricta, Heilungia* aff. *ponomarevii, Taxocladus tschetschumensis* и др., дают основание для вывода о позднеюрском возрасте нижней и средней подсвит рыбачьей свиты, присутствие в них растений, известных главным образом из нижнего мела (*Equsetum undense, Scleropteris dahurica, Ctenis yokoyamae, Elatocladus* aff. *obtusifolia*) позволяют отнести их ко второй половине—концу поздней юры. По флоре они коррелируются с беркакитской—нерюнгриканской свитами Чульманской впадины.

В верхней подсвите из пяти местонахождений по р. Сайбалах определены: *Cladophlebis* sp. cf. *C. aldanensis, C.* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Br., *C.* ex gr. *argutula* (Heer) Font., *Ctenis* sp. cf. *C. yokoymae* Krysht., *Tyrmia polynovii* (Novopokr.) Pryn. (сборы С. М. Синицы, определения Е. М. Маркович). По этой флоре, особенно по находке последнего вида подсвита может быть сопоставлена с нижней частью апсатской свиты Апсатской впадины и отнесена к переходным юрско-меловым слоям или нижним горизонтам нижнего мела. Вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

Палинокомплекс рыбачьей свиты, по А. А. Сиротенко, свидетельствует о среднеюрском возрасте. В нем содержатся *Selaginella perfecta* (Naum.) Bolch., *S.* cf. *rotundiformis* K.-M., пыльца Dinkgoaceae, Cycadaceae, *Pinites* sp., *Pseudopinus* cf. *peetinella* и др. Наряду с ними найдено два нижнемеловых вида, которые представлены единичными экземплярами [342].

Верхняя юра—нижний мел

К переходным отложениям верхней юры—нижнего мела относится апсатская свита (J_3—K_1ap) ареала 8. Она выделена авторами в 1986 г. вместо чепинской свиты и в том же объеме, поскольку последняя оказалась разновозрастной в Апсатской и Верхнекаларской впадинах, по новым флористическим и палинологическим данным [243, 245, 342, 345, 352]. Ранее эти толщи параллелизовались и относились к средней—верхней юре.

Свита (780 м) залегает с размывом на протерозойских образованиях. Нижняя подсвита (циклит III порядка, 100—120 м), в основании сложена пачкой (1—80 м) конглобрекчий, конгломератов, брекчий, переходящих в разнозернистые песчаники с большим количеством гравия и галек и крупными обломками стволов, растительным детритом и мелкими линзами угля. Выше залегает пачка (0—60 м) хорошосортированных алевролитов и алевритовых песчаников, горизонтальнослоистых, богатых растительным детритом; остатки растений хорошей сохранности в ней редки. Отложения нижней подсвиты относятся к делювиально-пролювиальным (базальная пачка) и озерным.

Средняя подсвита (циклит IV порядка, 380—460 м) разделяется на три пачки. Нижняя (50 м) — мелко-среднезернистые песчаники с маломощными прослоями алевролитов и пропластками углей, преимущественно в верхней части. Средняя пачка или нижний угленосный горизонт (до 270 м) состоит из мелкозернистых песчаников и алевролитов с углями (пласты до 10 м) и многочисленными остатками растений, в том числе хорошей сохранности. Верхняя пачка (120—160 м) сложена тонко- и мелкозернистыми песчаниками, в меньшей степени алевролитами, углистыми алевролитами, среднезернистыми песчаниками. Пропластки угля немногочисленны и маломощны; растительных остатков, в том числе и хорошей сохранности, довольно много. Она сложена фациями выносов рек, заливов, лагун, застойных и зарастающих водоемов, болот.

Верхняя подсвита (циклит III порядка, 220 м) разделяется на две пачки. Нижняя пачка состоит из средне-крупнозернистых песчаников с редкими прослоями алевролитов и тонкими линзами угля. В верхней пачке преобладают мелко- и тонкозернистые песчаники; более, чем в нижней, распространены алевролиты, углистые алевролиты, пропластки угля, чаще встречаются остатки растений. Наряду с фациями заливов, лагун, здесь присутствуют аллювиальные, зарастающих водоемов; фации торфяных болот развиты ограниченно.

Песчаники свиты относятся к аркозовым и содержат: кварца — 31—45 %, полевых шпатов — 20—40 %, обломков — 1—4 %. Зерна кварца часто корродированы, иногда регенерированы; полевые шпаты кислого и среднего состава; обломки пород представлены в основной массе кислыми эффузивами, микрокварцитами, микропегматитами, гранитоидами и др. Минералы тяжелой фракции: циркон, пирит, сфен, биотит; из аутигенных — пирит, сидерит, лейкоксен.

Нижняя часть апсатской свиты по флоре отнесена к концу поздней юры. В ней найден руководящий позднеюрский вид *Raphaelia diamensis* Sew. (сборы В. С. Шульгиной, определение В. А. Вахрамеева) и известные из поздней юры *Coniopteris depensis* E. Lebed., *Cladophlebis* cf. *orientalis* Pryn., представленные немногочисленными экземплярами. Имеются раннемеловые *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Lebed., *Coniopteris* ex gr. *vachrameevii* Vassilevsk, *Cladophlebis* cf. *dunkeri* (Schimp.) Sew., *Pterophyllum* (*Tyrmia*) *tyrmense* (Pryn.) Krass., *Pterophyllum burejense* Pryn. и растения, известные из поздней юры и раннего мела (*Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *Nilssonia schmidtii* (Heer) Sew., *N. schaumburgensis* (Dunk.) Nath.

В остальной части свиты распространены виды, известные из нижнего мела: *Coniopteris yukonensis* Bell., *C.* cf. *nympharum* (Heer) Vachr., *C. arctica* (Pryn.) Samyl., *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Lebed., *Pterophyllum burejense* Pryn., *P.* (*Tyrmia*) *typmense* (Pryn.) Krassil., *Tyrmia bolynovii* (Novopokr.) Pryn., *T. prynadae* Vassilevsk., *Nilssonia brongniartii* (Mantell) Bronn, *Ginkgoites* cf. *vachrameevii* Dolud. et E. Lebed. и др.; верхней юры—нижнего мела: *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *Pterophyllum* aff. *pectiniforme* (Pryn.) Krass., *Nilssonia schmidtii* (Heer) Sew., *N. schaumburgensis* (Dunk.) Nath. и др. Отсутствуют характерные позднеюрские растения. Здесь исчезают также представители рода *Czekanowskia* и крупнолистные *Cladophlebis*, характерные для региона, главным образом для юры [243, 245].

Большинство видов апсатской флоры известно из неокома Ленского угольного бассейна (батылыхский горизонт) и Буреинского (верхняя половина ургальской свиты) [34, 198]. Растения, характерные для середины—второй половины нижнего мела, в апсатской свите отсутствуют, поэтому свита в целом относится к верхней части верхней юры—нижней части нижнего мела. Флора меняется постепенно, вблизи границы нижней и средней подсвит, с которой условно совмещается граница юры и мела.

По палинологическим данным возраст апсатской свиты позднеюрский. В комплексе преобладают характерные для юры виды: *Selaginella rotundiformis* K.-M., *S. sanguinolentiformis* Sach. et H., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *C. congregata* Bolch., *Dictyophyllidites harrisii* Coup. и др. Два вида *Lygodium*, более характерные для раннего мела, представлены единичными экземплярами [345].

В нижней части апсатской свиты С. М. Синица собрала пресноводные двустворки *Ferganoconcha curta* Tsch., *Sibireconcha lancoviensis* Leb., *S. bogdanovitschii* Leb., *Tutuella tomiensis* Rag., *Solrnaia baichenensis* Chuan., свидетельствующие, по мнению определявшей их И. А. Жуйковой, о возрасте в пределах J_2—K_1, скорее всего позднеюрском, возможно — позднеюрско-раннемеловом.

Томмотская толща (J_3^1tm) выделяется после обоснования С. М. Краченко в 1965 г. вулканогенной природы «порфиров», считавшихся прежде интрузивными образованиями [22, 162]. Слагает остатки кальдер всех крупных щелочных палеовулканов (ареал 11) и отражает пульсационный характер их функционирования, что привело к специфике строения и состава каждого из них.

В целом это гомодромная толща (до 500 м) кластолав, туфобрекчий, лав, игнимбритов с редкими слоями пеплов, туфоаргиллитов и туфоалевролитов. Повсеместно в основании разреза залегают (60—70 м) ортоклаз-оливин-клинопироксенофировые вулканиты (изредка гранатсодержащие), сменяемые лейцититами (эпилейцититами). Среди них встречаются лейцититы оливиновые и эгирин-флогопитовые. Выше, в отдельных кальдерах залегает пачка (до 250 м) грубого переслаивания лейцититов, меланофонолитов (в т. ч. слюдяных), псевдолейцитовых фонолитов (редко эгирин-флогопитовых) в слоях до 60 м, которые постепенно сменяются агломератами и кластолавами лейкофонолитов с многочисленными (до 50 %) обломками ниже расположенных эффузивов. Подобный тип разреза характеризует Якокутский палеовулкан.

В других случаях (Томмотский палеовулкан) верхняя пачка сильно редуцирована и на лейцититах залегают породы (до 200 м) иного состава — трахиты, щелочные трахиты с редкими слоями трахифонолитов,

гранатовых щелочных трахитов, редко трахиандезитов. Клинопироксен во всех породах представлен салит-авгитом; все находки диопсида определяют его как ксеногенный минерал, заимствованный, по-видимому, из ранних силлов лампроитоподобных пород («калиевые пикритоиды»). Среди вулканитов много акцессорного апатита редкоземельного.

Томмотская толща является ярким представителем вулканизма средиземноморского типа — высококалиевого щелочного, миаскитового. Содержание калия в разных палеовулканах очень изменчиво. Отличительными геохимическими признаками являются: низкое содержание титана, циркония, ниобия, тантала и высокое содержание бария и свинца. Возраст толщи определяется по отсутствию вулканогенного материала соответствующего состава в низах разреза дурайской свиты, обнаженной здесь же, рядом с палеовулканами, а также по находкам нераспознанных обломков «основных» эффузивов и трахитовых галек в породах верхней юры Чульманской впадины. Все это вместе с учетом радиологических данных, полученных K-Ar методом (150—137 млн лет), определяет время формирования этой толщи, исключаемой обычно из корреляционных схем мезозоя Сибири.

Интрузивные образования

С начала юрского периода и позже, в интервале 220—90 млн лет, в регионе происходит беспрерывная магматическая деятельность, продукты которой в виде очень дифференцированных мантийно-коровых образований хорошо расчленяются по геологическим данным и крайне неуверенно — по возрасту. Поэтому в обоснование легенды карты положены главным образом геологические наблюдения.

Ороченский комплекс ($q\mu J_1o$) — порфиры кварцево-монцонитовые, гранитовые, граносиенитовые, сиенитовые. Комплекс относится к ранней стадии формирования сложной юрско-раннемеловой магматической ассоциации, выделенной Ю. А. Билибиным в 1932 г. и объединенной им под одним названием — алданский комплекс послеюрских пород (ареал 11). В современном виде ороченский комплекс обоснован Е. П. Миронюком в 1970 г.

Представлен преимущественно силлами (до 100 м, при площади распространения до 200 км^2) в рифейско-раннекембрийских породах. Реже отмечаются маломощные дайки и единичные штоки. Все выходы сложены порфировыми породами со слабыми следами дифференциаций, отраженными в текстурно-структурных особенностях порфиров. Реже отмечаются фазовые отношения по ксенолитам, однако их крайне недостаточно для суждения о последовательности породообразования.

В комплексе выделяются три группы пород. Первая представлена кварцево-диоритовыми, кварцево-монцонитовыми порфирами, обычно полифировыми. Вторая группа — гранодиоритовые, граносиенитовые и гранитовые порфиры кварцевофировые и кварц-полифировые. Третья группа — сиенитовые и граносиенитовые порфиры, нередко ортофировые. Комплекс распространен повсеместно (ареалы 11), однако породы второй группы более распространены в восточных районах.

Относится к натриево-калиевой субщелочной серии с пантеллеритовой тенденцией развития. Возраст устанавливается по находкам галек этих пород в отложениях юхтинской свиты, по находкам слоев туфов, дацит-риолитовых и трахидацитовых в дурайской свите, а также по прорываниям пород комплекса всеми иными интрузивными образованиями юры—раннего мела. Радиологические (калий-аргоновые) датировки колеблются в пределах 150—220 млн лет [63, 131, 217, 415].

Мулемконский комплекс ($\gamma\delta J_1m$) — порфиры гранодиоритовые и гранитовые. Вычленяется из состава бывшего алданского комплекса на правобережье Тимптона (ареал 13). Представлен одной небольшой лакколитообразной интрузией, несколькими штоками и дайками, прорывающими архейские образования с четкими зонами закалки. Строение слабодифференцированное, центральные части сложены лейкократовыми гранодиоритовыми порфирами или порфировидными гранитами, а краевые части — кварцево-диоритовыми порфирами. По составу вкрапленников (плагиоклаз, биотит, роговая обманка, редко кварц) все породы олигофировые. Отмечаются жилы с друзовидным кварцем и кварц-карбонатно-галенитовые, редко цеолитовые.

Комплекс относится к субщелочной калиево-натриевой петрохимической группе. Его возраст неизвестен, он сопоставляется по вещественным характеристикам с юрским мукундинским комплексом на соседнем листе «Томмот».

Эвотинский комплекс (ξJ_1ev) — сиениты и кварцевые сиениты роговообманковые. Слагают одноименный лакколит, ряд силлов и даек на хр. Западные Янги. Возраст определен В. Клитченко в 1956 г. по отношению к более поздним щелочным сиенитам.

Эймнахский комплекс (γJ_1e) — граниты. Выявлен А. М. Бельтеневым в 1951 г. на хр. Удокан (ареал 14), отдельные выходы известны в бассейне Ничатки. Это малые штоки (до 3 км^2), разнообразные по мощностям дайки и жилы, преимущественно однофазные. Это граниты биотитовые и роговообманково-биотитовые (с олигоклазом и микроклин-пертитом), а также их фации в виде полифировых порфиров. Слабые контактовые изменения отмечаются лишь при залегании пород комплекса среди рифейско-юрских отложений, в то время как гидротермально-метасоматические образования встречаются повсеместно вблизи интрузий и нередко на значительном удалении от них вдоль зон слабовыраженной тектонической трещиноватости. Среди таких образований наибольший интерес представляют скопления жил серицит-микроклин-молибденит-кварцевых и карбонатно-серицит-кварцевых. Металлогенические ореолы таких зон характеризуются повышенным содержанием вольфрама, мышьяка, свинца, молибдена. Сами граниты имеют надкларковые содержания свинца, цинка, олова, фосфора, ниобия.

Комплекс относится к субщелочной натриево-калиевой петрохимической серии. Его возраст определяется возрастным интервалом между накоплением пород бирамьянской и станнахской толщ, а также прорыванием его габброидами чукчудинского комплекса. Нередко около выходов пород эймнахского комплекса располагаются более молодые дайки порфиров сиенитовых и граносиенитовых калиевых, которые некоторыми геологами без доказательств относятся ко второй фазе эймнахского комплекса.

Алданский комплекс (EJ_3a) — сиениты лейцитовые и эгириновые, шонкиниты, пуласкиты, фергуситы. Распространен в северном ареале (11), где представлен телами мелкими (10—25 км^2), редко средними по размеру (до 100 км^2) и большим количеством жил, даек, силлов. Наиболее крупные являются трубчатыми телами центрального типа, хонолитами, этмолитами, бисмолитами, которые в ряде мест образуют хорошо известные сложные вулкано-плутоны. В зависимости от величины эрозионного среза они либо ядерные, либо пограничные с конформным отношением к контактам, оставаясь, в целом, дискордантными, синтектоническими с несамостоятельной внутренней тектоникой, нередко унаследованной от предыдущих кальдер обрушения.

Комплекс состоит из пестрой группы бесплагиоклазовых пород с разнообразными фазо-фациальными соотношениями и локальными особенностями формирования в каждом отдельно взятом плутоне. На территории листа усредненные фазо-фациальные сочетания позволяют выделять три типа последовательностей: 1) малиньит-псевдо-(эпи)-лейцитовые сиениты—нефелиновые сиениты (мезо- и лейкократовые)—эгириновые тенсбергиты; 2) шонкиниты—тенсбергиты (мелано- и мезократовые)—пуласкиты, 3) фергуситы-сынныриты (мурунский комплекс, по мнению ряда исследователей). Первые две отмечаются повсеместно, третья формирует Маломурунский массив на Чаро-Токкинском водоразделе, отнесенный к мурунскому комплексу (EJ_3mr) ареала 11.

Первые две последовательности наиболее полно представлены в Центрально-Алданском районе. Каждая из них завершается после формирования вулканитов томмотской свиты и является пульсационно-прерывистой. Фазы (до шести) представлены многими текстурно-минералогическими разновидностями пород, различных по зернистости, отсутствию—наличию трахитоидности, полосчатости, линейности, такситовости, различному количественному набору главных цветных минералов (биотит, авгит, эгирин, амфиболы, оливин), степенью развития порфировых фаций и различной интенсивностью разнотипных наложенных процессов — от высокотемпературного калиевого метасоматоза и приконтактовой контаминации до низкотемпературных альбитизации, серицитизации и цеолитизации. Почти все породы, слагающие плутоны, даже если они представлены фрагментами расслоенных пачек, имеют свои сателлиты среди дайковой фации. Более того, нередко дайки-сателлиты входят в состав самостоятельных роев и поэтому трудно отчленяются от пород завершающей дайковой фазы магматизма (тингуаиты агпаитовые, шонкинит-порфиры миаскитовые, а также бостониты).

Контактовые ореолы довольно значительные, особенно в карбонатных породах (до волостонитовой ступени >450 °С), где образуются залежи бруситов. Даже в докембрийском фундаменте наблюдается (хоть и слабая) фенитизация или калишпатизация. Главные акцессорные минералы — апатит, дипирамидальный циркон, копьевидный сфен, магнетит, хромит, ксенотим, ильменит. Наиболее бедный видовой состав в меланократовых породах. Акцессорные минералы метасоматических процессов очень разнообразны: флюорит, турмалин, батисит, иннэлит, меланит, ураноторит, галенит, сфалерит, торит, лапорит, ринколит.

Все породы относятся к высокощелочной калиевой петрохимической серии, миаскит-агпаитовому типу. Лишь в одном из плутонов (Рябиновый) обнаружены высококалиево-глиноземистые фоидолиты, близкие к сынныритам.

Фергусит-сынныритовая последовательность является расслоенной и, по М. П. Орловой, состоит из пяти серий: 1) придонная (250 м) — фергуситы, шонкиниты, клинопироксениты биотитовые; 2) нижняя (200 м) — фергуситы, шонкиниты, клинопироксениты биотитовые и кальсилит-полевошпатовые, меланосынныриты; встречаются апатитоносные разности (апатита до 10 %); 3) средняя (200 м) — сиениты лейцитовые и кальсилитовые, сынныриты, малиньиты, фергуситы, шонкиниты; 4) верхняя (250 м) — сиениты нефелиновые, меланотенсбергиты, щелочные пироксениты; 5) краевая (30 м) расслоенная — малиньиты, шонкиниты, сиениты псевдолейцитовые и кальсилитовые. В гнездах и шлирах пород этой серии наблюдаются скопления стронциево-циркониевых минералов (видеита и таусонита).

Завершающая фаза представлена дайками и жилами тинтуаитов, минетт, волжидитов, сиенитов нефелиновых и пегматитов щелочно-сиенитовых (иногда с лопаритом и эвдиалитом). В обширных экзоконтактовых ореолах (до 3 км) распространены скарны, фениты, в т. ч. с галенитом и брукитом ниобиевым, скарны щелочные с рихтерит-асбестом, а также кварц-кальцитовые жилы титаноносные (рутил, анатаз, брукит). Широко представлены карбонатно-силикатные породы, в т. ч. имеющие жильную или трубкообразную форму, именуемые карбонатитами. Среди них выделяются кальцитовые и бентстонитовые, которые явно моложе фенитов. В них находятся силикаты циркония и стронциеносный апатит. В зонах дробления фенитов у экзоконтактового ореола образуются чароиты, иногда с канфельдитом и минералами платины и палладия. Повсеместно отмечаются альбитизация, шпреуштейнизация, флюоритизация [427].

Фергусит-сынныритовая последовательность относится к калиевому агпаитовому петрохимическому типу с прогрессивным накоплением железа и натриевой аномалией в верхней и краевой части плутона. Геохимическая специализация определяется следующими элементами: титан, барий, стронций, рубидий, цезий, ванадий, цирконий, фтор с локальными концентрациями свинца, молибдена, серебра.

Возраст этих пород остается спорным, так как калий-аргоновые датировки указывают на интервал 142—112 млн лет, в то время как рядом расположенные интрузии, в которых отражена последовательность первого типа (малиньит-нефелиновый сиенит-тенсбергитовая), показывают следующий возраст: Дагалдынский плутон — 178 млн лет, Большемурунский плутон — 145—136 млн лет. Что касается плутонов Центрально-Алданского района, прорывающих среднеюрские отложения, то их возраст также колеблется в широких пределах — 179—138 млн лет [63, 217, 215, 438].

Тындинско-бакаранский комплекс ($q\delta J_3t$) — кварцевые диориты, гранодиориты. Выделяется по аналогии с петротипом, расположенным восточнее листа (Е. М. Заблоцкий, 1970). При его обнаружении был отнесен М. З. Глуховским [145] к условно позднепалеозойским образованиям (ареал 12).

Слагает крупный трещинный плутон северо-западной ориентировки и несколько мелких массивов. Контакты с архейскими породами тектонические либо интрузивные, крутые, с многочисленными апофизами пластообразной формы субгоризонтальными. Эндоконтактовая фация отсутствует, лишь изредка отделяется от других частей плутона присутствием ксенолитов архейских пород либо микродиоритовых шлиров. В местах обильного внедрения апофиз архейские гранитоиды, равно как и ксенолиты вместе со шлирами, сильно фельдшпатизированы. Комплекс слагают кварцевые диориты и гранодиориты порфировидные биотит-роговообманковые с фацией гранитов низкощелочных и многочисленными жилами аплитов.

Комплекс относится к щелочноземельной калиево-натриевой петрохимической серии, в которой отношение K_2O/Rb_2O = 350—525. В породах обнаружены надкларковые содержания Cr, Pb, Zn. Возраст комплекса определяется условно по соотношению с породами ларбинского комплекса и редким радиологическим данным (151—164 млн лет, K-Ar метод).

Чукчудинский комплекс ($q\delta J_3\check{c}k$) — кварцевые диориты, диориты, габбро и долериты. Выделяются по В. М. Асоскову [398], обосновавшему интрузивную природу образований, ранне относившихся к эффузивам станнахской свиты (ареал 14).

Условно выделяются две фазы мелких тел комплекса — даек, штоков, некков. Первая — слабодифференцированные габбро, долериты, нередко плагиофировые, гломеропорфировые, миндалекаменные — биотит-клинопироксенсодержащие. Обладают афанитовыми зонами закалки с сильными автометасоматическими преобразованиями, скрывающими реликты девитрофицированного стекла. Вторая фаза — преимущественно недифференцированные тела, а также эксплозивные брекчии кварцевых диоритов, диоритов, долеритов, редко монцонитов. По составу и ассоциациям вкрапленников это либо олигофировые, либо полифировые образования (вкрапленники — плагиоклаз, авгит, роговая обманка, биотит, кварц).

Породы комплекса относятся к субщелочной калиево-натриевой петрохимической группе, меланократовые члены которой обладают высоким содержанием железа, титана и фосфора. Возраст комплекса определяется тем, что его породы прорывают станнахскую свиту, граниты эймнахского комплекса, содержат ксенолиты кислых эффузивов бирамьянской толщи и перекрыты трахибазальтами миоцена.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Все геологические события этого времени происходили в начале и конце периода. И если раннемеловая эпоха продолжала события юрского периода, то позднемеловая начинала события, свойственные кайнозойской эре и поэтому соответствующие им геологические образования будут рассмотрены впоследствии.

Стратиграфические подразделения (меловая система)

Нижний отдел. Холодниканская свита (K_1hl) развита на юге Чульманской впадины (300—340 м) в ареале 1, где согласно залегает на нерюнгриканской свите и сложена на 80 % разнозернистыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, а также с алевролитами и пятью прослоями угля (суммарной мощностью 1,1 м). Состав пород быстро меняется по разрезу и на площади, сортировка обломочного материала плохая, нередко в песчаниках содержится большая примесь алевритового материала, а в алевролитах — песчаного. Песчаники аркозовые, плагиоклазовые, с косой и косоволнистой слоистостью или массивные, с плохоокатанными или угловатыми зернами. Минералы тяжелой фракции: эпидот, роговая обманка, реже сфен, пироксен, ильменит, турмалин, биотит, циркон, гранат, апатит и др. Цемент поровый, порово-пленочный, реже — базальный; по составу преимущественно хлоритовый, а также серицитовый, сидеритовый, карбонатный.

Свита сложена отложениями речных выносов, пролювиальными, озерными. Из остатков растений, собранных в 50 местонахождениях в Нерюнгринской синклинали, характерны хвойные *Pityophyllum* и особенно хвойные *Podozamites* и цикадовые *Ctenis*, которые стратиграфически ниже почти не встречаются. Систематический состав флоры по сравнению с верхнеюрской существенно меняется в результате исчезновения большинства видов и рода *Raphaelia*.

Возраст свиты определяется как начало нижнего мела по находкам *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Leb., *Coniopteris saportana* Heer. и отсутствию растений, типичных как для верхней юры, так и для второй половины раннего мела.

Быйикинская свита (K_1bk) хр. Кодар выделена авторами в 1986 г. в объеме бывшей рыбачьей свиты (ареал 8), поскольку последняя оказалась

неодновозрастной в Верхнекаларской и Апсатской структурах по новым данным [243, 245, 342, 345, 352, 387].

Свита (800—1000 м) согласно залегает на апсатской и делится на три подсвиты. Нижняя продуктивная подсвита (400—500 м) соответствует циклиту IV порядка и разделяется на четыре пачки (циклита III порядка). В нижней пачке (120—180 м) преобладают разнозернистые песчаники, граувакки, часты прослои гравелитов, встречаются конгломераты. Вверх зернистость пород уменьшается, чаще встречаются алевролиты. Вторая пачка (140—150 м) — мелко-среднезернистые песчаники с маломощными прослоями граувакк, гравелитов и конгломератов. Третья пачка (55—70 м) в нижней половине сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями гравелитов, граувакк и крупнозернистых песчаников, в верхней — алевролитами, алевритовыми и мелкозернистыми песчаниками с угольными пластами (верхний угленосный горизонт).

Песчаники главным образом аркозовые. Обломочный материал аркозов и граувакк плохо сортирован и окатан, среди обломков пород имеются эффузивы кислого и среднего состава, микрокварциты, гранитоиды. Минералы тяжелой фракции: апатит, биотит, роговая обманка, рутил, турмалин, циркон и др.

Средняя подсвита (130—180 м) — разнозернистые песчаники и гравелиты в нижней части; тонкозернистые песчаники с прослоями скорлуповатых алевролитов — в верхней. Верхняя подсвита (200—300 м) — средне-крупнозернистые песчаники с незначительными прослоями алевролитов. Свита сложена озерно-аллювиальными осадками; наряду с фациями выносов рек в ней часто встречаются русловые, болотные фации редки.

В нижней подсвите обнаружены: *Equisetites tschetschumensis* Vassilevsk., *Coniopteris* ex gr. *vachrameevii* Vassilevsk., *C. silapensis* (Pryn.) Samyl., *C.* cf. *berryi* Bell., *C. tyrmica* Pryn., *Lobifolia novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Lebed., *Cladophlebis phillipsii* (Br.), *Nilssonia schaumburgensis* (Dunk.) Nath., *N. schmidtii* (Heer) Sew., *N.* er gr. *orientalis* Heer, *Ginkgoites* cf. *vachrameevii* Dolud. et E. Lebed., *Podozamites* ex. gr. *angustifolius* (Eichw.) Heer, *Pityophyllum* spp. и др.

Быйикинская флора по составу близка к флоре средней—верхней подсвит апсатской свиты и, как и они, датируется началом раннего мела. В ней присутствуют раннемеловые *Lobifolia novopokrovskii, Coniopteris silapensis, C.* ex gr. *vachrameevii, C. berryi* и др. и нет растений, типичных для поздней юры и для второй половины раннего мела.

Палинокомплекс быйикинской свиты близок к апсатскому и свидетельствует о позднеюрском возрасте [345]. Пресноводные двустворки *Arguniella ovalis* Kol., *Subtilia* cf. *wiljuica*, собранные (определение И. А. Жуковой), свидетельствуют о раннемеловом возрасте вмещающих отложений.

Нагорнинская свита (K_1ng) обоснована В. М. Желинским и Е. М. Маркович в 1979 г. Распространена ограниченно у юго-восточной рамки листа (ареал 4).

Свита представлена внизу тремя циклитами (конгломерат-фангломерат-песчаниковыми), мощность которых сокращается снизу вверх по разрезу от 20 до 80 м. В составе валунов, глыб, гальки и щебня отмечаются архейские породы, нижнепротерозойские зеленосланцевые диафториты. В песчаниках, а иногда и в алевролитах и аргиллитах, появляющихся в третьем циклите, имеются слои каменного угля. Отмечаются слои туфопесчаников.

Судя по находкам *Coniopteris onychioides, Nilssonia gigantea*, а также *Ginkgo* ex gr. *adian toides* Heer., отложения нагорнинской свиты относятся к верхнему неокому—нижнему апту.

ным развитием трех основных типов пород: монцонитов андезиновых—сиенитов—сиенитов кварцевых, граносиенитов. В большинстве случаев эти же породы являются представителями трех главных фаз, помимо которых выделяются стадии, отражающие многократное внедрение магмы и отличающиеся большей частью по цветному индексу (биотит, авгит, роговая обманка, редко оливин). Редко встречаются монцодиориты, монцониты лабрадоровые и граниты. Сильные контактовые преобразования приводят к возникновению роговиков, высокотемпературных скарнов, нередко окварцованных (иногда с жеодами горного хрусталя), сульфидизированных или с борово-железорудной, золото-железорудной минерализацией.

Комплекс сопровождается кварц-золото-сульфидными залежами (висмут-меденосными), березитами с кварц-молибденитовыми жилами, кварц-карбонатно-калишпатовыми метасоматитами, а иногда жилами с друзовидным кварцем. Здесь мы остановимся на некоторых гидротермально-метасоматических образованиях, которые, как правило, моложе всех любых магматических комплексов мезозоя в ареале 11, так как любая привязка их к конкретному плутоническому комплексу остается гипотетической.

В околоскарновом пространстве отмечаются зоны флюоритизации и залежи кварц-кальцит-флюоритовые. Среди архейских образований известны залежи кварц-сульфидно-флюоритовые, а также жилы золото-кварцевые. Вдоль протяженных зон разлома фундамента происходит формирование гумбеитов золото-молибденит-браннеритовых, брекчий с пирит-анкеритовым цементом и разнообразное прожилкование: карбонатно-анкерит-калишпатовое, пирит-калишпатовое и карбонатно-пирит-калишпатовое. В зонах интенсивной мусковитизации и калишпатизации фойдолитовых порфиров отмечаются трубообразные залежи молибден-медно-золотых руд, сопровождаемых иногда флюоритизацией. В джаспероидах, образовавшихся по нижнекембрийским карбонатным породам, отмечается золотая минерализация, в т. ч. в золото-пирит-адуляр-кварцевых залежах, а также в аргиллизитах и корах выветривания по ним.

Лебединский комплекс относится к субщелочной натриево-калиевой петрохимической группе, в которой наблюдается прерывистость при переходе к обогащенным кварцем разностям, что сопровождается снижением общей щелочности. Многочисленные калий-аргоновые датировки укладываются в интервал 150—130 млн лет; редкие жилы лампрофиров (вогезиты) показывают возраст 130—112 млн лет.

В косвенной связи с юрско-меловым магматизмом находится явление региональной фельдшпатизации юрских отложений, местами сопровождаемой эпигенетической стронциево-урано-фосфорной минерализацией. Она установлена А. М. Блохом в Алдано-Чульманской впадине на участках: Тунгурчинском, Большехатыминском и Чульманско-Кабактинском. На последнем участке, по Е. П. Миронюку, также широко проявлены в песчаниках кварцевые просечки с друзами и щетками низкотемпературного прозрачного кварца. Фельдшпатизация охватывает горизонты юрских отложений мощностью до 130 м, преимущественно в дурайской и юхтинской свитах. Отмечается вертикальная зональность этого явления, обусловленная концентрацией альбита (в т. ч. альбититов) вместе с серицитом в верхних частях метасоматической колонки. В нижних частях этой колонки преобладает ортоклаз промежуточный, иногда в гранофировых сростках с кварцем, благодаря чему в песчаниках содержание K_2O возрастает до 12 %. По валовым пробам возраст метасоматоза 160±30 млн лет. Лимонит(гетит)-кварц-калишпатовые метасоматиты по песчаникам Токко-Чаруодского района являются золотоносными.

Карабуранский комплекс (μK_1k) — монцониты, кварцевые монцониты, монцогаббро, гранодиориты и граносиениты. Выделен Е. П. Миронюком в 1970 г. вдоль северных отрогов хр. Становой (ареал 13).

Сложен мелкими (не более 15 км^2) штоками, бисмалитами, дайками, прорывающими породы докембрийского фундамента, деформированные юрские отложения и раннемеловые породы токориканской толщи. Несмотря на небольшие размеры большинство плутонов являются не только сложными многофазными, но и многократными с элементами расслоенности. Внутренняя тектоника автономная, часто с явлениями течения, линейными текстурами и правильной системой трещин разломов. Это все дискордантные и конформные плутоны, приобретающие вблизи вулканических полей или внутри вулкано-плутонов межформационное пограничное строение.

Несмотря на значительную самостоятельность формирования конкретных плутонов, общую схему последовательности можно представить в таком виде: первая фаза — габбро, габбро-нориты, в т. ч. лейкократовые, ортоклазовые и оливиновые, диориты, монцодиориты; вторая фаза — монцониты, монцониты и монцодиориты кварцевые; третья фаза — лейкомонцониты, лейкомонцодиориты и сиениты кварцевые; четвертая фаза — гранодиориты, граниты. Заключительная фаза — лампрофиры, гранит-порфиры, редко порфиры и аплиты, еще реже пегматиты. Устанавливается приконтактовое автобрекчирование и четкие ореолы контактового метаморфизма в вулканогенно-осадочных породах (до силлиманитовых роговиков). Комплекс сопровождается многочисленными жилами, иногда штокверками кварц-сульфидными (с золотом, молибденитом, галенитом), а также прожилками сульфидно-киноварными, реже реальгар-аурипигментовыми. Связь последних с этим комплексом сомнительна.

Комплекс относится к субщелочной калиево-натриевой петрохимической серии с надкларковым содержанием молибдена, никеля, галлия. Калиево-аргоновый возраст комплекса составляет 127—107 млн лет.

Ларбинский комплекс ($\gamma\xi K_1lr$) — граносиениты, гранодиориты II фазы; монцодиориты кварцевые I фазы ($\mu\delta K_1lr$). Комплекс отнесен к мезозою Ю. К. Дзевановским в 1954 г. Потом некоторыми геологами считался разновидностью тындинско-бакаранского комплекса, от которого отчленен Е. Н. Цеймах в 1986 г. (ареал 12).

Комплекс представлен крупными (до 1500 км^2), средними и мелкими трещинными плутонами, в небольших телах лакколитообразными, плитообразными, а также штокообразными. Все они дискордантные с автономным внутренним строением.

Комплекс состоит из нескольких фаз. I фаза распространена крайне ограниченно и представлена клинопироксен-биотит-роговообманковыми монцодиоритами. II фаза — кварцевые монцодиориты, эндоконтактовая фация которых более меланократовая и содержит меньше пироксенов. Картируется узкой полосой по периферии крупных массивов. III фаза является господствующей, нередко непосредственно граничит с архейскими образованиями и представлена биотит-роговообманковыми граносиенитами порфировидными. В эндоконтактовой фации породы мелкозернистые обогащены биотитом, нередко расслáнцованы и фельдшпатизированы.

Комплекс сопровождается лампрофирами (спессартиты, малхиты), а также граносиенитовыми порфирами, аплитами и представляет гомодромную субщелочную натриево-калиевую петрохимическую серию с прогрессивным накоплением калия. Обладает надкларковым содержанием хрома, ванадия, фосфора, свинца, цинка, молибдена, серебра, олова, циркония. Возраст комплекса условный и определяется калий-аргоновыми датиров-

ками пород 118—143 млн лет, термоизохронным возрастом циркона — 152 млн лет (I фаза).

Элькенский комплекс ($E\gamma K_1e$) — щелочные граниты, граносиениты и сиениты. Встречается в тех же ареалах, что и лебединский комплекс (ареал 11), где щелочные граниты прорывают его с зонами закалки у контакта.

Все тела полифациальные, простые и часто распространены вне всякой связи с предшествующими комплексами, среди них значительное место занимают эруптивные брекчии с цементом подобных гранитоидов — эгирин-щелочнополевошпатовых. Совершенно условно к этому комплексу могут быть отнесены протяженные дайки сельвсбергитов и грорудитов, не отраженные на карте. Комплекс содержит у сельвсбергит-грорудитовых выходов флюоритсодержащие мариуполиты и сельвсбергитовые брекчии, которые сопровождаются иногда метасоматитами эгирин-калишпатовыми с жилами эгирин-кварцевыми флюорит-сульфидоносными.

Породы комплекса, за исключением даек, относятся к калиево-натриевому агпаитовому петрохимическому типу, их возраст 135—108 млн лет.

Аинглинский комплекс (γK_1an) — граниты, в том числе порфировые. В виде мелких штоков прорывает породы ларбинского комплекса, архейские образования и гранодиориты тындинско-бакаранского комплекса. В виде отдельных даек встречается повсеместно, сопровождается изредка аплитами.

Комплекс однофазный, представлен гранитами порфировидными биотитовыми, а также граносиенитами, в т. ч. лейкократовыми и порфировыми (ареал 12), нередко с ксенолитами всех более древних пород. В отдельных телах в зоне контакта отмечаются магматические брекчии. С комплексом связано широкое развитие разнообразных жил и зон вторичных околорудных изменений (аргиллизиты, пропилиты и березиты). В эруптивных брекчиях и гранит-порфирах эндоконтактовой фации встречаются рудные березиты (сульфидно-молибденитовые, медно-полиметаллическо-молибденитовые). Многочисленные кварцевые жилы иногда образуют небольшие штокверки и представлены разновидностями: золото-полиметаллическими, молибденит-пирит-халькопиритовыми (иногда вольфрамоносными), с халцедоновидным кварцем золотоносные, с друзовидным кварцем меде- и хрусталеносные, сфен-карбонат-халькопирит-молибденитовые и молибденит-карбонатные.

Комплекс относится к натриево-калиевой субщелочной—умереннощелочной группе, гранит-лейкогранитовой. Ряд элементов в породах комплекса содержится в количествах, выше кларковых: ванадий, фосфор, свинец, цинк, олово, цирконий. Возраст комплекса условный и по K-Ar датировкам составляет 105—135 млн лет.

На карту не вынесены рои даек порфиров гранитовых, граносиенитовых, сиенитовых, гранодиоритовых, широко распространенных в бассейнах Калара, Олекмы и Нюкжи (ареалы 12, 13, 14). Рои крутонаклонных (>40°) даек при ширине до 10 км прослеживаются в северо-восточном направлении на 80—120 км при мощностях отдельных даек не более 50 м. Все это определяет тектоническую и генетическую автономность этих образований. Этим они и не похожи на диасхистовые образования сходного состава юрско-меловых плутонических комплексов, рассмотренных ранее, тем более, что в пользу отличия даек свидетельствует то, что они менее кальциевые и более щелочные, обладают повышенными аномалиями титана, фосфора.

Рудоконтролирующее значение даек не выяснено, хотя обращает на себя внимание то, что отдельные зоны мезозойского тектоно-гидротермального воздействия на архейские породы также являются автономными,

поскольку размещаются иногда вдалеке от плутонических комплексов, что не очень отражается на масштабах их золотой и молибденовой минерализации.

Этими образованиями заканчивается мезозойская магматическая деятельность в южных районах территории листа.

Минетты, лампроиты, перидотиты флогопитовые, шонкинит-порфиры ($E\ell K_1$) слагают мелкие дайки, жилы, а также диатремы, завершающие нижнемеловой магматизм в северных районах территории (ареал 11), хотя соотношение их со щелочными гранитами элькенского комплекса не установлено.

Учитывая вещественное разнообразие этих образований, везде прорывающих нижнекембрийские породы и щелочные плутоны, рассмотрим их кратко по местам их выходов. Только в Мурунском районе известно тело настоящих лампроитов (обнаружены И. Н. Владыкиным). Здесь они представлены диопсид-флогопит-рихтеритовыми и оливин-диопсид-флогопитовыми разновидностями пород калиево-агпаитовой петрохимической группы. В долине Молбо в 1954 г. Е. А. Нечаевой обнаружено тело лампроитоподобных пород (молбинский комплекс $E\ell K_1$) лейцит-флогопитовых, получивших различное определение у исследователей (оливиновый лейцитит, щелочной пикрит, мадунит, вайомингит и др.). По геохимическим особенностям это тело относится к калиевому агпаитовому петрохимическому типу высокофосфористому с низким содержанием магния, титана и повышенными концентрациями бария, ванадия, фтора. Возраст дайки спорный и составляет: по В. Л. Масайтису — 157—158 млн лет, по В. Д. Томилину — 122—92 млн лет.

В Верхнеамгинском районе В. М. Уютов в 1990 г. обнаружил группу щелочных пикритоидов, представляющих собой разнообразные петрографические разновидности: клинопироксен-лейцитофировые лейцититы, оливиновые эпилейцититы, лампрофиры оливин-флогопит-клинопироксеновые, а также крайне редкие плагиоклазсодержащие породы — трахибазальты и тефриты оливин-псевдолейцитовые. Установлено присутствие щелочных пикритоидов в ксенолитах эгириновых сиенит-порфиров, чем и ограничиваются сведения о возрасте рассмотренных пород, являющихся калиевыми миаскитами.

Самое большое разнообразие лампроитоподобных пород характерно для Центрально-Алданского района. Здесь известны жилы и дайки (до 5 м), редко силлы (до 10 м), а также диатремы с эруптивными брекчиями. Лампроитоподобные породы представлены здесь разновидностями оливин-диопсид-флогопитофировыми и ортоклаз-оливинофировыми с тальк-хлоритовой основной массой. Фации этих пород имеют следующий состав: оливин-диопсид-флогопитовый, оливин-диопсидовый и диопсид-флогопитовый. В отдельных телах наблюдается расслоенность гравитационная, а также зоны закалки. При контаминации ксеногенным материалом лампроитоподобные породы переходят в шонкинит-порфиры. Везде находятся гетероморфные разновидности в виде минетт и автолитовых брекчий оливин-флогопитовых лейцититов.

В отдельных диатремах (районы Тобука и Нижнего Якокута) обнаружены хромшпинелиды ($Cr_2O_3 \geq 60$ %, $Fe^3+Fe^2 \leq 30$ %) и гранаты. Сравнительный анализ компонентного состава граната из этих диатрем и пород чампулинского комплекса показал их существенные различия: пироп — 76 против 62—67; альмандин — 10 против 10—16; спессартин — 2 против 0—1; гроссуляр — 3 против 0—5; андрадит — 0 против 1—10; уваровит — 7 против 8—16; кноррингит — 0 против 3—9.

По радиометрическим данным (K-Ar метод) возраст рассматриваемых пород 137—125 млн лет. Все они относятся к калиево-миаскитовой пет-

рохимической группе с переменным содержанием магния и кальция, низкими содержаниями по сравнению с типовыми лампроитами — алюминия, титана, циркония, ниобия, таллия, гафния и надкларковым количеством никеля, кобальта, хрома, ванадия, рубидия, цезия, бария, стронция и урана. Содержания платины и палладия стандартные. Клинопироксены тобукских диатрем отличаются от таковых чампулинского комплекса повышенной титанистостью [421].

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ ЭПОХА — КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА

Образования этого времени на территории листа отображаются впервые. Они представлены в основном рыхлыми осадками и гипергенными толщами и по внешнему облику сходны с четвертичными отложениями. Обнажаясь в цоколях разновозрастных эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас, они вычленены из тех толщ, которые ранее ошибочно принимались за молодой террасовый аллювий, плейстоценовый возраст которого определялся лишь по высоте террасы. Это обстоятельство, по-видимому, стало причиной очень слабой изученности дочетвертичных кайнозойских образований и заставило применить для данного региона методику сравнительной характеристики вещественного состава и палинологических комплексов в различных возрастных и генетических подразделениях верхнемеловых и кайнозойских пород. В результате комплексного изучения большого числа разрезов, многие из которых являются опорными, установлены маркирующие признаки, позволяющие отличать древние кайнозойские образования от плейстоценовых.

Основная масса геологических образований этого времени представлена осадочными отложениями, менее вулканическими, и совсем малая — интрузиями.

Стратиграфические подразделения

Верхний мел—палеоген нерасчлененные (K_2—P). К ним относится площадная остаточная кора выветривания каолинитового типа и продукты ее ближайшего переотложения (ареалы 1, 5), залегающие на протерозойских и ордовикских карбонатных породах, которые выделены И. Г. Гореловым в 1961 г.

Кора фиксирует наиболее древний — верхнемеловой—палеогеновый уровень поверхности комплексной денудации, сохранившийся лишь на водоразделах (1600—1900 м). Представлена обычно белесыми глинистыми (преимущественно каолинитовыми с примесью монтморилонита и гидрослюд) песками и песчанистыми глинами на склонах долин во внутригорных впадинах. Это белые кварцевые галечники и реже (там, где профиль коры выветривания имеет лучшую сохранность) — светлоокрашенными глинами, в основном тонкодисперсными с преобладанием каолинита. Как правило, профиль гипергенных образований сохранился слабо. Обычно в немногочисленных разрезах на водоразделах встречаются корни коры выветривания (0,5—1,5 м); лишь во впадинах и в зонах тектонических трещиноватостей она более мощная (до 5 м).

Возраст этих образований определяется поздним мелом—палеогеном на основании их геоморфологического положения. По сообщению Е. И. Корнутовой, уровень коры выветривания отделен от расположенного ниже палеогенового уровня хорошо выраженными денудационными уступами и склонами. За пределами исследованной площади аналогичные образования

известны в бассейне Лены (быстринская толща) и в пределах Патомского нагорья (олонгринская толща) [189, 192], возраст которых определен тем, что в долине Лены в эти поверхности врезана долина эоценового и олигоценового возраста, выполненная синхронными осадками.

Условно к этому возрасту относятся аллювиальные отложения с озерными осадками карстовых полостей, которые являются реликтом древней долины северо-западного простирания, сохранившейся в бассейне Валюхты, Молбо и Мачи (высота 300—700 м). Они представлены толщей (до 60 м) золотоносных валунников и галечников пестроцветных и красноцветных с редкими линзами песков. Состав цемента изменяется снизу вверх по разрезу от мергелистого до глинистого. В галечниках нижних уровней встречаются пустоты, заполненные каолинитом. Местами толща подобного строения залегает на коре выветривания (до 20 м), представленной пестроцветными глинами с линзами кварцевых песков (иногда с сидеритом) и обломками подстилающих пород. По сборам И. Л. Шафман здесь обнаружены редкие меловые споры *Gleichenia, Selaginella, Cilotium, Ligodium* и пыльца хвойных растений.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования палеогена представлены палеогеновой корой выветривания, палеоцен-эоценовыми грубообломочными аллювиальными и коллювиально-делювиальными отложениями, эоцен-олигоценовой корой выветривания, а также олигоценовым аллювием.

Палеогеновая и эоцен-олигоценовая коры выветривания связаны, по-видимому, с единой поверхностью комплексной денудации. Аллювий фиксирует остатки палеоцен-эоценовой и наследующей ее олигоценовой гидросети, а грубообломочные палеоцен-эоценовые коллювиально-делювиальные образования выполняют древние карстовые полости.

Нижний—средний отделы

Палеоцен-эоценовые отложения. Унгринская свита ($P_{1-2}ung$) выделена Е. Б. Хотиной в ареале 2 и рассматривалась как юхтинская [377]. Однако в связи с тем, что это название уже использовано для более древних юрских образований, а максимальное распространение этих пород наблюдается в долине Унгры, представляется целесообразным переименовать ее в унгринскую свиту.

Литостратотипические разрезы отложений этой свиты изучены на правом склоне долины Унгры, в устьях рек Дурай и Якокит. Ранее породы унгринской свиты ошибочно рассматривались А. И. Музисом и Г. А. Максимовой в качестве среднечетвертичных флювиогляциальных и верхнечетвертичных аллювиальных отложений [287].

Унгринская свита (22—42 м) залегает на юрских осадочных породах и венчается развивающейся по ней эоцен-олигоценовой каолинитовой корой выветривания. Она слагает цоколи террас высотой 45, 20, 12 м и представлена крупновалунными слабосцементированными конгломератами аллювиального генезиса, содержащими хорошоокатанные валуны кембрийских, юрских и архейских образований размером до 0,8—1 м. Реже встречаются хорошо и совершенно окатанные валуны бурой конгломератовой брекчии, очень плотно сцементированной «звенящей», состоящей в основном из обломков и слабоокатанной гальки кварца. Местами наблюдаются валуны и галька бескварцевых пород, выветрелых до состояния бурого глинистого песка и глины. В верхней части разреза породы становятся

менее сцементированными и более выветрелыми. Они представляют собой, по существу, корни коры выветривания, и в самой верхней части разреза наблюдается хорошо выраженная остаточная кора выветривания каолинитового состава (устье р. Якокит). Цементом служит песок гравелистый грубозернистый темно-бурого или черного цвета (за счет углистых частиц).

Коэффициент миграционной прочности минералов тяжелой фракции шлиха из унгринской свиты составляет 78—80 %. В ней преобладает ильменит (до 40—45 %), постоянно встречаются знаки золота размером 0,1—0,8 и 0,4×0,4 мм (по 1—2 знака на 3 дм^3 породы). Коэффициент миграционной прочности галек и мелких валунов равен 40—45 %, средний коэффициент их окатанности — 72 %.

Из глинистой линзы в дезинтегрированных конгломератах в приустьевой части р. Дурай обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, определенный Н. И. Филиной [377]. В нем споры составляют 14 % (*Lycopodium* sp. — 1 %, *Cibotium* sp. — 4 %, cf. *Pelletieria* — 1 %, Polypodiaceae — 8 %); пыльца голосеменных — 74 % (Cupressaceae—Taxodiaceae — 72 %, Pinaceae — 2 %); пыльца покрытосеменных — 12 % (*Comptonia* — 1 %, *Palmae* (ef. *Sabal*) — 1 %, *Yuglans* sp. — 2 %, *Alnus* sp. — 1 %, *Triatriopollenites confustes* Zakl. — 5 %, *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot) Pf. — 1 %).

Приведенный комплекс, по Н. И. Филиной, сопоставлен с аналогичными спорово-пыльцевыми комплексами палеогеновых образований Западной Сибири и Западного Прибайкалья и датирован палеоценом. Однако Л. А. Пановой и О. Н. Жежель возраст этого комплекса уточнен и определяется как палеоцен-раннеэоценовый. За пределами территории листа в Амгино-Алданском стратотипическом районе этим отложениям соответствуют по генезису, составу и стратиграфическому положению образования элдиканской свиты [378], содержащей палеоцен-эоценовый спорово-пыльцевой комплекс аналогичного состава.

Делбинская свита ($P_{1-2}dl$) представлена рыхлыми, несортированными, местами слабосцементированными грубообломочными делювиальными и коллювиальными образованиями (15—25 м и более), заполняющими карстовые полости в поле развития нижнекембрийских карбонатных образований (ареал 2). Впервые эти отложения были выделены С. П. Механошиным [69] в качестве хатыминской толщи и ошибочно датированы неогеном (?).

Представительный разрез этих отложений был изучен Е. Б. Хотиной в 1974 г. в правобережной части Б. Куранаха на междуречье ручьев Латышский—Дэлбе, где отложения свиты залегают на мел-палеоценовой коре выветривания. В обломочном материале присутствуют розоватые и белые опоковидные породы, слабосцементированные конгломераты, гальки кварца, известняка, песчаника и габброидов хорошей окатанности, обломки тектонической брекчии со следами окварцевания и тектоническими бороздами. Вместителем является глинистый кварцевый песок и каолинитовая глина из переотложенной верхнемеловой коры выветривания. Многие глыбы и галька носят следы химического выветривания и местами превращены в глинистый песок и глину, сохранившие прежнюю форму обломков. В ряде мест по этим породам развита светлая каолинитовая эоцен-олигоценовая кора выветривания, по которой в свою очередь сформировалась красноцветная и пестроцветная кора монтмориллонитового состава.

В отложениях свиты палинологом В. Е. Нархитовой обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, аналогичные вышеприведенным из отложений унгринской свиты. Это, наряду со стратиграфическим положением коллювиально-делювиальных отложений карстовых полостей, позволяет датировать их палеоцен-эоценом.

Эоцен—олигоцен

Якокутская толща ($P_{2-3}ja$) выделена С. П. Механошиным на Якокут-Селигдарском междуречье (ареал 2) и ошибочно датирована миоценом [69]. В дальнейшем эти образования изучались Е. Б. Хотиной в 1974 г. и были названы хаахаанской толщей по разрезу, находящемуся за пределами листа на левом берегу Алдана, в устье р. Хаахаан (близ г. Томмот) и датировались палеогеном [376]. Последующие работы Е. Б. Хотиной и О. Н. Жежель [337], а также собранный ими, но еще не опубликованный материал позволили уточнить стратиграфическое положение этих образований и более детально определить их возраст.

Образования толщи (0,5—30 м и более) представлены остаточной площадной корой выветривания и продуктами ее ближайшего переотложения, залегающими на плоских вершинах водоразделов, на денудационных участках во внутригорных впадинах, в цоколях террас и в древних карстовых полостях. Она развита по изверженным, осадочным и метаморфическим породам различного состава и возраста, в том числе и по породам унгринской и делбинской свит. Основание ее профиля представляет собой выветрелую дресву и дресвяный песок со значительным содержанием пелитовой фракции. В более верхних его частях преобладает белесый глинистый песок, в основном кварцевого состава, с реликтовыми зернами каолинизированного полевого шпата. Выше эти образования сменяются сначала грубодисперсной глиной, а затем, в самой верхней части профиля — тонкодисперсной, вязкой и «жирной».

Во всех разрезах эта кора по всему профилю сохраняет структурные и текстурные особенности материнской породы. Продукты ее ближайшего переотложения — солифлюкционного или делювиального генезиса легко распознаются по содержанию в них пелитовой фракции каолинитового состава и коррелируются с корой выветривания — источником их образования. Отличительными признаками якокутской толщи являются светлая окраска (белая, грязно-белая, сероватая, желтоватая и лимонно-желтая, пятнистая и буроватая), а также преимущественно каолинитовый состав глинистых минералов (до 85—90 %) и полная проработанность гипергенного профиля. Последняя выражается в том, что глинистые минералы всего профиля, включая самую нижнюю его часть, имеют преимущественно каолинитовый состав.

Якокутская толща развита на палеоцен-эоценовых образованиях унгринской и делбинской свит и с размывом перекрывается олигоценовыми (вероятнее всего, нижнеолигоценовыми) аллювиальными отложениями нижненерюнгринской свиты (разрезы которой изучены в долинах Унгры и Чульмана). Такое стратиграфическое положение позволяет датировать ее эоцен-олигоценом. Эта кора выветривания и продукты ее ближайшего переотложения фиксируют реликты эоцен-олигоценовой поверхности комплексной денудации, сохранившиеся как на вершинах водораздельных (средневысотных и низких) хребтов, так и на разных высотных уровнях во внутригорных впадинах, которая может служить основой для определения направления и амплитуд движения неотектонических блоковых структур, начиная с эоцен-олигоценового этапа.

Верхний отдел — олигоцен

Олигоценовые отложения на площади листа выделены впервые. Они обнажаются в цоколях террас на участках долин, приуроченных к узким неотектоническим грабенам и внутригорным впадинам, где фиксируют участки древних олигоценовых долин. Залегают с глубоким размывом на эоцен-олигоценовой коре выветривания и перекрываются неогеновыми образованиями.

Нижненерюнгринская свита (P_3nn) впервые изучена Е. Б. Хотиной в долине р. Чульман на участке, расположенном ниже г. Нерюнгра. Наиболее представительные разрезы этих отложений (4—9 м) расположены на левобережной части долины Чульмана в 11 км выше пос. Чульман и в долине Унгры в 1,2 км выше устья р. Дурай, где они слагают нижние части цоколей разновысотных террас и обнажаются на склонах долин современных рек, выстилая ложе древних долин (ареал 2).

Свита сложена валунно-галечными и гравийно-галечными породами вишнево-красными, бурыми и черными с прослоями и линзами светло-розоватых и светло-серых валунно-галечных отложений. Часто встречаются гальки с черной «лакированной» поверхностью. В составе песчаного вместителя много углистой крошки. Встречаются валуны и гальки, выветрелые до состояния глинистого песка. В распределении обломочного материала наблюдается отчетливо выраженная ритмичность (макроритмы 0,25—0,40 м). Состав гальки и валунов: кварц, кварциты и кремнистые породы — 40—45 %; гнейсограниты, сиениты, гранитоиды — 20—30 %; песчаники, алевролиты и аргиллиты — 20—50 %. Коэффициент окатанности галек в целом равен 60, а для обломков кварцевого и кварцитового состава — 53,6. Коэффициент миграционной прочности валунно-галечного материала — 75—80, а минералов шлиха (в т. ч. золота в чешуйках 0,5—0,7 мм и содержании один знак на 3 дм^3) — 80.

В спорово-пыльцевом комплексе, по заключению О. Н. Жежель, преобладает палинофлора покрытосеменных (до 60 %). Доминирующая роль принадлежит семейству Betulaceae при первой доминанте *Betula* sp. 45—60 %. Затем *Alnus* sp. — до 52 %, *Corylus* sp. — 5—13,3 %, *Carpinus* sp. — 6,3—13 %, Fagaceae — до 3,3 % (пыльца *Fagus* sp. составляет 3,2 %, а пыльца Ulmaceae — лишь 1,7 %).

Споровые в целом составляют 1,2—6,5 %. Доминируют *Selaginella* sp. — 0,8—18 % и *Sphagnum* sp. — 2—13 %. *Osmunda* sp. составляет 2,8—6,2 %, *Gleichenia* — 1,2—2,3 %, а *Trachytriletes* — 1,8 %. Значительная часть комплекса представлена пыльцой хвойных растений (до 31 %). Преобладает пыльца сосны (до 8,35 %). При этом максимум составляют *Pinus* sp. — до 31,4 %. *P. silvestriformis* Zakl. — 0,6—13 %, *P. exelsaeformis* Zakl. — до 16,8 %, *P. strobiformis* Zakl. — до 2,6 %. До 3,1 % пыльцевых зерен принадлежит *Cedrus* sp. Пыльца ели — *Picea* sp. и *Picea obovata* составляет от 1,5—2 до 12 %, *Tsuga* sp. — 1,3 % и *Glyptostrobus* sp. — 1 %.

Пыльца термофильных растений составляет от 0,8 до 5,9 %: *Myrica* sp. — до 3,5 %, Juglandaceae — 1,3 %, *Carya* и *Pterocarya olicenica* Vojc. — 1,6 %, *Juglans* sp. — 1,8—3,1 %, *J. siebolofioniformis* — 2,1—5,9 %. Максимум пыльцы травянистых составляет 5,07 % комплекса.

Приведенный спорово-пыльцевой комплекс позволяет датировать вмещающие отложения олигоценом, что подтверждается стратиграфическим положением этой свиты, залегающей с размывом на якокутской толще и перекрывающейся нижнемиоценовым аллювием олелачикитской свиты. По своему вещественному составу, особенностям залегания и спорово-

пыльцевому комплексу отложения свиты отчетливо сопоставляются с осадками саморсунской свиты, выделенной Е. Б. Хотиной и О. Н. Жежель в Алдано-Амгинском стратотипическом районе Южной Якутии [379].

Салликитская свита (P_3sl) рассматривалась А. И. Музисом в 1966 г. и А. Флоренсовым в 1960 г. в качестве пород позднеплиоценово-раннечетвертичного возраста; впоследствии Е. И. Корнутова, В. П. Цветков, В. Н. Кислицын и Н. Н. Жильцов установили олигоценовый возраст этих отложений [213].

Отложения свиты распространены в Чарской впадине, причем в бассейне р. Кемен вскрыты скважиной. Породы олигоценового возраста выделены [213] в салликитскую свиту со стратотипическим районом в пределах Салликит-Аянского междуречья (ареал 3).

По вещественному составу и палинологическим комплексам свита (до 150 м) разделяется на три пачки. Нижняя (80 м) представлена озерными и озерно-болотными отложениями: глинами, суглинками, супесями, тонко- и мелкозернистым песком с прослоями торфа, растительного детрита и обугленной древесины. В отдельных слоях наблюдается мелкий щебень, галька, гравий и дресва (до 20—30 %). Средняя пачка (20 м) залегает согласно на этих отложениях и представлена полимиктовыми средне- и крупнозернистыми песками с включением средней и мелкой гальки с прослоями мелкозернистых глинистых песков и, реже, дресвяно-щебнистых образований. Верхняя пачка (40 м) — пески с галькой и примесью валунов, местами залегающие с незначительным размывом на отложениях средней пачки. Ее отличительной чертой является чередование в разрезе прослоев выветрелого обломочного материала с прослоями невыветрелых обломков, местами ожелезненных. Особенностью отложений свиты является повышенная миграционная прочность слагающего ее обломочного материала.

В палинофлоре нижней пачки среди преобладающих покрытосеменных (62—75 %) ведущая роль принадлежит семейству Betulaceae при первой доминанте *Alnus* (50 % и более), затем *Corylus* (24 %), *Betula* (5—10 %). Значительно содержание ивоцветных (*Salix* — 22—23 %). Буковые составляют 4 %, *Acer* — от 1 до 5,1 % и *Juglans* — до 8 %. Термофилы представлены: *Magnolia* (2 %), *Costanopsis* (4,2 %), *Jussinea* (2,0—3,2 %), *Tricolporopollenites* (4,0 %), Hamamelidaceae (1,5 %). Споровые составляют 11—53 %. Среди них *Woodsia* (до 11 %), *Coniopteris* (до 7 %), *Gleichenia* (6,3—7,3 %), *Dryopteris* (до 7,8 %), *Lygodium* (2,9—3,9 %) и Polypodiaceae (9—48 %). Голосеменных всего 11—14 %. Среди них наблюдаются сосны (1,4—10 %), таксодиевые (3,8—9,4 %) и кедры (2,6—10,5 %).

Палинофлора средней пачки сохраняет черты описанной выше, но доминанта здесь переходит к березе (32 %); ольхи — 5,2—12 %, ивы — до 15 %. Широколиственные составляют 19,5—31 % с максимумом буковых: дубов (7,6—11,7 %) и буков (2,6—4,0 %). Приблизительно в равных количествах отмечены лещина, граб, каштановые, *Typha* и *Tricolporopollenites* (от 4 до 8 %). Единично присутствуют магнолия, восковник и рододендрон. Голосеменных стало больше (до 27—42 %), но систематический их состав остался прежним, лишь увеличилось количество таксодиевых (до 23 %), сосновых (до 18 %) и появилась тсуга (1 %). Из состава споровых растений выпала глейхения и уменьшилось содержание Polypodiaceae (до 10 %) и *Coniopteris* с *Woodsia* (до 1,2—3,1 %).

В верхней пачке свиты из древесных пород господствуют уже голосеменные (59,4—72,5 %), особенно сосны (33,7—54 %), кедры (до

17,2 %). Сокращается количество таксодиевых — до 2,6 %, присутствуют ногоплодник и единично тсуга, появляется ель — 7,9 %. Покрытосеменные (25,6 %) состоят в основном из ольхи (16,3 %), березы (8,1 %) и ивы. Широколиственные образуют небольшую группу и по составу аналогичны описанным в нижней пачке. Состав споровых (15,1 %) также не изменился.

Палинокомплексы трех пачек свиты имеют отчетливое сходство, поэтому возраст вмещающих отложений достаточно близок. По палинологическим данным салликитская свита является, вероятно, раннеолигоценовой.

Нерасчлененные палеогеновые образования (P) представлены каолинитовой корой выветривания, связанной с реликтами денудационной поверхности более низкого гипсометрического уровня (1200—1500 м) по сравнению с верхнемеловой—палеогеновой. По сообщению Е. И. Корнутовой, в пределах ареала 1 эта кора выветривания наблюдалась на узких выровненных вершинах хребтов (правобережье Джилинды и Торы), а также на поверхности денудационной равнины (приустьевая часть Джилинды). Здесь представлены лишь корни коры выветривания. Это чаще всего структурный элювий (0,5—3,5 м), интенсивно выветрелые (местами до состояния дресвяного песка) карбонатные, песчаниковые, сланцевые и другие осадочные образования протерозоя и кембрия, сохранившие свои структурные и текстурные особенности.

Более высокие части профиля представлены светло-серым, белесым и буроватым глинистым песком, грубо- и мелкозернистым, а затем светло-серой песчанистой глиной и, наконец, грубодисперсной и затем тонкодисперсной глиной светло-серой, буроватой, голубоватой и оранжевой.

В составе глинистых минералов этой коры выветривания каолинит представляет более 50 %. Монтмориллонит и гидрослюда в незначительных количествах обнаружены лишь в основании ее профиля. Западнее территории листа, в Забайкалье, эта кора выветривания имеет более широкое распространение [211, 374, 299]: как на поверхностях денудационных равнин во внутригорных впадинах, так и на широких плоских поверхностях водораздельных хребтов в понижениях древнего рельефа. Однако вопрос о возрасте этой коры выветривания разрешается неоднозначно [73, 211, 318, 374, 375], что позволяет считать рассмотренные образования палеогеном нерасчлененным.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения широко распространены в долинах рек, приуроченных к внутригорным впадинам и узким грабенам и, реже, на придолинных участках водоразделов и педиментах. Основная часть их представлена песчано-галечным и валунно-галечным аллювием, слагающим цоколи разновысотных террас основных долин территории, озерно-аллювиальными и озерно-болотными песчаными и песчано-глинистыми породами, вложенными в аллювиальные толщи палеогеновых долин, а также плиоценовой красноцветной и пестроцветной корой выветривания существенно монтмориллонитового состава, фиксирующей плиоценовые педименты.

Нижний отдел — миоцен

Олелачикитская свита (N_1ol) выделена впервые. Она развита в долинах Чульмана и Тимптона, где слагает цоколи низких террас и поймы (ареал 2). Представительный разрез этих отложений (8—12 м) был изучен Е. Б. Хотиной в долине р. Чульман в устье р. Олелачикит, по которой названа свита. Она представлена ритмически построенным валунно-галечным и гравийно-галечным аллювием, в основной массе светлым, однако местами приобретающим оранжевую и буроватую окраску. Часто встречаются гальки и валуны с характерной черной «лакированной» поверхностью, окрашенной марганцевыми растворами. В составе валунно-галечного материала много кварца, кварцита, кремнистых пород (до 40—45 %), чуть меньше гальки и валунов изверженных и метаморфических пород. Коэффициент миграционной прочности обломочного материала в целом составляет 75—80 %, а коэффициент миграционной прочности зерен тяжелой фракции шлиха равен 80 %. Коэффициент окатанности галек — 68, коэффициент окатанности обломков кварца и кремнистых пород — 52.

Отложения вложены в яркоокрашенные образования нижненерюнгринской свиты и в основании разреза наследуют состав нижележащих пород. Основной чертой, отличающей олелачикитскую свиту от нижележащих олигоценовых образований, является отсутствие или очень редкое содержание выветрелых обломков, лучшая окатанность галечного материала, хорошая (класс III—IV по шкале А. В. Хабакова) окатанность крупных валунов и отсутствие или очень незначительное содержание пелитовой фракции в составе песчаного вместителя.

Свита перекрыта верхнемиоценовыми—плиоценовыми, а в ряде случаев плиоценовыми образованиями. В палинокомплексе преобладает пыльца покрытосеменных растений с доминантой березы (до 70 %) и ольхи (до 23 %). В примеси встречена пыльца термофильных: Juglandaceae (до 7,3 %), *Carpinus* (до 15,3 %), *Quercus* sp. (до 3 %), *Corylus* sp. (1,8—6,3 %), *Fagus* sp. (до 2,6 %).

В составе голосеменных преобладают сосны (до 73 %). Среди них *Pinus* sp. составляет 30 %, *P. selvestriformis* Zakl. — 5—27 %, *P. exselsoeformis* Zakl. — 7,3—15,3 %, *P. strobiformis* Zakl. — 1,7—2 %. Кроме того, встречена пыльца ели (до 7,5 %), пихты (до 2,6 %), таксодиевых (до 3,6 %). Пыльца травянистых присутствует в небольших количествах. Преобладает пыльца Ericaceae (до 27 %) и *Compositae* (до 13 %). Среди споровых доминируют *Sphagnum* sp. (до 32 %), *Osmunda* sp. (2,8—6,4 %) и *Coniopteris* sp. (0,6—6,3 %). Присутствуют *Gleichenia* sp., *Leitriletes* sp., *Bennetites* sp.

Спорово-пыльцевой комплекс и стратиграфическое положение позволяют датировать олелачикитскую свиту ранним миоценом. Рассмотренные отложения отчетливо коррелируются с аналогичными образованиями чимнайской свиты Алдано-Амгинского стратотипического района [378] и галечными отложениями чуровской свиты в Верхнеангарской впадине [94].

Леприндинская свита (N_1lp) выделена и изучена Е. И. Корнутовой [213] в Чарской впадине (ареал 3). Стратотипический разрез расположен на северном берегу оз. Большое Леприндо. Свита (15—20 м) представлена аллювиальными песками мелко-, средне- и крупнозернистыми, косослоистыми, желтовато-серыми и светло-серыми полимиктовыми, с прослоями крупнозернистых песков с гравием и галькой. Количество последних увеличивается снизу вверх по разрезу. Тяжелая фракция шлихов существенно магнетитовая с коэффициентом миграционной прочности до 90 %. Обломочный материал нижней части разреза слабовыветрелый.

Палинофлора отложений свиты характеризуется господством древесной растительности (83—99,3 %). Пыльца травянистых немногочисленна (3—15 %). Количество спор изменяется от 0,7 до 13 %. Основными древесными породами являются сосны двух подродов — *Haploxylon* и *Diploxylon*, а также разнообразные древние представители этого рода (*Pinus* sec.

Cembra., *P.* sec. Strobus, *P. banksianaeformis* Zakl., *P. peuceformis* Zakl. и др.), содержание которых колеблется от 10 до 42 %. В примеси наблюдается пыльца тсуги (до 20 %) и ели (до 25 %). Единичными пыльцевыми зернами представлен ногоплодник.

Господство голосеменных растений нарушается в отдельных спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза, где ведущая роль переходит к семейству Betulaceae (до 50 %) и *Alnus*. Пыльца покрытосеменных составляет 10—14 % при постоянном доминировании берез. Среди пыльцы широколиственных пород (от 5,1 до 26,8 %) максимум приходится на пыльцу граба и ореховых. Широколиственные породы включают элементы тургайской флоры (бук, дуб, каштан, граб) и теплоумеренные породы (клен, липа, лещина). Постоянно присутствуют восковник и ореховые, в том числе *Carya* и *Platycarya*. В составе травянистых растений доминирует разнотравье. Среди спор отмечены *Sphagnum, Licopodium* sp., *Selaginella* sp., Polipodiaceae и единично *Osmunda*.

В целом палинофлора свиты коррелируется с палинологическими комплексами нижнемиоценовых отложений Прибайкалья, Западной Сибири и Северо-Востока России [9, 10, 370].

Туруктахская свита (N_1tr) выявлена и изучена Е. И. Корнутовой [212] в Среднекаларской впадине (ареал 4). Наиболее полный разрез свиты наблюдается в долине р. Туруктах в 2,5 км выше ее устья.

Свита (15—20 м) представлена валунно-галечными образованиями, переслаивающимися с горизонтами (1—2 м) супеси и разнозернистого песка. Отложения имеют серую и буровато-серую окраску и лишь к основанию разреза становятся бурыми и ржаво-бурыми. В составе гальки и валунов преобладают граниты и гранито-гнейсы (49 %), присутствуют базальты (до 23 %), кварц (до 28—30 %). Обломочный материал с высокой степенью окатанности (55 % — IV класс, 36 % — III класс по шкале А. В. Хабакова). Снизу вверх по разрезу отмечается увеличение размеров гальки и валунов. Мощности прослоев галечников возрастают (от 1—1,2 до 1,5—2 м), а тонкозернистых осадков сокращаются, что позволяет говорить о трансгрессивном характере осадконакопления. Горизонтальная (лишь в основании свиты наклонная и диагональная) слоистость обусловлена неодинаковым гранулометрическим составом отложений.

В спорово-пыльцевом комплексе этих отложений пыльца древесных пород составляет 68—85 %. Преобладают голосеменные — 45—97,2 %, представленные примерно равным количеством сосны подродов *Diploxylon* и *Haploxylon*. В единицах процентов отмечены *Dacrydium* sp., *Pinus* sp. секции *Banksia, Abies* sp., *Picea* sp. секции *Omorica* и Eupicea, *Tsuga* sp. (до 4,8 %).

Пыльца древесных покрытосеменных сравнительно немногочисленна, но в средней части разреза она достигает 36—55 %. Доминантой является береза. В качестве постоянной примеси присутствуют пыльцевые зерна широколиственных пород (до 3,5 %) — *Carpinus* sp., *Ostrya* sp., Juglandaceae, *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., Ulmaceae, *Ulmus* sp. и *Liquidambar* sp., *Myrica* sp., *Engelhardtia* sp. Пыльца трав немногочисленна (5,7—12,4 %), в основном вересковая. Присутствуют полыни, злаковые и разнотравье. Споры *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., Polypodiaceae имеют подчиненное значение.

Спорово-пыльцевой комплекс отражает преобладание лесной растительности (сосново-березовые леса с примесью темнохвойных и широколиственных пород). Климат был умеренно теплым и влажным с тенденцией некоторой аридизации к концу времени аккумуляции отложений свиты.

Корсугинская толща (N_1kr) выделена Е. И. Корнутовой [214]. Отложения обнажаются в цоколях низких (I—III) террас в долинах Тунгира, Олекмы, Нюкжи (ареал 5).

Толща (1—8 м) залегает на докайнозойских породах и перекрывается плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями. Она представлена крупно-косослоистыми валунно-галечными, песчано-галечными и песчаными отложениями оранжево-бурого и оранжево-красного цвета. Окатанность обломков увеличивается сверху вниз по долинам от II—III класса до III—IV (по шкале А. В. Хабакова).

Породы выветрелые и характеризуются высокой миграционной прочностью (от 70 до 75 %). В их составе более 50 % галек и валунов кварца с кварцтурмалиновыми сростками. Много галек гранитоидов и гнейсов. Часто встречаются гальки с характерными корочками выветривания и черной «лакированной» поверхностью. В тяжелой фракции шлихов преобладают магнетит и ильменит, мартит (до 30 %), имеется лейкоксен, в легкой фракции полевые шпаты, как правило, каолинизированы.

Спорово-пыльцевой комплекс толщи, по определению Н. И. Филиной, свидетельствует о развитии ольхово-березовых лесов с примесью ели, пихты, сосны (до 10 %) и широколиственных пород тургайского типа (от 1,5 до 9 %): вяза, бука, лещины, граба, липы, ореховых (0,7—3 %), а также мирики и мирикоидных (0,7—4,6 %). Содержание теплоумеренных пород в валунно-галечных отложениях по сравнению с песчаными уменьшается до 1,5—2 %.

Приведенный спорово-пыльцевой комплекс и стратиграфическое положение толщи позволяет считать время ее формирования миоценом.

Средний миоцен—средний плиоцен

Мандыгайская свита (N_1^2—N_2^2mn) по рекам Чульман и Унгра (ареал 2) представлена озерными и озерно-болотными отложениями. Стратотипический разрез выявлен и изучен Е. Б. Хотиной и О. Н. Жежель за пределами площади листа в Алдано-Амгинском стратотипическом районе [379]. В пределах рассматриваемой территории эти отложения изучены впервые.

Свита (15—20 м) вскрыта в цоколях разновозрастных террас, а также на склонах современных долин и прилегающих к ним узких участках водоразделов. Она с размывом залегает на миоценовом аллювии олелачикитской свиты и перекрыта более молодыми верхнеплиоценовыми образованиями. Это песчаные и песчано-глинистые отложения, серые, буроватые, красновато-бурые, местами кирпично-красные с хорошо выраженной горизонтальной, волнистой слоистостью. Наблюдается многопорядковая ритмичность. Песок кварцевый, в основном мелко- и тонкозернистый, реже среднезернистый с хорошей окатанностью. В нижней части разреза отложения становятся более илистыми, увеличивается содержание пелитовой фракции. Наблюдается горизонтальное переслаивание илистого песка и песчанистого ила красно-бурого и темно-серого. Ближе к основанию разреза отложения становятся оранжевыми и ярко-бурыми и включают прослои черного и черно-бурого вязкого ила.

Коэффициент миграционной прочности минералов тяжелой фракции шлиха из этих отложений составляет 88 %. Состав фракции: магнетит (до 47,7—58,4 %), ильменит (17,9—41,7 %), эпидот (до 19,2 %), роговая обманка (до 23,5 %), циркон (до 8,6 %) и альмандин (до 8,8 %). Встречаются единичные знаки золота размером 0,2—0,5 мм.

В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца древесных, среди которых много хвойных. Доминирует сосна (до 42,4 %, в том числе *Pinus* sp. — 0,16—15,2 %, *P. silvestriformis* Zakl. — 1,9—9,8 %. *P. exelsoeformis* Zakl. — 1—10,3 %, *P. strobiformis* Zakl. — 0,7—3,5 % и *P. protocembra* Zakl. — 2,6—3,8 %). Пыльца *Picea* sp. — 0,5—2,2 %, *Tsuga* sp. — 0,6—1 %, *Podocarpus* sp. — 1 % и таксодиевых — 1,6 %.

Среди покрытосеменных по-прежнему доминируют береза (18,7—65,2 %) и ольха (2,4—17,4). Присутствует пыльца *Corylus* sp. — 2,2—8,4 %, *Carpinus* sp. — 3,9—10 %, *Quercus* sp. — 1,2—1,5 %. Из термофильных Yglaudaceae составляет 0,3—0,5 %, *Pterocarya* sp. — 0,6—1,3 % и *Juglans* — 4,8 %. Споры представляют в основном *Selogenella* sp. (до 39 %), *Sphagnum* sp. (до 14,3 %), встречаются споры *Coniopteris* (0,7—1,8 %), *Osmunda* (0,3—3,3 %) и др. Среди пыльцы трав преобладают Ericaceae (до 35 %) и *Artemisia* (0,3—13,4 %).

По заключению О. Н. Жежель, спорово-пыльцевой комплекс позволяет рассматривать возраст свиты как среднемиоценовый—среднеплиоценовый, что не противоречит ее стратиграфическому положению.

Пескачанская свита (N_1^2—N_2^2ps) выделена и изучена Е. И. Корнутовой и О. М. Мокшиной [212] в ареале 4. Ее представительный разрез находится на правом склоне долины р. Калар ниже устья р. Пескачан. Свита представлена валунно-галечными и песчано-галечными отложениями русловой фации аллювия, а также пепельно-серыми илами и суглинками его пойменной и старичной фаций. Валуны и гальки состоят из гранитов (49 %) и базальтов (23 %), с заметным количеством гальки кварца и кварцитов. Окатанность материала, по шкале А. В. Хабакова, хорошая (55 % составляет IV класс и 36 % — III).

В спорово-пыльцевом комплексе этих отложений, так же как и в отложениях мандыгайской свиты, отмечается преобладание пыльцы покрытосеменных древесных пород за счет большого содержания березы (42—72 %). В составе широколиственных, кроме *Carpinus* sp., *Ostryn* sp., Juglandaceae, *Juglans* sp. и *Pterocary* sp., появляется пыльца дубов и буков.

Спорово-пыльцевой комплекс, а также стратиграфическое положение свиты (отложения залегают на породах турухтахской свиты и перекрываются плиоцен-эоплейстоценовым аллювием и аллювиально-десерпционными отложениями) позволяют датировать ее средним миоценом—средним плиоценом.

Верхний отдел — плиоцен

Могденская толща (N_2mg) выделена Е. И. Корнутовой и В. П. Цветковым [213] в Чарской впадине (ареал 3). Слагает Нижнесакуканский массив и обнажается в цоколях террас (с I по V) Чары, Верхнего и Нижнего Сакукана, а также вскрыта скважинами вдоль трассы БАМ в долине р. Синельга и в урочищах Сосновый Бор и Пески. Эта толща (50—60 м) неоднократно описывалась в литературе и датировалась поздним или средним плейстоценом [286] или плиоцен-нижнечетвертичным временем [13].

Представлена крупно-, средне- и мелкозернистыми полимиктовыми слабоглинистыми косослоистыми песками, внизу — гравелистыми. Толща имеет трансгрессивное строение за счет сосредоточения крупно-среднезернистых песков в низах разреза. Легкая фракция шлиха с повышенным содержанием калиевого полевого шпата (до 33 %) придает пескам характерный розоватый и буровато-красный оттенок. Тяжелая фракция шлихов представлена ильменитом (29—42 %), магнетитом (35—50 %) с примесью роговой обманки, циркона, эпидота, пироксена и других минералов.

Возраст толщи определяется на основании следующих данных: могденские пески слагают цоколи террас: низких (с I по III) и средневысотных (30- и 75-метровых) долины р. Нижний Сакукан. В нижнесакуканском разрезе в пески толщи вложены отложения раннего среднечетвертичного межледниковья (аллювий террасы высотой 75 м). Эти данные исключают средне- и позднеплейстоценовый возраст толщи.

Палинофлора толщи бедна. В нижнесакуканском разрезе в ней, по определению Н. И. Филиной, преобладает древесная растительность с доминантой сосны, затем березы и ольхи. Присутствуют единичные пыльцевые зерна ели, ногоплодника, дуба, липы, хмеля.

В долине р. Синельга получен более полный палинокомплекс. В нем 78—93,2 % представлено пыльцой древесных растений, из которых 72,5 % составляют голосеменные, а 22,7 % — покрытосеменные. Среди голосеменных растений 54 % составляет пыльца сосны, 12,5 % — кедра, 6,9 % — ели, единично присутствует тсуга. В группе покрытосеменных основная роль принадлежит березовым (16,4 %). Пыльца широколиственных присутствует в виде примесей — 5,1 % (лещина, каштаны, дубы). Споры составляют 4,8 %, представлены *Woodsia, Coniopteris* и *Sphagnum*.

Подобный состав растительности близок к палинофлоре нижнеплиоценовых отложений южного берега оз. Байкал (дулихинские слои) и нижней части долины р. Онон (Е. И. Корнутова, 1977 г).

Ункурская толща (N_2un) выделена Е. И. Корнутовой [213] в Чарской впадине (ареал 3). Представлена серыми озерно-аллювиальными констративно наслоенными супесями с прослоями суглинков, а также мелко- и тонкозернистых песков с растительными остатками. В средней части разреза эти отложения включают 5—20 % гальки и валунов. Венчается толща теми же супесями, но содержащими многочисленные почвенно-растительные прослои мощностью до 59 см. Осадки хорошосортированные, горизонтальнослоистые.

В палинологических комплексах, по определению В. И. Потемкиной, преобладает древесная растительность, на 50—75 % состоящая из хвойных — сосны (33—75 %), ели (6,2—25 %). Среди последних максимум принадлежит *Picea* sec. *Eupicea* (до 25 %), присутствует *Picea* sec. *Omorica* (до 7 %). Постоянна примесь пыльцы тсуги (2,6—21 %), пихты, лиственницы и кедрового стланика.

Покрытосеменных сравнительно немного (от 2 до 25 %): береза (2—20 %), ольха и ольховник (0,7—6,7 %), ива (до 4,5 %) и *Betula nana* (от 4 до 15 %). Среди широколиственных (3,9 %) отмечены *Carya, Pterocarya, Junglans, Corylus, Ulmus*, клен и ясень. Травы (25 %) состоят из разнотравья с господством злаков и осок (20—60 %). Количество спор колеблется от 7 до 15 % с максимумом сфагновых мхов (до 70 %).

В нижних частях разреза и в основании толщи наблюдается резкое повышение содержания пыльцы карликовой березы (до 22—40 %) и спор сфагнума (до 99 %), что вероятно связано с экологией фитоценоза (сфагновое болото с кустарниковыми березами).

По мнению Е. И. Корнутовой, систематический и количественный состав *Betula nana* позволяет идентифицировать палинофлору ункурской толщи с палинофлорой верхнеплиоценовых отложений южного берега оз. Байкал и Баргузинской впадины. В полном систематическом составе она сходна с палинокомплексами верхнесеркинской подсвиты (средняя часть) Северо-Востока России, датируемой плиоценом [11]. Присутствие карликовой березки в ландшафтах плиоцена отмечается А. Н. Криштофовичем [221] на севере Сибирской платформы. С учетом всех этих

данных можно считать, что формирование приведенной лесной флоры в Чарской впадине, по-видимому, имело место в позднем плиоцене в условиях расчлененного рельефа и вертикальной фитозональности, а также некоторого изменения климата в сторону похолодания.

Улутогинская толща (N_2ul) выделена Е. И. Корнутовой [214] в ареалах 4, 5. Она обнажается в цоколях разновозрастных террас, где залегает на раннемиоценовых отложениях корсугинской свиты. Стратотипический разрез этих отложений расположен в юго-восточной части Уэдейской петли р. Олекма. Толща (2—15 м) представлена преимущественно галечниками и полимиктовыми песками светло-серого цвета. Галька в основном гранитоидная; коэффициент миграционной прочности — 60—64 %, а коэффициент окатанности — до 82,5 % (классы III—IV по шкале А. В. Хабакова). До 20—40 % представляют уплощенные гальки.

В спорово-пыльцевом комплексе, сохранившем родовой состав растительности позднемиоценовых отложений корсугинской свиты, увеличилась роль голосеменных (преимущественно сосен) — до 18—20 %. Среди покрытосеменных по-прежнему доминируют береза и ольха, но исчезают мирикоидные и буки. Общее количество пыльцы тургайского типа колеблется от 5 до 7 %. На отложениях улутогинской толщи залегают нижнечетвертичные отложения, наиболее надежно установленные в юго-восточной части Уэдейской петли Олекмы. Таким образом, плиоценовый возраст толщи установлен на основании ее стратиграфического положения и присутствующего в ней спорово-пыльцевого комплекса.

Сиваглинская толща (N_2sv) выделена С. П. Механошиным и др. в 1954 г., а затем описана им же на Сиваглинском железорудном месторождении и ошибочно датирована эоценом (?) [69]. В дальнейшем образования этой толщи изучались Е. Б. Хотиной на западе территории, в Южной Якутии и датируются нижним—средним плиоценом [377]. В пределах листа (ареал 2) толща наиболее широко развита в долине р. Сивагли, на участке Дэлбэ и в других местах.

Толща представлена пестроцветной, в основном красноцветной корой выветривания преимущественно монтмориллонитового состава и продуктами ее ближайшего переотложения — «тропическим» солифлюксием и другими типами отложений преимущественно склонового ряда. Толща обнажается в цоколях террас долин бассейна Алдана, фиксирует поверхности плиоценовых педиментов, широко распространенных в приподнятых участках впадин, а также в виде линейной коры, фиксирует зоны трещиноватости, с которыми связаны древние карстовые полости.

Эоплейстоцен-плейстоценовый этап активизации неотектонических движений обусловил разрушение кор выветривания, поэтому полный профиль этих гипергенных образований встречается чрезвычайно редко. Чаще всего можно видеть только его нижнюю часть, включающую зону дезинтеграции и структурного элювия с мощностью гипергенных образований в пределах 10 м. Эта кора выветривания развита по различным породам, но всегда характеризуется некоторым постоянством состава. Термические и рентгеноструктурные исследования показали, что глинистые минералы в ней представлены в основном монтмориллонитом с примесью лимонита и гетита. В случаях формирования этой коры по осадочным образованиям (миоценовым песчано-галечным толщам), кроме монтмориллонита присутствует гидрослюда и иллит и небольшое количество (иногда следы) каолинита.

В отличие от палеогеновой каолинитовой коры выветривания, формирование профиля этой коры не завершено. Нижняя его часть обладает монтмориллонит-гидрослюдистым составом глинистых минералов и постепенным нарастанием вверх по разрезу содержания монтмориллонита. Формирование профиля этой коры закончилось, вероятно, на зачаточной стадии

каолинообразования. Склоновые образования — чаще всего «тропический» солифлюксий, замещающий по простиранию и перекрывающий кору выветривания. Он представляет собой красноцветную пластичную тонкодисперсную глину монтмориллонитового состава, включающую интенсивно выветрелую гальку из миоценовых отложений и угловатые, совершенно невыветрелые глыбы и обломки осадочных пород кембрия (разрез на левом склоне р. Алдан напротив устья р. Угун за пределами территории листа; Е. Б. Хотина, 1974). Легкая фракция шлихов из сиваглинской (алданской) толщи состоит из кварца (47,7 %) и плагиоклаза (до 16 %). Суммарное количество устойчивых минералов в тяжелой фракции — 71,7 %, а неустойчивых — 28,3 %.

Возраст толщи определяется на основании ее стратиграфического положения. Она развита на породах миоцена и перекрыта верхнеплиоценовыми озерно-болотными отложениями битюнской свиты [377, 379], широко распространенной за пределами рассматриваемой площади, в долине р. Амга.

Неоген. Нерасчлененные отложения (N)

Имеют весьма широкое распространение на территории листа (ареалы 1, 2, 5). Они выполняют участки долин, приуроченных к узким линейным неотектоническим грабенам, и представляют собой остатки миоценовой гидросети, наследующей более древние палеогеновые долины [378] и обнаженные в цоколях разновысотных террас (от цоколя высокой и низкой поймы до террас высотой до 100 м и более).

Представлены галечными, гравийно-галечными, песчано-галечными и, реже, валунно-галечными отложениями (более 25 м). Разрезы этих отложений находятся в верховьях Амги, в долине Олекмы, ниже Уэдейской петли и во многих других участках долин бассейна Алдана, Олекмы и Лены. Основными маркирующими признаками этих отложений, позволяющими отличать их от аллювия четвертичных террас, является специфическая буроватая, бурая и красноватая окраска галечного и песчано-галечного материала, за счет присутствия растворов гидроокислов железа и марганца. В верхней части разреза наблюдаются отчетливые признаки наложенного гипергенного выветривания — каолинизированные полевые шпаты, выветрелые гальки и т. д. Характерным является присутствие галек со специфической черной «лакированной» поверхностью, окрашенной марганцевыми растворами. Обломочный материал — валуны, галька, песчаные зерна и минералы шлиха — характеризуется повышенной миграционной прочностью (до 80—85 %).

В спорово-пыльцевых комплексах неогеновых осадков обычно наряду с пыльцой березово-ольховых лесов со значительным присутствием сосны, ели, пихты, наблюдается постоянное содержание пыльцы тсуги и широколиственных пород тургайского типа: вяза, бука, лещины, граба, липы, ореховых, а также мирики и мирикоидных.

НЕОГЕНОВАЯ—ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Стратиграфические подразделения

Чарскорифтовая серия (N—Qčr) — трахибазальты, лавы, туфы. Слагает обширное вулканическое плато к юго-востоку от Чарской рифтовой впадины (ареал 6) на хр. Удокан (на высоте 2200—1200 м). Серия состоит из трех свит и одной толщи.

Базисная свита (до 320 м) залегает на расчлененной денудационной поверхности, формируя как плато, так и долинные потоки. Лавы многочисленных потоков (мощностью 2—9 и 10—15 м) представлены гавайитами, оливиновыми базальтами, иногда трахибазальтами и базальтами (в т. ч. гиалопилитовыми). Радиологический возраст соответствует миоцену: 14—16 млн лет (K-Ar метод). Породы свиты относятся к калиево-натриевой субщелочной петрохимической группе.

Амнуннакачинская свита (до 300 м) распространена на северо-востоке вулканического поля, где залегает либо на базисной свите, либо на домиоценовой денудационной поверхности. Сложена потоками муджиеритов, трахитов, реже базальтов и трахибазальтов. По палеомагнитным данным, по-видимому, плиоценовая. Породы свиты относятся к дифференцированной щелочной калиево-натриевой петрохимической группе высокоглиноземистой с надкларковыми содержаниями титана, олова, молибдена и ниобия.

Несмуриканская свита (до 450 м) — до двадцати потоков лав мощностью 75 м с редкими слоями туфолав, шлаколав и валунно-галечных отложений. Встречаются погребенные вулканические аппараты, заполненные эксплозивными брекчиями и агглютинатами. Вулканические породы представлены фойдитовыми базальтами с отдельными излияниями оливиновых базальтов, лейкобазальтов, трахибазальтов, а вверху и муджиеритов. Встречаются глубинные включения, представленные лерцолитами, а в лавах обнаружены хромшпинелиды, шпинель, циркон радиоактивный, гранат. Геохимические аномалии отсутствуют. Породы свиты относятся к щелочно-пульсирующей натриевой петрохимической группе с щелочными пикритоидами и регрессивным убыванием глиноземистости.

Толща завершающих вулканитов слабо стратифицирована ввиду локальности распространения и эксплозивного характера вулканических извержений, в т. ч. и в новейшее время. С ранними фазами связано внедрение базальтоидов, близких по составу к базальтоидам из несмуриканской свиты с многочисленными дифференциатами высокоглиноземистых и высокожелезистых трахитов. Подобные же трахиты характеризуют и вторую фазу вулканизма. Возраст ранних трахитов 5 млн лет (K-Ar метод), а поздних — 5,7—2,1 тыс. лет (углеродный метод по обуглившимся остаткам древесины в лавах) [116, 180, 328, 355].

Интрузивные образования

Представлены одной малочисленной группой — дайками трахидолеритов ($\tau\beta N$—Q), прорывающими архейские образования на склоне Чарского грабена и в бассейне Тимптона. Мощность даек 2—10 м, контакты крутые с зонами закалки, дифференциация отсутствует. В криптокристаллической основной массе пород выделяются кристаллы авгита и лейсты андезина. Акцессорные минералы — титаномагнетит, циркон, апатит.

Породы относятся к щелочной натриевой петрохимической группе, чем и исчерпываются коррелятивные признаки, позволяющие считать эти породы комагматичными и одновозрастными трахибазальтам Каларского вулканического поля.

ТЕКТОНИКА

Главные тектонические процессы на территории отражают неповторимую эволюционную направленность развития земной коры, проявленную в виде трех типов геоструктур — раннедокембрийского фундамента, рифейско-силурийского платформенного чехла и среднепалеозойских—кайнозойских областей активизации.

В строении фундамента выделяются архейские и раннепротерозойские структуры.

АРХЕЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Они образуют складчато-метаморфическую область глубинных нижнекоровых структур с высокой степенью структурной конформности своих разновозрастных и разнотипных элементов первого порядка, особенно в местах их непосредственного соприкосновения. Все они характеризуют пермобильную стадию развития земной коры, первую геологическую стадию общей высокой подвижности. Ее главные показатели — всеохватные проявления многоэтапных процессов складчатости, метаморфизма (не ниже эпидот-амфиболитовой фации) и гранитообразования, которые были телескопированы на громадных пространствах. Соответственно на уровне наблюдения выделяются несколько деформационных циклов (циклы диастрофизма) полного или угнетенного развития, которые фиксируют два крупных тектонических этапа — алданский раннеархейский и олекминский позднеархейский [58, 59, 70, 172, 175].

В каждой отдельной структурной зоне (доменах) картируется и картографируется чаще всего лишь конечный результат интегральной совокупности, иными словами, многоактные структурные парагенезисы.

Типизация структур первого порядка архея ориентирована на опорное понятие «литоплинт» (Геол. словарь, т. 1, 1978) и дополнена двумя новыми: диалитоплинт как структура равной таксономии, но иного генетического типа, которая размещается непосредственно рядом с литоплинтом в стыке с ним, и аналитоплинтовая впадина как структура, прямо перекрывающая литоплинт, залегающая на нем.

Литоплинтовый Иенгрский структурный парагенезис прослеживается далеко к востоку от Амгинского краевого шва за пределы территории исследований, а его южная граница перекрыта мезозойским Южноалданским надвигом. Метаморфизован в гранулитовой фации умереннобарического уровня, испытал деформации не менее двух-трех этапов. Складчатость полная, сложная, иногда бронированная, со множеством разломов, в том числе соскладчатых, слабопрослеженных. Представлен совокупностью крупных брахиформных антиклинориев, сопровождаемых более сложно устроенными синклинориями, в которых резко возрастает насыщенность раннескладчатыми гранитоидами, в то время как позднескладчатые распространены более или менее равномерно. Крылья антиклинориев прямые

и опрокинутые, шарниры резко ундулируют в разных направлениях. Тем не менее, в большинстве таких структур (рис. 1) установлены периклинальные части. В целом ансамбль этих антиклинориев тяготеет к центральной части области. На ее северо-западе по геофизическим данным устанавливается Чампулинская сопряженная отрицательная гравимагнитная аномалия с высокоградиентными границами. На уровне немногочисленных наблюдений здесь из-под чехла платформенных отложений выступают гнейсовидные плагиограниты, напоминающие позднеархейские образования диалитоплинтовой области. Предполагается, что это тектоническое окно, перекрытое литоплинтовым структурным комплексом. Восточная часть области перекрыта наложенной аналитоплинтовой впадиной позднего архея.

Диалитоплинтовый Олекминско-Нюкжинский структурный парагенезис состоит из двух зон — Олекминской и Становой, разделенных Становым разломом. В каждой из зон выделяются два структурных этажа. Нижний представлен парагенезисом структур первичных вулканических поясов, метаморфизованных в гранулитовой фации высокобарической ступени (р = 6—8 кб) с тенденцией к увеличению давления с запада на восток. Верхний этаж метаморфизован в высокобарических условиях амфиболитовой фации и залегает на верхнем конформно, причем их граница со стороны верхнего этажа (и до его крайних пределов) дополнительно фиксируется массовым развитием политипных гранитоидов. Помимо этого, складчатые структуры нижнего этажа, несмотря на большое распространение опрокинутых изоклинальных складок, нередко образуют поздние открытые складки значительной протяженности.

Неравномерное уплотнение моно- и гетерогенных толщ в обстановке складчато-разрывных деформаций сжатия, главным образом в антиформных структурах, привело к заметному латеральному нагнетанию метаморфогенного и гранитоидного материала, что резко меняет мощности ранних до- и синметаморфических образований, маркированных соответствующими литогоризонтами. Вертикальная дисконформность структур этого этажа наиболее наглядно подчеркивается «плавающими» на гранитоидном субстрате фрагментами более ранних складчатых структур (хребты Кодар, Зверева).

Складки верхнего структурного этажа более причудливые и несмотря на массовое развитие гранитоидов не сохранили купольных структур. Весь диалитоплинтовый структурный парагенезис в целом обладает отчетливой линейной ориентировкой, при образовании которой все гранитоидные массивы оказались расплющенными. Исключением являются поздние верхнеархейские граниты. Региональная ориентировка плоскостных элементов рассматриваемого парагенезиса испытывает закономерные изменения. Субмеридиональные простирания Олекминской зоны изменяют свое направление на субширотное с приближением к Становому разлому. Генеральные северо-западные простирания Становой зоны с приближением к Становому разлому изменяются на юго-западные. Таким образом, в зоне Станового разлома фиксируется крупная виргация архейских складчатых систем, в ядре которой преобладают комплексы нижнего структурного этажа. В обеих зонах широко представлены псевдомоноклинали (как, например, Ларбинская, Курдикатканская), в которых пакеты метаморфических пород расслоены бластотектонитами, в том числе гранитового состава. При значительном количестве последних образуются протяженные зоны скрытых разломов как один из специфических типов структур глубинных зон земной коры. Зоны явных разломов представлены либо бластокатаклазитами (Дербергеляхский разлом), либо милонитами (иногда

с тахилитами, как в Чарском разломе), что отражает, по всей вероятности, вертикальную зональность их динамометаморфизма.

Псевдогоризонтальное залегание в ядрах некоторых антиклинориев (например, Тас-Миелинского) обусловлено неоднократной ремобилизацией и скучиванием гранитоидного материала в декомпрессионных зонах.

Аналитоплинтовый Федоровский структурный парагенезис отмечается в границах одноименной впадины и ее ближайшего обрамления, где представлен сложнодифференцированными мульдами (например, Хардагасской) и крупными синклинориями. Из последних типовым является Таежнинский. Здесь наблюдается система приразломных синклиналей различной ширины, в том числе и грабенообразных, которые разделены горстообразными валами, насыщенными гранитоидами. Осевые плоскости синклиналей прямые и наклонные, свидетельствующие о господствующем северном направлении вектора сжатия. Центриклинали часто устанавливаются вполне надежно. Глубина складок второго порядка до 3 км, ширина 3—12 км, протяженность 20—45 км.Метаморфизм происходил на уровнях амфиболитовой фации и начальных ступеней гранулитовой фации. В структуру впадины существенный вклад внесли инициальные интрузии ультраосновного—основного состава, трассирующие отдельные субширотные зоны во впадине, а также гранитоиды заключительных этапов с приразломными метасоматитами, а иногда и дайки постскладчатые (Хатыминского комплекса, не выделенного на карте). В основании впадины иногда фиксируется большое распространение соскладчатых плагиогранитоидов, но внутри нет синметаморфических субщелочных гранитов и гранодиоритов, а также постскладчатых гранитов, кристаллизация которых на отдельных участках впадины (например, Хатыминском) происходила во время тектонических движений.

Чарско-Олекминский структурный парагенезис вторичных вулканических поясов и литоплинтовой впадины охватывает обширную территорию к западу от Амгинского краевого шва. В его основе лежит планово-симметричный ансамбль инверсированных раздвиговых структур субмеридионального простирания (археотипные зоны рассеянного спрединга). Они описываются под условным названием «грабен».

В центральной части ансамбля располагается Олондинский грабен, максимально насыщенный мантийными магматическими породами, в то время как краевые грабены (Тарынахский и Борсалинский) в этом отношении значительно уступают осевому Олондинскому грабену. Промежуточное значение имеют впадинообразные грабены с ничтожной ролью мантийной составляющей (Ничатский, Торачанский). Тарын-Темулякитский вулканический пояс отличается своеобразием и на юге, судя по значительной роли полнодифференцированных осадков, может интерпретироваться как вторичная литоплинтовая впадина. Формирование всех названных структур происходило в два этапа. Метаморфизм первого этапа осуществлялся на уровнях амфиболитовой (низкие ступени) и эпидот-амфиболитовой фаций. По величине давления относится к андалузит-силлиманитовой фациальной серии или ее пограничным областям, достигающим кое-где уровня кианит-силлиманитовой фациальной серии. Большинство грабенов имеет трудно диагностируемые границы, чаще всего с сильно гранитизированными окружающими образованиями. Их внутреннее строение складчато-моноклинальное с преимущественным крутым западным падением всех плоскостных элементов, включая соскладчатые разломы. Дербергеляхский и Тарын-Темулякитский разломы, контролирующие краевые грабены, сливаются на севере с Олондинским осевым разломом в один крупный Ленский сквозькоровый разлом, который отделяет восточный Олекминский сегмент земной коры от западного, Чарского. Различия между ними заключаются в большей структурированности и

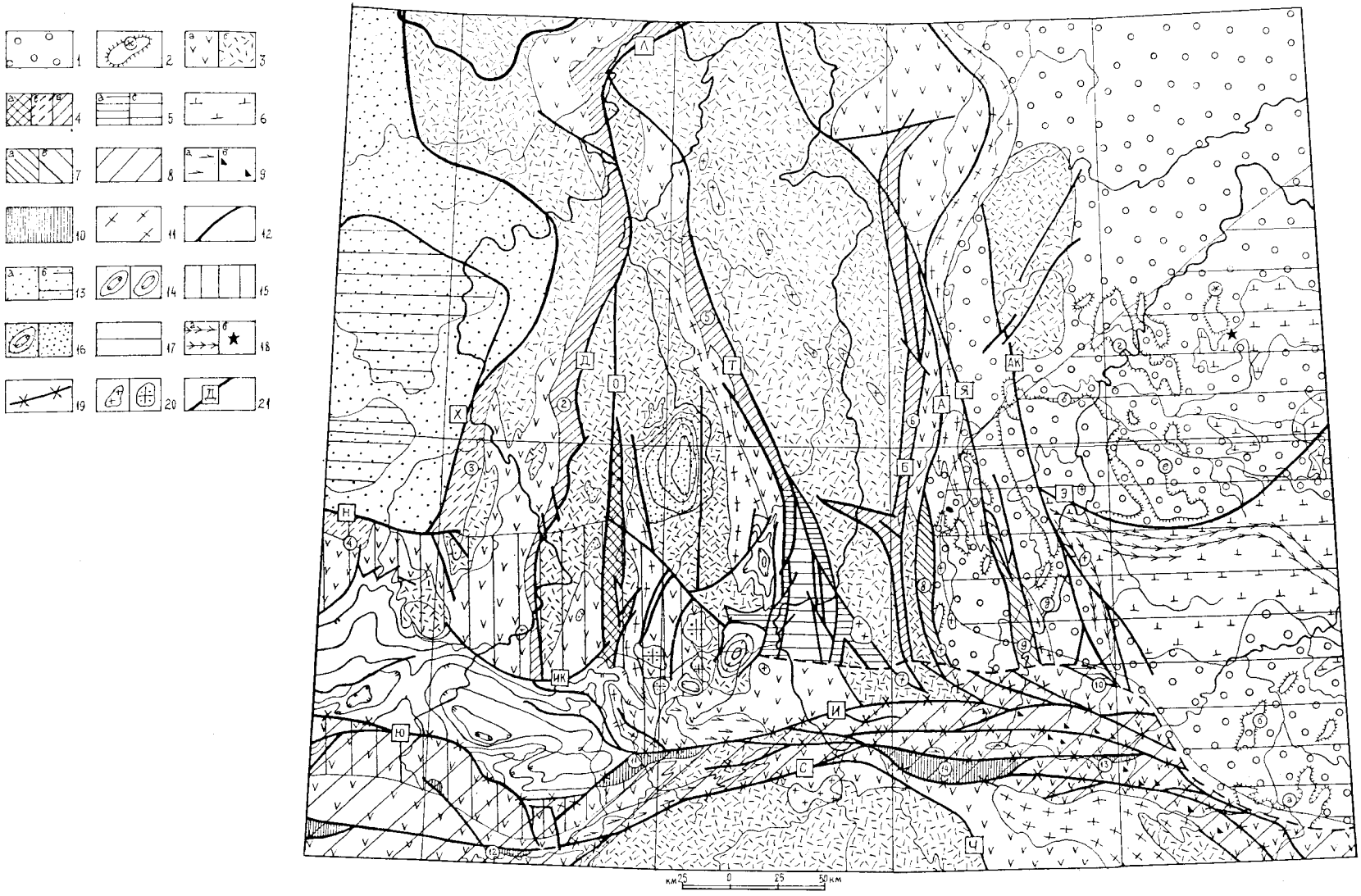

Рис. 1. Тектоническая схема раннедокембрийских структур (*А—К*).

1—10 — *Пермобильный структурный комплекс* (подкомплексы: *1—3* — нижний, *4—10* — верхний).

1—3 — литоплинтовый Иенгрский структурный парагенезис, в том числе его крупнейшие антиклинории: *2* — *а* — Моагит-Окурданский, *б* — Нихотский, *в* — Суонтитский, *г* — Кольнский, *д* — Неритинский, *е* — Южнонимнырский, *ж* — Селигдарский, *3* — диалитоплинтовый Олекминско-Нюкжинский структурный парагенезис (*а* — нижний структурный этаж — первичные вулканические пояса, *б* — верхний структурный этаж); *4—5* — Чарско-Олекминский структурный парагенезис: *4* — вторичные вулканические пояса (*а* — осевые, *б* — краевые, *в* — краевые железоносные, их наименования (цифры в кружках): 1 — Олондинский, 2 — Тарынахский, 3 — Торачанский, 4 — Ничатский, 5 — Тарын-Темулякитский, *6* — Борсалинский, 7 — Сивачский); *5* — вторичная литоплинтовая впадина (*а* — грабены, *б* — срединные поднятия); *6* — Федоровская аналитоплинтовая впадина; *7* — Западно-Алданский шовный структурный парагенезис (*а* — грабены: 8 — Субганский, 9 — Амедичинский, 10 — Бурпалинский, *б* — срединные поднятия); *8—10* — Становой шовный структурный парагенезис и его важнейшие структуры: 9 — магмоактивные зоны (*а* — мангерит-анортозитовые пояса, *б* — ультраосновные плутоны), *10* — вторичные вулканические пояса (11 — Калакано-Иманграский, 12 — Среднекаларский, 13 — Чульманский, 14 — Талуминский); *11* — сквозные структурные элементы. Тектоно-гранитоидные пограничные пояса (*I* — Верхнеамгинский, *II* — Чародаканский, *III* — Ханинский, *IV* — Китемехтинский, *V* — Чубачинский); *12* — разломы; *13—20* — *Протократонный структурный комплекс*: *13* — протоперикратонный Ленский структурный парагенезис (*а* — зоны прогибания, *б* — зоны поднятия, в том числе Ченчинско-Нечерская), *14—15* — протоавлакогеновый Олекминско-Удоканский структурный парагенезис (*14* — фрагменты былого бассейна *а* — в Кодаро-Удоканском грабен-синклинории, *б* — в мелких грабенах, *15* — агорализитная Кругоудоканская зона); *16* — Токкинский протохатакратонный структурный парагенезис (*а* — Угусского грабена, *б* — иных структур); *17* — агорализитный Алданско-Тимптонский структурный парагенезис; *18* — его важнейшие элементы (*а* — Унгринский монцонит-габброидный пояс, *б* — Селигдарский плутон); *19* — агорализитный Становой структурный парагенезис зон смятия; *20* — гранитовые плутоны агорализитных зон (*а* — простые, *б* — межформационные); *21* — индексы важнейших разломов (буквы в квадратах): *А* — Амгинский, *АК* — Алдано-Килиерский, *Б* — Борсалинский, *Д* — Дербергеляхский, *И* — Иманграский, *ИК* — Икабийский, *Л* — Ленский, *Н* — Ничатский, *О* — Олондинский, *С* — Становой, *Т* — Тарын-Темулякитский, *Х* — Холболохский, *Э* — Эвотинский, *Ю* — Южно-Удоканский, *Я* — Ярогу-Гонурьинский, *Ч* — Чильчинский.

Зак. 1740, вклейка

мощности Олекминского сегмента, а также в его пониженной общей плотности (на σ = 0,03 г/см^3, по расчетам А. С. Гринсона).

Впадинообразные грабены представляют собой зоны полной складчатости с равномерным развитием положительных и отрицательных складок. Более сложно устроена система структур вторичной литоплинтовой впадины. Начинаясь на севере простым Тянским грабеном с моноклинальным падением на запад и большим количеством диорит-тоналит-гранитовых интрузий, примерно на середине своей общей протяженности он испытывает крупную бифуркацию. Западная, Темлякитская ветвь здесь устроена сложнее восточной, Тарынской, ввиду того что сохранила от последующей денудации верхний структурный этаж. В его строении отмечается мелкоскладчатая система опрокинутых изоклинальных складок с осевыми плоскостями, наклоненными к западу.

Вертикальная амплитуда краевых разломов на юге этой ветви составляет не менее 4 км. С западной стороны грабена в породах основания четко фиксируются ретроградные метаморфические изменения. Восточная ветвь этой системы вдоль Тарынского разлома имеет господствующее направление плоскостных элементов на восток. Так же как и в западной ветви, здесь происходит дополнительное расщепление продольных разломов, между которыми сохраняются небольшие клинья верхнеархейских пород. В таком срединном поднятии раннеархейского основания, наряду с трещинными гранитоидными интрузиями у бортов, сохранились тела раннескладчатых гранитоидов куполовидной формы. Особые структурные элементы этой системы — прерывистые зоны метасоматитов с внешней стороны грабеновых структур. Другими структурными элементами, расположенными среди диалитоплинтового основания и почти не представленными в грабенах, являются магматогенные структуры заключительного этапа формирования Чарско-Олекминского структурного парагенезиса. Это цепочки мелких интрузий габброидов (например, Хани-Эвонокитская) и крупные тектоно-гранитоидные швы с общим для всех позднеархейских структур субмеридиональным простиранием. Они, как правило, пограничные и в той или иной мере содержат продольные зоны поздне- и постмагматического рассланцевания и метасоматоза. Примеры таких структур — интрузии Ханинская и частично Чародаканская. Однако во всех остальных близкоодновозрастных плутонах подобных структур не отмечается. В северной части Становой зоны в диалитоплинтовой области сохранились фрагменты вторичных вулканических поясов редуцированного строения. Их особенность — субширотное простирание, из чего можно сделать вывод, что генеральные простирания как раннеархейских, так и позднеархейских структур подчиняются структурному плану отмеченной ранее Становой виргации. В этой же зоне существуют позднеархейские структуры заключительного этапа. Это Нюкжинско-Ларбинская зона проницаемости, выполненная габброидами с отчетливым северо-западным простиранием, а также крупный Чубачинский пограничный плутон с сильно развитой системой вторичного рассланцевания, особенно в его северо-западной части.

Шовный Западно-Алданский структурный парагенезис слагает субмеридиональную область у границ разнотипных нижнеархейских областей, где крупные фрагменты литоплинтов и диалитоплинтов совмещены с вулканическими поясами верхнего архея, относящимися ко вторичному (Борсалинский) и шовному (Субганский, Амедичинский и др.) типам. Границами области являются вторичный вулканический пояс на западе и Алдано-Килерская зона разломов на востоке. Вся область прослеживается от северной рамки территории на юг до Южно-Алданского разлома. В структурном парагенезисе выделяется несколько составных элементов (с востока на запад). Алдано-Килерская зона разломов с мелкими клиньями позднеархейских образований, зажатых бластокатаклазитами, наклоненными на северо-восток, имеет ширину в южной части около 10 км, а к северу у долины Амедичи (устье Килера) резко сужается. На крайнем севере в долине Чуги включает позднеархейские граниты с макроксенолитом верхнеархейских пород (Балаганахский выход). Значительных вертикальных перемещений в бортах этой зоны разлома не установлено. К западу от нее располагается широкий участок (до 25 км) распространения литоплинтовых образований с кулисовидными зонами вторичного рассланцевания и более молодыми гранитами завершающей фазы позднеархейского тектогенеза. Следующая, Ярогу-Гонурьинская зона разломов [264] также имеет различную ширину (на юге до 30 км) с расщеплением единой зоны к северу на ряд более мелких. Здесь верхнеархейские образования (Амедичинский грабен-синклинорий) смяты в систему изоклинальных складок и псевдомоноклиналей с общим падением главных плоскостных элементов на восток и сопровождаются у бортов мощными (до 1,5 км) зонами рассланцевания нижнеархейских образований, повсеместно наблюдаются граниты завершающей фазы, некоторые из них (Бырылахский массив) испытали незначительные посткристаллизационные деформации послетрещинного характера внедрения. Именно отсюда начинается следующий автономный структурный элемент зоны — Верхнеамгинская тектоно-гранитоидная зона, располагающаяся под острым углом к Ярогу-Гонурьинской зоне разломов. Ширина последней резко уменьшается и дихотомирует на пучок мелких зон разлома, внутри которых встречаются остатки верхнеархейских образований (выходы Чугинский, Гонурьинский, Амнукачинский).

Верхнеамгинская зона в бассейне Нелюки доходит до Амгинского разлома и далее на север продолжается вдоль него до границ территории. На всем протяжении она содержит тектонизированные мелкие фрагменты литоплинтового структурного комплекса, а слагающие его гранитоиды непосредственно у границ Амгинского разлома испытали активные тектоно-пластические деформации, обусловленные направленным на восток вектором сжатия. Южнее Нелюки Амгинский разлом представлен своим южным звеном (Западно-Субганский разлом), который постепенно меняет меридиональное простирание на юго-восточное. Здесь к нему причленяется Субганский грабен, выполненный верхнеархейскими образованиями, круто наклоненными на восток. С западной стороны грабена находится зона высокотемпературных бластокатаклазитов, а с восточной — располагаются разнообразные тела кислых пород и приразломных метасоматитов. Для отложений позднеархейских грабенов, рассмотренных выше, степень метаморфизма возрастает к востоку при общем пониженном уровне глубинности в сравнении с тем, который характерен для верхнеархейских отложений Чарско-Олекминского структурного парагенезиса [175]. С запада, непосредственно к Амгинскому разлому, примыкают литопластины диалитоплинтового комплекса, наиболее крупная из которых располагается на севере. Естественной западной границей Западно-Алданского структурного парагенезиса служит вторичный вулканогенный пояс (Борсалинский), особенности внутреннего строения которого аналогичны краевому типу подобных поясов. Широко распространенные здесь гранитоиды заключительной фазы тектогенеза не несут следов активных тектонических движений.

Особенностям строения рассмотренного структурного парагенезиса соответствуют крупные физические неоднородности земной коры, сосредоточенные в области Толбинско-Чугинского аномалийного поля, характеризующегося высокими значениями магнитного и гравитационного полей.

Шовный Становой структурный парагенезис резко дискордантен к региональному простиранию всех архейских тектонических элементов северной части территории. Его границей на севере является мезозойский Южно-Алданский надвиг, а на юге — собственно Становой разлом, вдоль которого на значительном протяжении происходит непосредственное соприкосновение комплексов нижнего и верхнего этажей диалитоплинтовой области. Рассматриваемый парагенезис состоит из значительных по размерам и количеству литопластин нижнего этажа диалитоплинтовой области, ограниченных скрытыми вязкими разломами [168, 175, 169], которые сопровождаются высокотемпературными диафторитами, неоднократным проявлением гранитообразования и метасоматизма (объемного и приразломного типов) с уровнем глубинности не менее 20 км [168, 170, 200, 308]. Они имеют протяженность в десятки километров при ширине до 2—6 км. В них сосредоточены бескорневые выходы архейских магматических мантийно-коровых образований и цельные блоки метаморфических малокомпетентных комплексов, пространство между которыми залечено гранитоидами, формировавшимися на каждом этапе последовательно в статической и динамической обстановке, вызывающей синкинематическое течение.

Все это в совокупности отражает эффект многослойного неоднократного растяжения и приращения длины геологических тел в направлении, нормальном к общей субмеридиональной ориентировке сил сжатия. Становая шовная область состоит из двух сегментов с границей около долины Олекмы. Западный Каларо-Олекминский сегмент представлен ветвями тектонически разъединенного мангерит-анортозитового пояса, а также фрагментами вторичных вулканических поясов и крупными литопластинами. Реликтовые простирания в последних сохранили фрагменты узловой зоны Становой виргации. Вновь образованные минеральные и плоскостные структуры дискордантны по падению с направлением ранних мантийных разломов, магмоподводящих для анортозитов, и обладают общей односторонней вергентностью, выраженной в их падении к югу. Вязкие скрытые разломы начальной фазы тектогенеза испытали повторное омоложение в виде зон бластокатаклазитов, некоторые из которых являлись сдвигами. Из них наиболее крупный смещает к востоку западную часть мангерит-анортозитового пояса.

Наиболее яркими элементами восточного Зверевского сектора являются литопластины нижнего яруса диалитоплинтовой области, испытавшие не менее чем трехактное складкообразование, высокотемпературный диафторез, палингенез и метасоматоз. Вязкие разломы, наклоненные к югу, являются границами литопластин и кое-где сохранили узкие клинья — остатки вторичных вулканических поясов (Чульманский, Калакано-Имангрский и др.). Несколько более крупные выходы этих образований находятся в субширотной Талуминской зоне, значительное простирание которой занято гранито-гнейсовыми куполами. Мелкомасштабным, но важным элементом Станового структурного парагенезиса служат цепочки мелких протрузий позднеархейских ультраосновных пород, редкие выходы олигоклазитов и мангеритов, испытавших будинаж с образованием бескорневых тел. Более поздние интрузии мангеритов, и совсем редко олигоклазитов, иногда сопровождаются выходами мегагабброидов и, судя по особенностям перекристаллизации, были метаморфизованы в статических условиях. В образовании Становой шовной области большое значение имели тангенциальные деформации. Однако однозначно ответить на вопрос о геологическом строении нижних горизонтов затруднительно, хотя не исключено, что рассмотренный структурный парагенезис в значительной степени шарьяжный. Положительные гравитационные аномалии, фиксируемые здесь, слабы и неоднородны, а степень послеархейской тектонической перестройки значительна, что исключает, впредь до появления новых данных, возможность объективного изучения проблемы.

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (КАРЕЛЬСКИЕ) СТРУКТУРЫ

По генетическому типу эти структуры относятся к протократонным (эоплатформенным)* [65, 67, 68]. По уровню формирования они очень дифференцированны и являются верхне- и среднекоровыми. В связи с глубокой предрифейской денудацией на протократонных поднятиях широко распространены агорализитные зоны [278], которые представляют архейское основание, в той или иной мере преобразованное и разрушенное в раннем протерозое под влиянием разнотипных и разномасштабных геологических процессов. Структуры прогибания заполнены осадочными отложениями, испытавшими зональный умеренно-градиентный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии и сохранились фрагментарно. Выделяется несколько типов структурных парагенезисов, образованных в течение трех тектонических этапов — начального (икабийского), среднего (сакуканского) и завершающего (кодарского): 1) протоперикратонный; 2) протоавлакогеновый; 3) протохатакратонный; 4) агорализитный магмоактивный; 5) агорализитный зон смятия (рис. 1).

Протоперикратонный Ленский структурный парагенезис охватывает северо-западную область территории и на значительной части является погребенным, тяготеющим к отрицательной гравитационной аномалии. На поверхности обнажен в бассейне Ченчи и Ничатки, где ограничен крупными разломами — с востока субмеридиональным Холболохским сбросом (амплитуда около 3 км), а с юга — субширотным Торским сдвиго-сбросом (вертикальная амплитуда около 2 км). Карельские отложения икабийского этапа слагают немногочисленные разломно-полноскладчатые структуры (линейные, иногда брахиформные) с размахом крыльев 3—4 км при амплитудах не более 1,5 км. Поскольку аномальное магнитное поле этого парагенезиса специфическое по причине локальных особенностей строения архейского основания, то именно ассоциация обнаженных на поверхности структур должна рассматриваться только как одна из зон Ленского структурного парагенезиса, который может быть отнесен к Ченчинско-Ничатской зоне.

Протоавлакогеновый Удокано-Олекминский структурный парагенезис имеет зональное строение и представлен в своей осевой части грабен-синклинорной Кодаро-Удоканской зоной, в формировании которой запечатлены события всех этапов развития карелид территорий. Грабен-синклинорий имеет груботрапециевидную форму и асимметричен ввиду смещения оси максимального прогибания (до отметки примерно — 7,5 тыс. м) и южному борту, ограниченному узкой крупноамплитудной (до 9 км) зоной Южноудоканского разлома. Северное ограничение грабен-синклинория происходит по системе ступенчатых сбросов-поддвигов, за пределами которых наблюдаются выходы базальных слоев карельских отложений на поверхности. Внутреннее складчатое строение простое на уровне складок первого порядка и крайне сложное на уровне мелких кливаж-разломно-складчатых деформаций с четким отражением в их особенностях стадийности процесса и характера компетентности слоев. Кинематика внутреннего разломо-складкообразования дифференцированная, что фиксируется, в частности, разнонаправленностью уклона осевых плоскостей опрокинутых складок (Наминговской синклинали — к югу, Ле-

* «Прото» — здесь и далее от слова «протерозойский», что соответствует рекомендации Международного тектонического словаря (Ред. В. Е. Хаин. Мир, 1991).

вокатугинской синклинали — к северу) и связана, по всей вероятности, со штамповой природой деформаций при существенной роли тангенциальных движений. Суммарная величина сжатия Кодаро-Удоканского грабен-синклинория не менее 15 %. Существенные изменения его структуры связаны с магматической деятельностью. Габброидные плутоны слагают линейный пояс, сближенный с Южноудоканским разломом, в то время как гранитоидные плутоны распространены почти повсеместно и обладают, по-видимому, плитно-купольной формой. Исключение представляют плутоны у ступенчатых разломов Североудоканской системы разломов, трещинная природа которых выражается, в частности, субпараллельными дайкообразными телами.

Агорализитная Кругоудоканская зона обрамляет грабен-синклинорий и подобно последнему асимметрична — ее северная ширина намного больше южной. Зона грубо сегментирована и разбита системой второстепенных разломов, субмеридиональных на севере и субширотных на юге. Как в этой, так и повсеместно, в подобного типа зонах устанавливаются петрографо-минералогические и мелкодифференцированные изменения архейских структурных комплексов, отождествляемые с карельскими событиями. Однако их картографирование не произведено как из-за масштаба карты, так и из-за отсутствия соответствующих надежных и (или) откартированных материальных и структурных носителей таких изменений.

Западный Бургайский сегмент —это сложный поперечный горст, выдвинутый вдоль простираний таких сопряженных карельских структур, как Удоканский протоавлакоген и Ленский протоперикратон. Агорализитная структура здесь представлена ансамблем, созданным преимущественно событиями начального и среднего этапов. Сюда входят в основном мелкие интрузии инициальных базитов, жильные и малые тела гранитоидов, а также жильные, штокверковые или ареальные выходы разнообразных метасоматитов. Последние являются в основном приразломными (амплитуда не более первых сотен метров) и образуют сложные трещинно-складчатые микроструктуры с элементами вертикально-тектонической зональности (от бластомилонитов до катаклазитов). Из них наиболее показательны для данной зоны субщелочные и щелочные метасоматиты, с которыми в парагенетической, а возможно, и в генетической связи находятся мелкие тела щелочных магматических пород. Строение и состав метасоматитов в значительной степени избирательно контролируются составом окружающих пород архея. В Хани-Эвонокитском сегменте, являющемся поперечным по отношению к оси протоавлакогена, сохранились неглубокие мульды (глубиной до 1 км) осадочных пород, в том числе оккупированные гранитоидами заключительной кодарской фазы тектогенеза. В Катугинском сегменте вдоль системы ортогональных разломов наравне с метасоматитами заметно проявлены диафторические изменения и четко фиксируется избирательность состава метасоматитов в зависимости от строения субстрата.

Северо-восточной границей агорализитной зоны служит долгоживущий Атбахстахский разлом, к северу от которого распространена Хани-Субганская мелкограбеновая зона, частично перекрытая осадочным чехлом платформы. Западной границей зоны является Олонноконский сброс, а восточной — Алдано-Килерская система разломов с зеленосланцевыми диафторитами. Здесь сохранились две грабен-синклинали и два щелевидных грабена. Грабен-синклинали (Нижнеханинская и Олдонсингская) выполнены отложениями начального и средних этапов, содержат инициальные базиты и в отдельных своих бортах сохранили ступенчатый характер обрамляющих сбросов, в то время как сбросы с восточной стороны обладают сдвиговой и более молодой составляющей. Амплитуда погружения грабенов 2—2,5 км, внутреннее строение центриклинальное. Щелевидные грабены

(Ярогинский и Билирский) представляют собой совмещенную систему ориентированных на запад разломов, один из которых является сбросом, а другой взбросом. Зажатая между ними пластина осадочных пород имеет мощность не более 1000 м. Второстепенные разломы указанной зоны немногочисленны и только в ее восточной части сопровождаются заметными агорализитными процессами. Это выражается в появлении на кадарском этапе мелких плутонов, которые образуют две однонаправленные цепочки (на север, северо-запад), в том числе уходящие под чехол платформенных отложений. Помимо этого и только здесь отмечаются приразломные метасоматиты и мелкие щелочные плутоны.

Последнюю, Токкинскую зону Удокано-Олекминского протоавлакогенного структурного парагенезиса ограничивают от смежных структурных зон два субмеридиональных сброса: Олонноконский и Холболохский. Это протохатократонная зона без магматических структур, в которой карельские отложения не метаморфизованы и залегают в пологих мульдах практически горизонтально. Наиболее нарушены приразломные участки Угуского грабена. Здесь при общем погружении дна грабена до отметки 1000 м и амплитуде перемещения бортов до 1,5 км осадочные отложения круто вздернуты вверх у Олонноконского взброса и расклинены мелкими составляющими Токкинского сброса. Только в южных частях зоны обнаружены два штока щелочных пород, по всей вероятности, парагенетичных щелочным метасоматитам Кругоудоканской зоны.

Агорализитный магмоактивный Алдано-Тимптонский структурный парагенезис простирается от Алдано-Килерской системы разломов за восточную границу территории. Здесь только в одном месте, у Селигдарского плутона, обнаружены реликты карельских отложений, на всем остальном пространстве наблюдается лишь агорализитный парагенезис, особенности которого позволяют выделять несколько зон. Унгринская магмоактивная зона тектонически сопряжена с позднеархейскими структурами и представляет собой сквозькоровые образования, контролирующие субширотные цепочки средних и мелких плутонов, субщелочных габброидов, диоритов, монцонитов и гранитов, относящихся к икабийскому этапу. По оси внедрения концентрируются габброидно-монцонитовые плутоны, в то время как гранитовые распространены ареально. Послемагматические структуры выражены региональными разломами: Алдано-Килерским и Эвотинским. Продолжительность формирования разломов подчеркивается протокластическими и посткристаллизационными структурами гранитов. Повсеместно распространены разнообразные и многоэтапные метасоматиты — от основных до кислых, а также ареальные участки зеленосланцевых ретроградных изменений.

Селигдарская магмато-метасоматическая зона не имеет четких ограничений. Представлена Селигдарским плутоном центрального типа, на расстоянии до 60 км от которого распространяется агорализитное пространство с высокой концентрацией метасоматитов. Не выяснена приуроченность к этому парагенезису нескольких мелких тел неметаморфизованных плагиогранитов и диоритов. Вся остальная территория рассматриваемого структурного парагенезиса образует Нимнырско-Нихотскую зону. Здесь при эпизодическом распространении мелких гранитоидных тел икабийского и кодарского этапов широко проявлены ареалы двухстадийного метасоматоза. Наиболее ранний тяготеет к восточной части зоны, субширотно ориентирован. Здесь распространены основные метасоматиты (в том числе слюдяные), тяготеющие к линзовидным зонам бластотектонитов, а иногда ретроградно измененные, либо контактово-метаморфические архейские породы, в которых агрессивное минералообразование происходило в статических условиях на среднекоровом уровне. Поздними являются ареалы

кварцевых жил и анатектит-кварцевого метасоматоза. Это низкотемпературные образования, тяготеющие к зонам скрытой трещиноватости в кварцитах архея. Реже встречаются те же образования, контролируемые малоамплитудными разломами, а в единичных случаях разломы со значительными амплитудами, в которых кварцевые анатектиты цементируют обломки подстилающих пород. Только в Нихотском районе, в дополнение к вышеназванным, отмечаются субщелочные и щелочные метасоматиты, близкие к тем, которые установлены в Кругоудоканской зоне.

Агорализитный Становой структурный парагенезис области смятия формирует широкую дугу в южной части территории, резко дискордантную ко всем ранее описанным структурам карелид. Здесь эпизодически фиксируются мелкие выходы инициальных базитов и гранитоидов карелия, однако определяющий структурный план обусловлен приразломным зеленосланцевым диафторезом. Именно этот процесс привел к формированию протяженных зон зеленосланцевых бластотектонитов (гнейсоидов). Их структурное положение двояко. В одних случаях это контрастные зоны, в том числе микроскладчатые среди гранулитовых образований или среди высокотемпературных ретроградно измененных пород. В других, господствующих случаях гнейсоиды возникают как предельная ступень зеленосланцевого ареального диафтореза (плейрогнейсовые поля [59]) в тектонически ненарушенных выходах археид. К последнему типу преобразований относятся, в частности, и «соссюриты» каларских анортозитов. Северная граница области уничтожена более молодыми разломами Южноалданской надвиговой системы. Южная граница области более контрастна и проводится по разлому, именуемому обычно Становым. Разлинзованные гнейсоидами блоки археид разноамплитудны, так же как и разнонаправленными, в каждом конкретном случае являются наклоны плоскостей сланцеватости гнейсоидов. Тем не менее, в наиболее мощных зонах взаимные перемещения блоков более 2 км при южном господствующем падении тектонической сланцеватости.

ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Следы платформенного структурообразования сохранились лишь в северной части территории и относятся к следующим крупным возрастным интервалам: рифейскому, венд-раннеордовикскому, среднеордовикско-силурийскому и юрскому. Наиболее значительны деформации, изменившие все ранее созданные платформенные структурные комплексы, связанные со среднепалеозойскими и среднемезозойскими тектоническими событиями (рис. 2).

Рифейский структурный комплекс слагал крупную депрессию, в которой представлен четырьмя циклитами — тепторгинским, балаганахским, дальнетайгинским и жуинским. Они залегают между собой конформно с незначительными географическими несогласиями, которые устанавливаются только при крупномасштабном картировании. Более значительная перестройка является преджуинской, она привела к разделу рифейской депрессии на две тектонические области — хатакратонную и авлакогенно-перикратонную. Вторая из них обладала перманентным и длительным (около 1 млрд лет) опусканием с итоговым погружением поверхности фундамента на 6—7 км. Наиболее заметные внутренние колебания происходили здесь в конце тепторгинского и балаганахского интервалов и были особенно значительными в тепторгинское время, так как сопровождались слабой магматической деятельностью. На крайнем северо-западе в Патомско-Вилюйском авлакогене устанавливается заметная роль предальнетайгинских поднятий. Как уже отмечалось, Чарский хатакратон

являлся по времени жуинским, глубина погружения которого не превышала 1000 м, а сочленение с авлакогенно-перикратонной областью осуществлялось через узкий порог с повышенным градиентом глубин погружения депрессии. На предшествующем и завершающем этапах формирования Чарского хатакратона происходило внедрение роев даек соответственно Чарско-Тимптонской ортогональной системы и Торского одиночного роя. Отдельное место занимает предвендский (?) Инаглинский дунитовый плутон центрального типа в Центрально-Алданском районе.

Венд-раннеордовикский и среднеордовикско-силурийский хатакратонные структурные комплексы слагали обширную депрессию, зона которой располагалась непосредственно к востоку от структурного порога рифейской депрессии и была вложена в Чарский хатакратон. Есть все основания предполагать, что венд-силурийская хатакратонная депрессия занимала всю картируемую территорию за исключением ее юго-восточного угла и имела общий уклон к области максимального прогибания с юга на север. Выделяются три главные плитные современные структуры хатакратонных комплексов: 1) Тимптонская моноклиза, сложенная венд-нижнекембрийским этажом первого комплекса с общим прогибанием до 2000 м; 2) Березовская впадина, сложенная обоими комплексами с общим прогибанием до 5000 м; 3) Верхнекаларская зона прерывистой складчатости, сложенная обоими комплексами (прогибание до 3000 м). Только первая из них не преобразована процессами активизации.

Юрский структурный комплекс сохранился от последующей денудации лишь на поверхностях водоразделов в северной части территории, где он представлен горизонтально залегающими останцами неравномерно литифицированных отложений мощностью до 300 м. Залегает трансгрессивно и несогласно на среднепалеозойских структурах. Условия залегания и тип отложений позволяют относить их к Вилюйскому хатакратону.

АКТИВИЗАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ

Активизация происходила трижды — в среднем палеозое (наманинская фаза), в среднем мезозое (южноякутская фаза) и в кайнозое (юнобайкальская фаза). Она охватила все типы платформенных структур, в силу чего наблюдаются сложные структурные парагенезисы, отнесенные к двум главным типам: складчато-активизационному и клиноконвергентному [253, 272]. В зависимости от сохранности платформенных структур чехла эти парагенезисы могут содержать либо не содержать плитные тектонические структуры, что отражено в их названии.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Определяются послесилурийскими деформациями платформенных структурных комплексов, возрастом магматических образований и несогласным перекрытием этих структур юрским платформенным структурным комплексом [247].

Плитно-активизационный жуинско-толбинский структурный парагенезис представлен сопряженным латеральным рядом структур, прослеженных в северной части территории. На его крайнем западном участке размещается Нечерский горст с двумя системами взбросо-надвиговых и шарьяжных разломов: восточной краевой и внутренней центральной. Они расшифровываются по деформациям рифейского структурного комплекса среди высокоподнятых пород фундамента (свыше 1500 м). Вертикальная амплитуда горста не менее 5 км, общая величина горизонтального перекрытия — первые тысячи метров, частные перекрытия сопровождаются нередко ли-

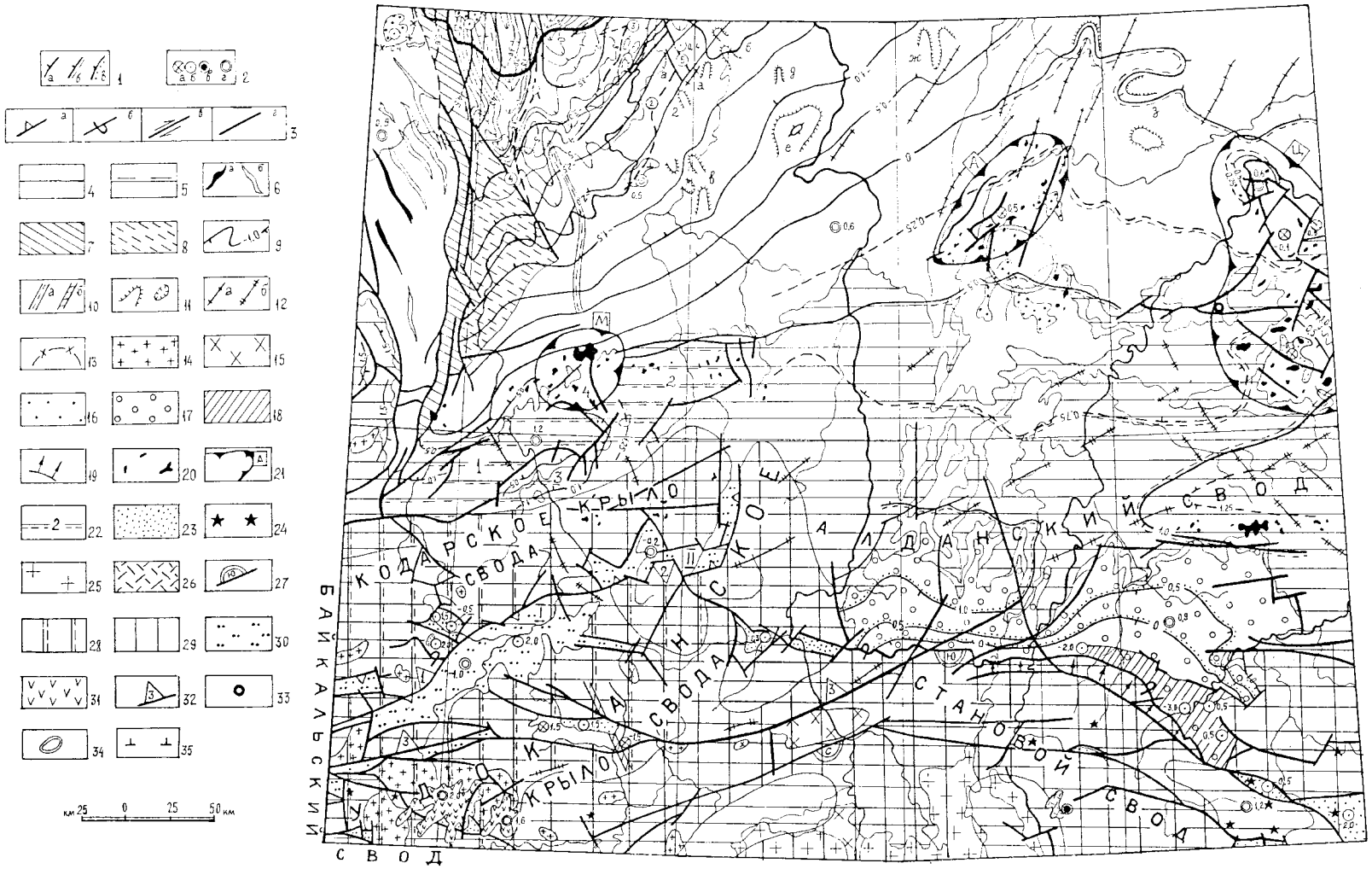

Рис. 2. Тектоническая схема платформенно-активизационных структур (R—KZ).

1—4 — Общие характеристики: *1* — изогипсы поверхности фундамента, главные через 0,5 км, дополнительные без бергштрихов — через 0,25 км (*а* — предрифейской, *б* — предвендской, *в* — предъюрской), *2* — глубина залегания подошвы отложений в мелких структурах (*а* — хатакратонных вендских, *б* — активизационных и хатакратонных юрских, активизационных: *в* — нижнемеловых, *г* — кайнозойских), *3* — главные разломы — на поверхности — сплошные линии, на глубине — прерывистые (*а* — сбросы, *б* — взбросы, надвиги, поддвиги, *в* — сдвиги, *г* — неопределенной морфологии), *4* — фундамент Алдано-Станового щита; *5—13* — плитно-активизационный Жуинско-Толбинский структуный парагенезис (R—PR$_2$): Нечерско-Жуинская надвиго-складчатая область (*5—7*): *5* — выдвинутый фундамент Нечерского горста, *6* — оси главных складок Ченчинской зоны полной складчатости (*а* — антиклиналей, *б* — синклиналей), *7* — Жуинская взбросо-сдвигоскладчатая зона; *8* — Усть-Жуинская зона переходной складчатости; *9* — Березовская впадина по изогипсам подошвы нижнеордовикских отложений в сотнях метров (через 200 м) и ее главные разломы (цифры в кружке): 1 — Центрально-Березовский, 2 — Восточноберезовский (Чарский), 3 — Эгатурский, 4 — Чадынский, 5 — Кенелинский; *10* — оси локальные крупных структур: *а* — Молбинского вала, *б* — Атланской синклинали; *11* — группы мелких локальных структур Тимптонской моноклизы (*а* — Кенелинская, *б* — Усть-Токкинская, *в* — Бокутская, *г* — Кеменская, *д* — Сюнджойская, *е* — Уэдейская, *ж* — Олонсинская, *з* — Хапырыстахская; *12* — дайки долеритов (*а* — рифейские, *б* — девонские); *13* — предполагаемая граница погребенного Никольского плутона; *14—15* — Клиноконвергентный Витимско-Олекминский структурный парагенезис (PZ$_2$): *14* — гранитоиды Куандинской фронтальной области, *15* — субщелочные и щелочные плутоны Джелу-Сакунской тыловой области; *16—26* — Плитно-клиноконвергентный Южно-Якутский структурный парагенезис (J—K$_1$): *16* — раннеюрские отложения Вилюйского хатакратона, *17—32* — Клиноконвергентная Бурятско-Якутская область: *Алданская тыловая подобласть* (*17—22*). *17* — Алдано-Чульманская грабен-моноклиналь, *18* — Беркакитская взбросо-складчатая зона, *19* — Унгринской зоны шарьяжных перекрытий вдоль Южно-Алданского надвига, *20* — щелочные и субщелочные вулканы и плутоны, *21—22* — главнейшие структуры Джелиндинско-Томмотской зоны: *21* — магмато-глыбовые системы центрального типа (буквы в квадратах) — *II* — Центрально-Алданская, *А* — Амгинская, *М* — Мурунская). Оцифрованы локальные структуры этих систем: грабены (*1—3*): *1* — Северный, *2* — Куранахский, *3* — Ыллымахский; горсты (*4—6*): *4* — Хааханский, *5* — Байкальский, *6* — Эльченский; *22* — Торско-Сохтокутская система рамповых структур (*а* — горсты *1* — Куруиг-Юряхский, *2* — Торгинский, *б* — грабены *3* — Торский, *4* — Кудуминско-Ималыкский). *Эймнахско-Сутамская промежуточная подобласть* (*23—24*): *23* — мезозойские отложения в рамповых грабенах (*а* — Чукчудинском, *б* — Ансатском, *в* — Верхнекаларском, *г* — Верхнеалданском, *д* — Окурданском, *е* — Токориканском, *ж* — Верхнетимптонском), *24* — габброидно-гранитовые плутоны; *Становая фронтальная подобласть* (*25—27*): *25* — гранитоидные плутоны, *26* — Тогуиасское вулканическое поле, *27* — главные разломы (*Ю* — Южноалданский, *С* — Становой): *28—32* — Рифтовый сейсмоактивный Байкальско-Становой структурный парагенезис кайнозоя, горстово-сводовые поднятия: *28* — высокогорные, *29* — среднегорные, *30* — грабены (*I* — Чарский, *II* — Токко-Чаруодинский), *31* — Удоканское лавовое поле; *32* — Главнейшие разломы (*1* — Южно-Кодарский, *2* — Северо-Удоканский, *3* — Лурбуно-Усмунский); *33—35* — локальные плитные структуры: *33* — дуниты Инаглинского плутона (R), *34* — Чампулинское кимберлитовое поле (Г), *35* — Бескюельская депрессия (Р).

Зак. 1740, вклейка

нейными складками рифейского структурного комплекса и находятся в пределах тех же амплитуд. Вдоль системы краевых разломов к северу от горста уже в соседней структурной зоне, в осевой части Нечера-Тонодского антиклинория, на протяжении около 40 км прослеживаются указанные краевые разломы в виде сбросо-надвиговой зоны среди рифеид. Она является нижнеуровенной в структурном парагенезисе, так как при общей ундуляции к северу сменяется более просто устроенным ядром указанного антиклинория и служит границей перехода к расположенной восточнее Ченчинской зоне полной складчатости. В этой же зоне размещаются конформно-деформированные рифейские и венд-нижнекембрийские структурные комплексы. Складки подобные, преимущественно прямые, реже слабонаклонные с падением осевых плоскостей на запад и обладают сходными амплитудами. Степень сжатия неоднородная, наиболее высокая в пределах Валюхтинского антиклинория и Верхнемолбинского синклинория (до 25 %) и сокращается до 10—15 % в расположенном южнее Ченчинском синклинории, где наблюдаются сундучные и брахиформные складки, а на стыке с Нечерским горстом рифейский структурный комплекс на уровне наблюдения поставлен на голову.

Шарниры складок обычно сильно ундулируют, особенно ярко это выражено на севере Верхнемолбинского синклинория в зоне сочленения его с эпиавлакогеновым Уринским антиклинорием, расположенным за пределами картируемой территории. Именно здесь, в переходной зоне появляются редкие дайки долеритов и картируется по гравиметрическим данным высокоплотное тело, интерпретируемое как погребенный Никольский массив основно-ультраосновных пород. Верхняя гравитируемая кромка этого массива, по расчетам А. С. Гринсона, располагается на глубине не менее 15 км.

Естественной границей Ченчинской зоны является Жуинская взбросо-сдвиго-складчатая зона, тяготеющая к флексуре на месте порога, который разграничивал хатакратонную и авлакогенно-перикратонную части рифейского структурного комплекса, а также медианную и дистальную части венд-силурийского структурного подкомплекса. Жуинская зона сложена системой субпараллельных линзующихся многочисленных разломов меридионального простирания. Среди них встречаются все морфологические типы, подчиненные господствующему погружению всей зоны на запад под углом около 40°. Вертикальная амплитуда частных верхнеуровенных разломов не более 1 км, суммарная нижнеуровенная (по подошве фундамента) — до 3 км, в северной части зоны количество поверхностных разломов сокращается, четко выраженные на юге приразломные складки сменяются складчатой флексурой в венд-силурийском структурном надкомплексе. Сдвиговые деформации выражаются здесь сложными мульдами и брахискладками с крутонаклонными и разноориентированными шарнирами (такими как Солянкинская).

Усть-Жуинская зона переходной складчатости располагается между Жуинской зоной и Чалынским разломом, расходящимися веером к югу от долины Лены. Здесь венд-силурийский структурный комплекс смят в систему гребневидных и сундучных складок, преимущественно параллельных, асимметричных, с падением осевых плоскостей на запад-юго-запад. Шарниры складок воздымаются к югу в соответствии с общим поднятием поверхности фундамента, что приводит к постепенному уменьшению амплитудности складок, их распаду на мелкие брахискладки и, наконец, к слабонаклонному, почти горизонтальному залеганию пород с падением на северо-запад. Помимо Чалынского разлома, который частично трассируется дайками долеритов, существуют многочисленные, короткие и малоамплитудные разломы, а также дайки, ориентированные в общем

северо-западном направлении. Непосредственно к Чалынскому разлому и Жуинской взбросо-сдвиго-складчатой зоне примыкает Березовская впадина, глубина фундамента которой в отдельных местах достигает 5 км. По поверхности фундамента эта структура асимметрична, ступенчата, благодаря чему поверхность фундамента в противоположной восточной части Березовской впадины не превышает 2,5 км. Всего таких ступеней три. Они ограничены последовательно сквозькоровыми взбросами (Жуинским и Центрально-Березовским) и сбросами (Этатурским и Березовским). Некоторые из них, очевидно, были магмоконтролируемыми, благодаря чему в Березовской впадине и на ее границах отмечаются многочисленные силлы и дайки среднепалеозойских долеритов.

Верхнеуровенный структурный план Березовской впадины четко фиксируется изогипсами подошвы нижнеордовикских отложений. Это преимущественно мульды, структурные носы, локальные валы и седла с амплитудами не выше 200 м. Замыкание складок этого типа, характерных для Березовской впадины, происходит примерно по направлению схождения таких разломов, как Восточно-Березовский и Чалынский. Исключение составляет Молбинский вал, восходящий далеко на юг за пределы Березовской впадины. В центральной части впадины этот вал является надразломным (верхняя проекция Центрально-Березовского взброса). Общее северное погружение зеркала складок верхнего уровня в пределах закартированной части Березовской впадины достигает 1000 м.

В наиболее удаленной части Жуинско-Толбинского структурного парагенезиса располагается обширная Тимптонская моноклиза, в значительной мере наследующая первоначальный план залегания платформенных структурных комплексов. Для нее устанавливается постепенное поднятие поверхности фундамента от глубин —2,0 км у периферии Березовской впадины до +0,5 км у его выхода на поверхность на окраине Алдано-Станового щита. Средний угол погружения составляет чуть больше 1°. Однако разница в углах падения в северо-западной и юго-восточной частях моноклизы вполне очевидна и достигает ±15″, что в значительной мере происходит за счет естественного прогибания дна рифейской палеодепрессии. Здесь отмечается несколько групп локальных переменно-амплитудных (от 50 до 240 м) складок — валов, мульд, куполов, структурных носов и др., природа и возраст которых не выяснены.

Наиболее крупным по размерам является Уэдейский купол, наиболее значительным по амплитуде — Бокутский вал. Субмеридиональный Молбинский вал с амплитудой поднятия до 150 м, равно как и Кенелинский вал, в определенной мере обновлены мезозойскими тектоническими движениями. Так, разломы у Кенелинского вала при общей амплитуде в 150 м на величину в 60 м определяются послеюрскими движениями. А в непосредственной близости к Молбинскому валу располагается одноименная юрская интрузия. В верховьях р. Калар отмечается реликтовая Апсатская синклиналь север-северо-западного простирания с размахом крыльев до 20 км и амплитудой 3 км.

Клиноконвергентный Витимско-Олекминский структурный парагенезис однозначно тяготеет к юго-западной части территории и определяется зональностью активизационного магматизма, которая моделируется как конвергенция континентальных плит, одной из которых является Сибирская платформа [272]. С внутренней стороны соответствующего ареала в юго-западном углу территории располагается Куандинская фронтальная область, представленная плутонами Ингамакитского комплекса: крупными, батолитообразными граносиенит-гранитовыми в глубине области и мелкими на ее окраине (в районах Катугинском, Имангрском, Илаун-Кодарском). Джелу-Сакунская тыловая область определяется последовательным раз-

мещением у естественных границ структурного парагенезиса следующих зон магматизма: Джелусской монцонитовой, Тасской сиенитовой и Сакунской — фергусит-сиенитовой. Это соответствует аналогичной зональности Северо-Байкальской области [177]. Проблема сопряженности таких структурных парагенезисов, как клиноконвергентный и плитно-активизационной, может быть разрешена лишь с использованием материала по более обширной территории.

СРЕДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

Представлены только плитно-конвергентным Южно-Якутским структурным парагенезисом, который обладает субширотной зональностью, обусловленной непрерывной сменой с юга на север следующих областей: Становой, Эймнахско-Сутамской и Алданской.

Становая фронтальная область уходит за пределы южных границ территории и ограничена одноименным долгоживущим разломом. Представлена совокупностью разнотипных и разновеликих плутонов, залегающих в фундаменте. Лишь на небольшом изолированном участке водораздельного пространства сохранились реликты Тогунаского вулканического поля (на высоте 1500 м), имеющего горизонтальное залегание. Наиболее выразительны сверхкрупные гранодиоритовые и граносиенитовые плутоны трещинного типа со структурами внутреннего обрушения. Они сопровождаются штоками и мелкими массивами, а также крупными роями даек пестрого состава, имеющими северо-восточное простирание.

Эймнахско-Сутамская промежуточная область ограничена на севере крупными разломами и четко членится на западный и восточный сегменты. Западный Эймнахский сегмент состоит из двух систем рамповых грабенов запад-северо-западного простирания (Апсатско-Каларской и Чукчудинской) и Эймнахского ареала малых субщелочных плутонов диорит-гранитового состава). Грабены Апсатско-Каларской системы прямые, иногда ступенчатые, залегают в Кодаро-Удоканском грабен-синклинории и ограничены кинематически сопряженной серией разломов (надвиги, взбросы в сочетании с поддвигами и сбросами). Их амплитуда не менее 2 км. Предполагается, что один из грабенов этой системы захоронен под кайнозойским чехлом Чарского грабена.

Чукчудинский грабен шарнирный, ограничен поддвигами, имеет глубину до 1 км. Сопровождающие его разломы нередко контролируются брекчиями и жильно-гидротермальными зонами. Восточный Олекмо-Тимптонский сегмент состоит из многочисленных и широтноориентированных приразломных грабенов, нередко тяготеющих к более древним разломам, сопровождаемых метасоматическими и гидротермальными зонами, а также цепочками и роями штоков, даек, представленных субщелочными габброидами и гранодиоритами. Среди грабенов наблюдаются как рамповые (простые и шарнирные) — Сыллахский, Верхнеалданский, Окурданский, Токориканский, так и рифтовые — Верхнетимптонский. Большинство грабенов сохранило лишь маломощную толщу мезозойских отложений, их вертикальная амплитуда колеблется от 1 до 2 км, и только Токориканский грабен, являясь остаточным, существенно отличается от всех остальных большой глубиной (>3 км), неравномерными внутренними деформациями и сохранностью не только юрского разреза, но и раннемеловых вулкано-плутонических построек.

Алданская тыловая область замыкает с севера структурный парагенезис и контролируется фрагментом сохранившегося от кайнозойского разрушения асимметричного Алданского свода [59, 262]. В центральной части свода фундамент поднят до 1,5 км, а на его южном, более крутом крыле

разместилась Алдано-Чульманская грабен-моноклиналь, которая прерывается Южно-Алданским надвигом, величина перекрытия вдоль которого достигает 10 км. С запада грабен-моноклиналь ограничена сдвигами и сбросами (вертикальная амплитуда до 1,5 км). Здесь располагается Нижнеханинский горстово-надвиговый узел, в районе которого Южно-Алданский надвиг разбит поперечными сдвигами (например, Атбастахским), а южное крыло Алданского свода выдвинуто к югу. Это привело к расчленению юрской впадины на ряд мелких грабенов (амплитуда около 1 км), обладающих иногда структурами вращения (Нижнеханинский, Кудуминский). С востока Алдано-Чульманская грабен-моноклиналь ограничена крупноамплитудными горстовыми поднятиями в бассейне Горбыляха (вертикальная амплитуда до 1,5 км) и малоамплитудными (вертикальная амплитуда до 0,5 км) в бассейне Леглиера.

Горстовые поднятия неоднородны и разбиты системой субширотных разломов на мелкие горсты, реже щелевидные грабены. Фундамент на северном крыле грабен-моноклинали полого погружается на юг, а с подходом к Беркакитской сбросо-складчатой зоне ступенчато погружается до глубины —3,5 км, а затем непосредственно у надвига ступенчато поднимается. Здесь верхнеуровенные структуры представлены системой мелких брахиформных и сундучно-гребневидных складок, усложненных сбросами, надвигами и взбросами, конкретная вертикальная амплитуда по которым не превышает 1000 м, а совокупное горизонтальное сокращение поверхности достигает 13 %. Формирование грабен-моноклинали сопровождалось микроареальной микротрещиноватостью и метасоматозом низов осадочного разреза, а также пятнисто-асимметричной метаморфической зональностью угленосных пластов.

Между корневой частью Южно-Алданского надвига и его фронтальной границей располагается Унгринская зона шарьяжных перекрытий шириной до 8 км.

Начиная от ядерной части свода и дальше на север от него, главными структурными элементами являются ареалы штоково-дайковых и мелких вулкано-плутонических тел субщелочного и щелочного состава. Общий структурный план северного крыла Алданского свода проще, чем у южного крыла, да и амплитуда его несоизмеримо ниже, что свидетельствует об осадочной компенсации Алдано-Чульманской грабен-моноклинали.

Ареалы магматизма сосредоточены преимущественно в Джелиндинско-Томмотской зоне. Они размещены неравномерно и формируют на отдельных участках магмато-глыбовые системы центрального типа. Это округлые в плане места концентрации разнообразных магматических тел, сопровождаемых множеством мелкоглыбовых структур — горстов и грабенов, как правило, рифтовых с амплитудами в сотни метров. Их представителями являются горсты Байкийский, Хаохинский и др., а также грабены Куранахской, Ыллымахский и др. С наиболее крупными из таких магматоцентров связаны участки разуплотнения земной коры, а внутрикоровые структуры характеризуются деформацией древних структурных элементов, связанной с мезозойскими промежуточными магматическими камерами. В Торско-Соктокутской зоне на западе области образовалась система рамповых структур, связанных с ориентированным на юг воздыманием горстов: Курунг-Уряхского и Торгинского (вертикальная амплитуда не менее 1,5 км). С юга к ним примыкает Торский грабен, а в зонах поперечных сдвигов и сбросов сохранились простые и шарнирные грабены (Кудуминский, Верхнетянский и др.). Сходно построена зона разломов у восточной границы территории, где ею ограничен Элькенский горст. Пространственная разноамплитудность тектонических движений и основные кинематические характеристики Южно-Якутского парагенезиса указывают на то, что его

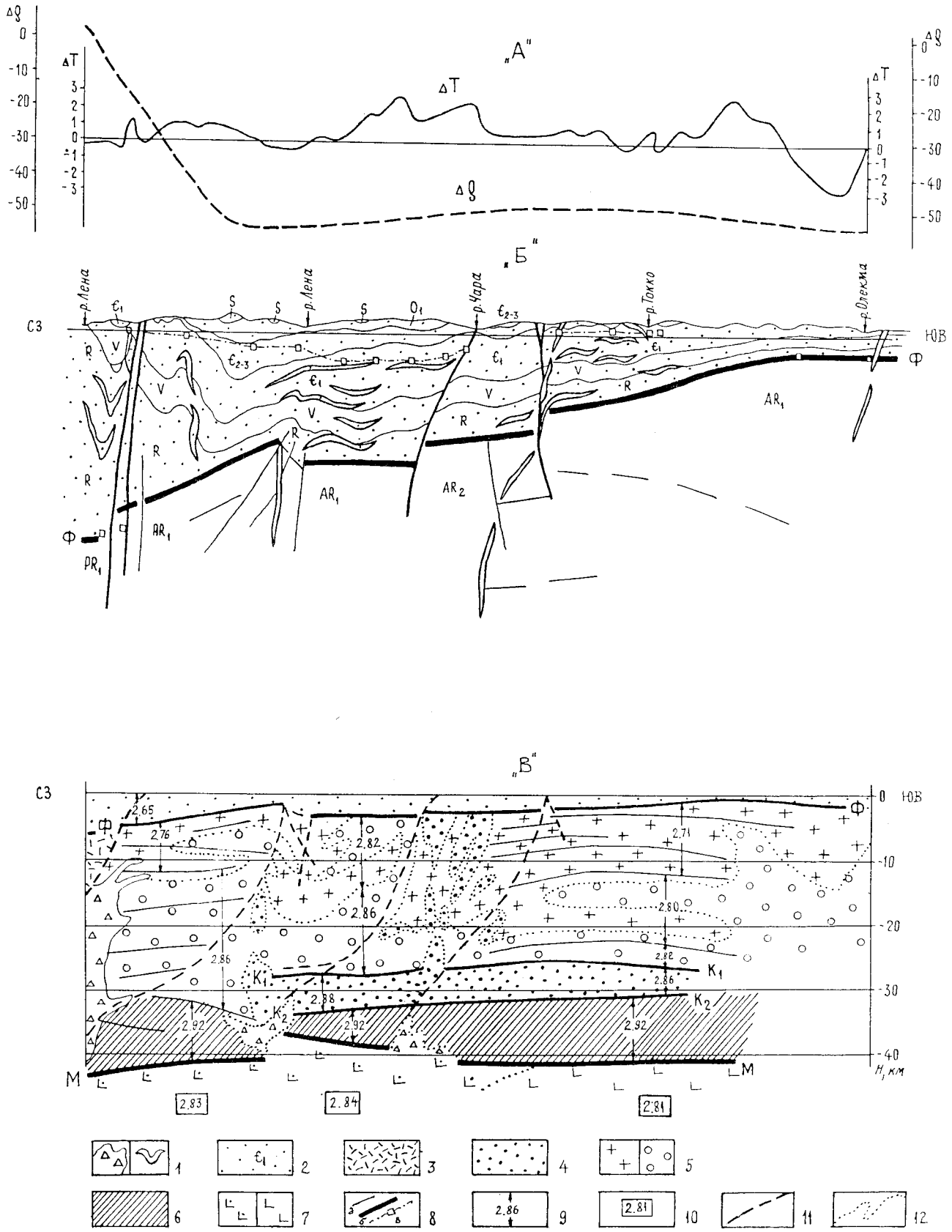

Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по профилю Лена—Олекма (горизонтальный масштаб 1 : 1 500 000).

А — графики ΔT и Δg, *Б* — верхняя часть земной коры (соотношение масштабов 1 : 10), *В* — земная кора (соотношение масштабов 1 : 2).

1 — внутрикоровые активизационные элементы среднего палеозоя (*а* — перидотит-габбровые, возможно, субщелочные, мантийные выплавки коры, *б* — интрузии долеритов); *2—6* — слои земной коры: *2* — верхний осадочный (возраст отображен индексами), средний, гранитно-метаморфический в составе комплексов: *3* — карельского, *4* — верхнеархейского, в том числе вторичных вулканических поясов, *5* — архейского с фрагментами нижнеархейских ассоциаций (*а* — амфиболитовой фации метаморфизма, *б* — гранулитовой фации метаморфизма), *6* — нижний габброидно-гранулитовый; *7* — мантия (*а* — деструктивная, *б* — консервативная); *8—10* — геофизические данные по разрезам *Б* и *В*: *8* — сейсмические границы (*а* — рядовые в средней коре, *б* — основные слоеразделяющие, *в* — рядовые в осадочном слое), средневзвешенная плотность соответствующего интервала, *10* — соответствующая плотность всей коры; *11* — среднепалеозойские разломы, *12* — предполагаемые геологические границы.

формирование происходило в целом при тангенциальном короблении верхней части литосферы.

КАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

По большинству данных, образование кайнозойских структур началось примерно с олигоцена и продолжается доныне, с чем, в частности, связано несколько землетрясений мирового значения. Рифтовый сейсмоактивный Байкало-Становой структурный парагенезис охватывает всю юго-западную часть территории, его северо-восточная граница фиксируется низким (<0,9 км) уровнем залегания палеогеновых отложений, особенно в таких больших мульдах, как Бескюельская и Озерная (рис. 2) и подтверждается геологическими, морфоструктурными и сейсмическими методами. Если выделение Байкальского свода не вызывает сомнений и он описан достаточно детально [62, 150, 180, 189, 193, 257, 286, 301, 328, 350, 355], то Становой свод является спорной структурой. Граница между ними проводится по трем межсводовым мульдам: Дырындинской, Куранахской и Усмунской.

Байкальский свод представлен здесь законченным парагенезисом с осевыми грабенами и парными горсто-сводовыми поднятиями на крыльях. Общая вертикальная амплитуда тектонических движений достигает 4 км. Наиболее значительное осадконакопление происходит только в Чарском грабене (до 1,5 км), в остальных остается незначительным (менее 500 м). Многочисленными дополнительными разломами свод разбит на более дробные части с образованием, например, щелевидных грабенов (типа Лурбунского) либо изометричных грабенов (типа Верхнесюльбанского). Только на Удоканском крыле свода фиксируются коро-мантийные разломы, способствовавшие длительному излиянию трахибазальтовых магм на среднегорную поверхность с высотой до 2000 м.

Становой свод представлен горстовыми поднятиями в верховьях Алдана и Тимптона и высокоподнятой поверхностью выравнивания на Алдано-Олекминском междуречье. В бассейне Нюкжи отмечается небольшая Ларбочанская мульда. Амплитуда смежных движений не превышает 1,5 км, магматизм ничтожен, сейсмоактивная зона распространяется далее к востоку от рассматриваемой территории [97].

Глубинное строение территории изучено слабо. Наиболее надежные данные имеются лишь для северо-западной части, где проходит профиль ГСЗ (рис. 3). Профиль МОВЗ на трассе АЯМ дает только качественную характеристику неоднородностей земной коры (рис. 4, 5) и наиболее однозначно отражает специфику среднемезозойских структур, особенно для обоснования их зональности и типов (таких как магматоцентры). Аномалийные геофизические поля имеют различную природу и отражают несходные элементы строения земной коры, что достаточно наглядно при сопоставлении гравитационного и магнитного полей (рис. 6).

Аномальное магнитное поле четко коррелируется со структурно-формационными комплексами фундамента, крупными активизационными плутонами и новейшими вулканическими полями. Гравитационное поле отражает сложную интегральную совокупность консервативных структур фундамента (в том виде, который они приобрели после деформаций кодарского этапа раннепротерозойского тектогенеза) и разнопорядковых структур активизации. Отмечается зональность гравитационного поля, в которой принципиальные границы раздела имеют северо-западную ориентировку.

Выделяются три сегмента: Северо-восточный, Алдано-Амгинский с консервативным типом строения земной коры, как он был зафиксирован

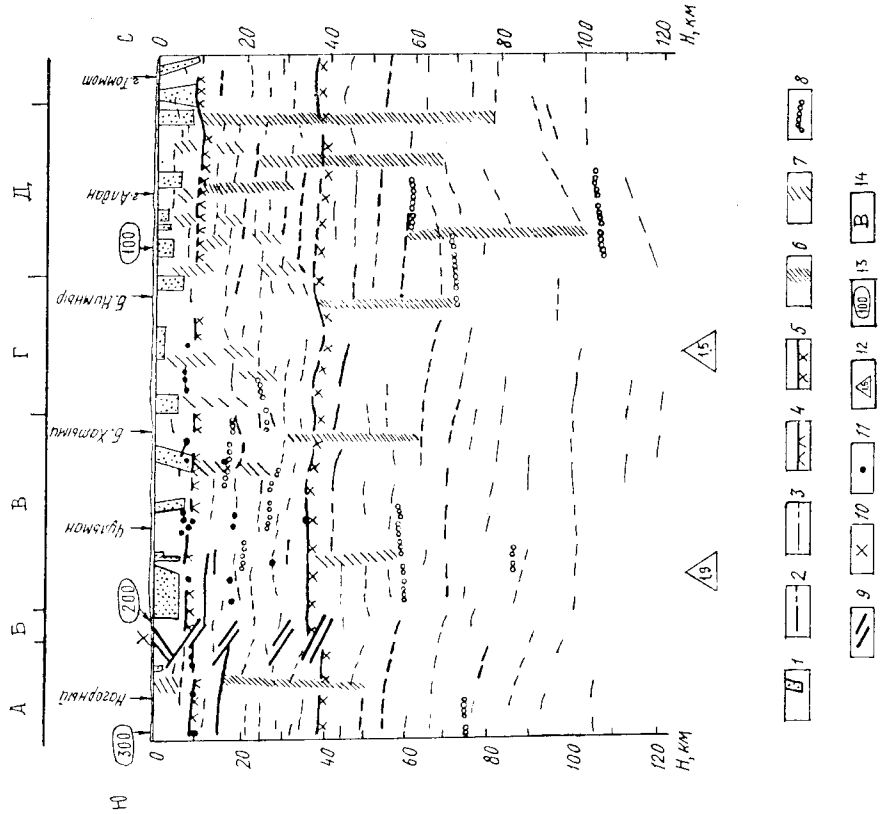

Рис. 4. Геолого-геофизический разрез по профилю Томмот—Нагорный. Сейсмические данные по Н. К. Будину, 1975.

1 — контуры намагниченных тел по Т. А. Арутиной, 1972; *2* — границы интенсивных обменов сейсмических волн; *3* — прочие границы обмена; *4* — горизонт Г в гранитно-метаморфическом слое; *5* — поверхность Мохоровичича; *6* — подводящие каналы от очагов среднемезозойской магматогенерации; *7* — подводящие каналы от промежуточных очагов магмообразования; *8* — аномальные границы обмена (по обменным волнам аномальной поляризации), соответствующие в ряде случаев кровле волноводов — зон пониженной скорости сейсмических волн; *9* — главные зоны разломов земной коры; *10* — Южно-Алданский надвиг; *11* — гипоцентры землетрясений по Е. И. Эрглис, 1972; *12* — геотермический градиент современный по У. И. Монсеенко, 1988; *13* — среднемезозойские палеотемпературы на поверхности (в °С); *14* — среднемезозойские структуры (*А* — Эймнахско-Сутамская промежуточная область конвергенции, *Б* — Беркакитская взбросо-складчатая зона, *В* — Алдано-Чульманская грабен-моноклиналь, *Г* — Алданский свод, *Д* — Центрально-Алданская магматогильбовая система центрального типа в тыловой области конвергенции).

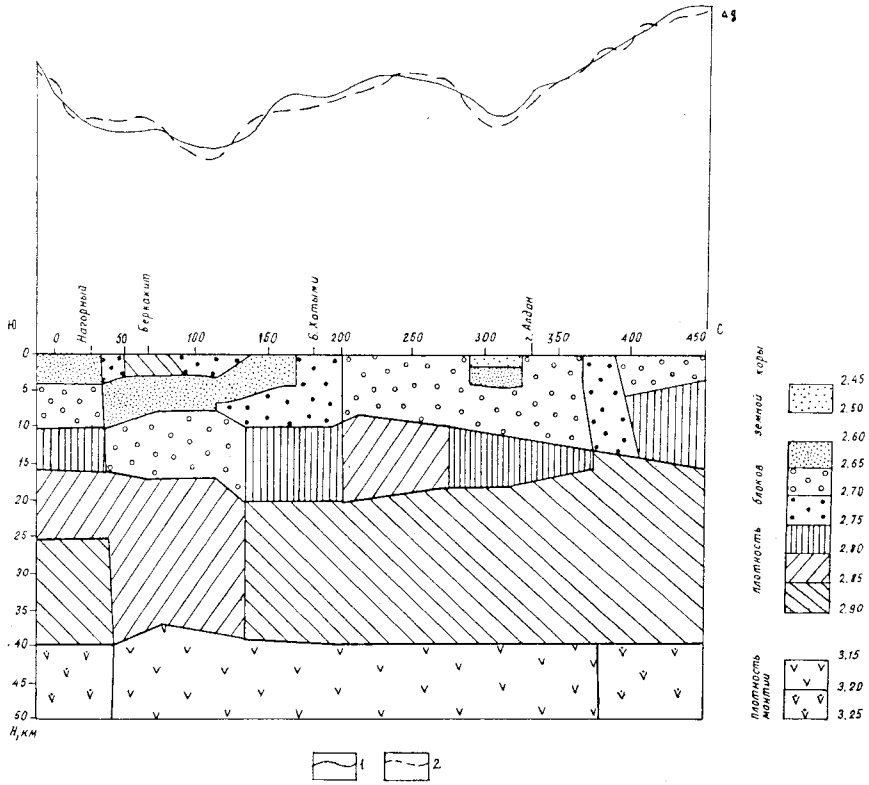

Рис. 5. Плотностной разрез по профилю АЯМ (по Ю. Ф. Малышеву и В. И. Бородину, 1990).

Кривые Δg: *1* — исходная, *2* — расчетная.

при образовании Тимптонской моноклизы. Два других имеют деструктивный характер строения земной коры. Якокутско-Жуинский сегмент ограничен с юга Алданским сводом и Нечерским горстом. Он включает отрицательные гравитационные аномалии среднемезозойского магматизма, плитно-активизационные структуры верхнепалеозойской активизации с положительной аномалией Никольского плутона, а также субмеридиональные фрагменты аномальных зон, присущие архейским структурам (таким как шовные и вулканические пояса). Чарско-Становой сегмент максимального разуплотнения раннедокембрийской коры совпадает с крупной отрицательной гравитационной аномалией на месте разнотипных структур многократной активизации. Здесь сохранились только реликты земной коры, свойственной протократонным и диалитоплинтовым структурам.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На рассматриваемой территории располагаются две крупные геоморфологические области: равнинная и горная. В пределах равнинной области основными морфоструктурами являются слабодеформированные новейшими движениями Алданское нагорье и Приленское плато. На стыке горной и равнинной областей выделяется переходная зона морфоструктур: восточная периферия Патомского нагорья, западные окраины Олекмо-Чарского (Станового) нагорья и Станового хребта. Горная область (хребты Кодар и Удокан) приурочена к зоне интенсивных новейших движений. Особо должны быть выделены тектонические впадины, расположенные в Чарской рифтовой зоне и вне ее (Чарская, Чаруодо-Токкинская, Верхнекаларская и др.).

В границах перечисленных морфоструктур располагаются элементы тектоногенного, вулканогенного, выработанного, денудационного, экзарационного и аккумулятивного рельефа.

ТЕКТОНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Тектонические уступы, созданные разрывными дислокациями, располагаются по границе равнинной и горной областей, а также в пределах последней. Наиболее протяженной (350 км) является сейсмогенная система уступов северо-западного направления. Высота уступов от 100 м (Становой хребет) до 400—700 м (хребты Удокан и Кодар), крутизна 10—40°. Наиболее ярко выражены тектонические уступы, ограничивающие впадины Чарской рифтовой зоны. Крупнейший из них прослеживается на 100 км вдоль южного склона хр. Кодар. Он сохранился в виде реликтовых крутонаклонных поверхностей треугольной и трапециевидной формы высотой 400—700 м.

Начало формирования тектонических уступов, вероятно, относится к олигоцену, поскольку к ним прислонены олигоцен-нижнечетвертичные аллювиальные и пролювиальные образования (Каларская впадина, долины рек Сюльбан и Конда). Образование уступов продолжается доныне, что устанавливается по смещениям верхнечетвертичных образований (долина р. Конда, Чарская впадина), поэтому возраст тектонических уступов определяется обобщенно как плиоцен-четвертичный.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Лавовое плато, созданное излияниями лав, располагается в центральной части хр. Удокан на высоте 1600—2200 м. В рельефе это ровные поверхности с уклоном 3—5°, разделенные литологическими уступами высотой 5—12 м, крутизной 15—25°. Над ровными полями лавового плато местами возвышаются полуразрушенные конусы потухших вулканов высотой от 60 до 200 м. Поверхность плато осложнена редкими воронками взрыва

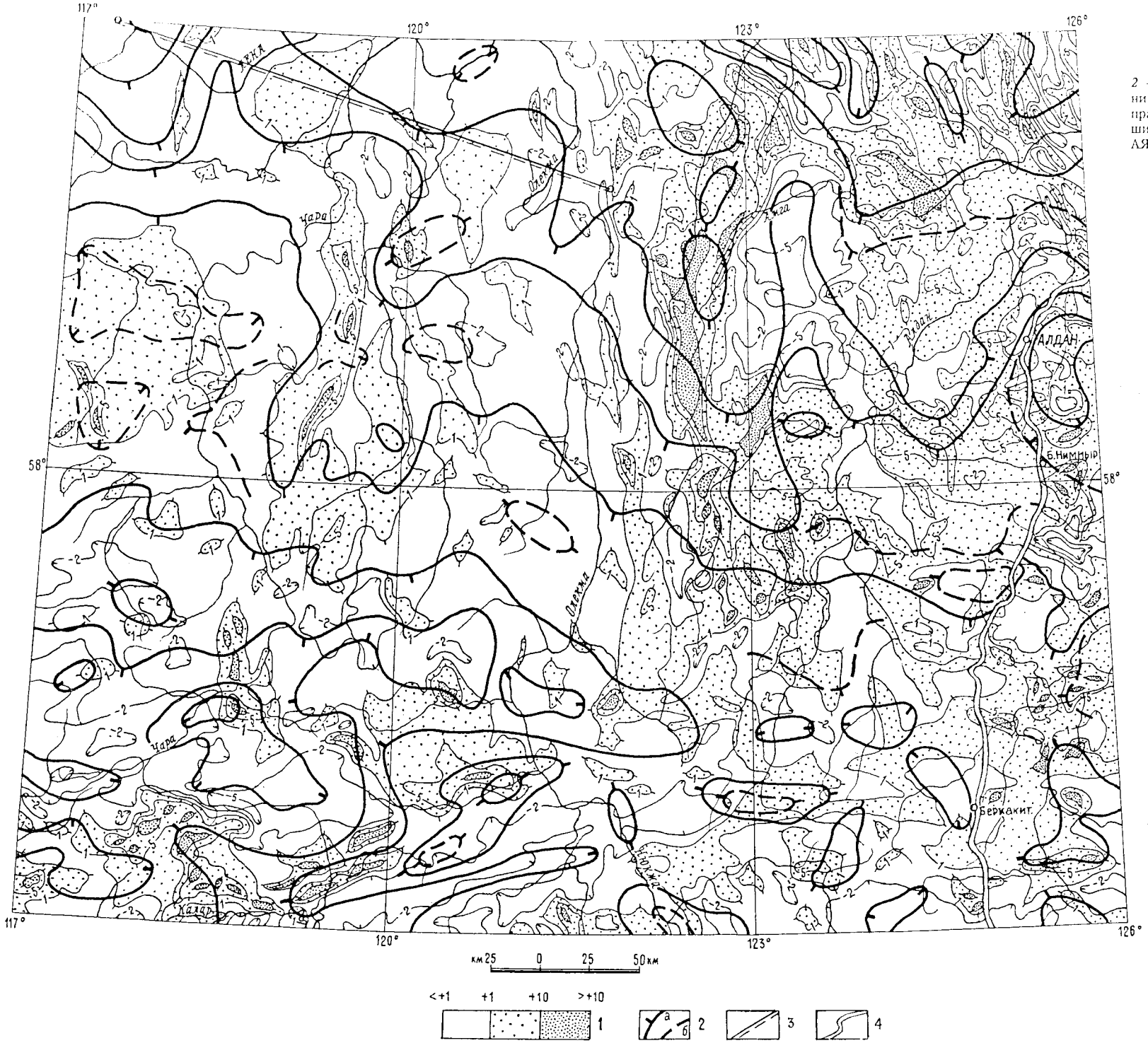

Рис. 6. Схема геофизических полей.

1 — изолинии аномального магнитного поля, мэ; *2* — изолинии поля силы тяжести в условных единицах (*а* — общие, *б* — локальные); *3—4* — направление сейсмических профилей (*3* — ГСЗ больших взрывов Лена—Олекма, *4* — МОВЗ по трассе АЯМ Томмот—Нагорный).

Зак. 1740, вклейка

(?) диаметром несколько метров. Там, где лавовое плато подверглось ледниковой обработке, встречаются корытообразные понижения, остатки ледниковых ниш, плохо выраженные бараньи лбы и озерные ванны (междуречье Канкса и В. Ингамакита).

Время формирования лавового плато определяется по возрасту слагающих его эффузивов как миоцен-нижнечетвертичное.

Лавовые потоки установлены в верховьях левых притоков р. Эймнах и в долине р. Сыня. Они характеризуются ровной или слабоволнистой поверхностью. Длина их нередко достигает 10 км при ширине 150—200 м. В карах в начале такого потока установлены округлые вулканические жерла до 300—400 м в поперечнике.

Современный возраст лавовых поверхностей определяется по перекрытию лавовыми потоками верхнечетвертичной морены.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф, предопределенный складчатой структурой. Основными элементами этого рельефа, характерного для Патомского нагорья, являются резко вытянутые в субмеридиональном направлении увалы, гряды и понижения, отвечающие узким линейным складкам верхнего протерозоя и кембрия. Их длина — десятки километров, ширина 2—15 км. Вершины увалов плосковерхие. Ширина их до 1 км, превышение над поверхностью понижений 200—400 м, крутизна склонов 5—15°.

Близ долины р. Лена этот рельеф срезан плиоцен-нижнечетвертичной террасой, что позволяет определять его возраст как доплиоценовый (мел-палеогеновый?).

Рельеф, образовавшийся в результате препарировки мезозойских интрузий. Отпрепарированные селективной денудацией лакколиты и штоки послеюрских изверженных пород образуют одиночные «гольцы» (горы Титан — 1611 м, Батько — 1510 м и др.) или группы гольцов (Эвотинская — 1603 м). Относительные превышения их над поверхностью нагорья 200—700 м. Вершины их куполовидные, реже островерхие или плоские. Склоны гольцов крутые, осложнены нагорными террасами. Время проявления селективной денудации совпадает скорее всего с доплиоценовой (мел-палеогеновой?) эпохой денудационного выравнивания.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Рельеф, созданный глубинной и боковой эрозией рек (поверхности скульптурных речных террас). Наиболее высокая скульптурная терраса известна на правобережье р. Лена, в бассейне М. Патома. Высота ее 200—280 м, длина 25 км, ширина до 5 км. Г. Ф. Лунгерсгаузеном она названа Табагинской. В долинах рек Молбо, Чара и Олекма известны аналогичные террасы несколько меньших размеров.

Террасы этого уровня врезаны в доплиоценовую (мел-палеогеновую?) поверхность выравнивания и местами маркированы остатками аллювиальных плиоцен-нижнечетвертичных отложений. К ней в свою очередь прислонен комплекс четвертичных террас. Таким образом, возраст скульптурных террас определяется как плиоцен-нижнечетвертичный.

Рельеф, созданный эрозией (склоны речных долин). Склоны крупных речных долин характеризуются различной крутизной и неравномерными превышениями над тальвегом. Долины часто имеют четковидное строение;

V-образный поперечный профиль, местами приближающийся к ущелью или каньону, характерен для участков прорыва (р. Олекма). Склоны здесь, как правило, выпуклые. Расширенным участкам долин присущ ящиковидный поперечный профиль. Склоны их прямолинейные, подчас очень крутые. Склоны долины р. Лена большей частью асимметричны.

Возраст склонов эрозионных долин определяется по синхронным им террасовым комплексам, формирование которых после палеоцен-эоценовых кор выветривания продолжалось до голоцена.

Рельеф, созданный склоновыми процессами (денудационные склоны гор и возвышенностей). Морфологически это участки высокогорного и среднегорного рельефа, развитого преимущественно на юге и юго-востоке территории. Облик рельефа этих районов определяет густая речная сеть, гребневидные, реже плосковерхие водоразделы и склоны различной крутизны. Максимальные абсолютные отметки (1700—2700 м) с относительными превышениями до 1500 м и наиболее крутые склоны наблюдались на хребтах Кодар, Удокан и Нечерском массиве. В Становом хребте наиболее высокие горы с крутизной склонов до 30° имеют абсолютные высоты 800—1700 м. На высотах 850—1100 м наблюдались выровненные площадки — педименты, интенсивно расчлененные молодыми эрозионными долинами. Такие педименты прослеживаются на 60 км над обоими бортами долины р. Дырын-Урях, уходя далее на кряж Чельбаус. Ширина педимента около 12 км.

Время формирования рельефа определяется как олигоцен-раннечетвертичное по возрасту консервирующих этот рельеф лавовых покровов (хр. Удокан).

Рельеф, созданный комплексной денудацией поверхности выравнивания. Поверхность выравнивания, срезающая древнее складчатое основание, развита на породах кристаллического фундамента на абсолютных высотах от 600 до 2400 м. Рельеф ее холмистый, пологоувалистый, с выположенными водоразделами и широкими блюдцеобразными понижениями. Для Олекмо-Чарского нагорья характерны вытянутые (до 100 км) плоские междуречные пространства. Относительные превышения составляют 200—300 м. Крутизна склонов 2—4, редко до 10°. В бас. р. Чаруода и верховий р. Токко на денудационную поверхность выравнивания наложены экзарационные формы: бараньи лбы, курчавые скалы и ледниковые ванны, занятые ныне озерами. Широко распространены формы морозно-солифлюкционного и нивального выветривания.

Домиоценовый возраст денудационной поверхности выравнивания определяется на основании двух факторов: в нее врезаны долины с комплексом плиоцен-нижнечетвертичных рыхлых образований (верховье р. Сюльбан); эта поверхность перекрыта базальтами миоцен-раннечетвертичного возраста, а на Алданском нагорье фиксирована палеогеновыми корами выветривания.

Поверхность выравнивания, срезающая платформенные структуры, распространена на пологозалегающих, слабодислоцированных осадочных толщах кембрия и юры Приленского плато. Она характеризуется пологоволнистыми водоразделами и плоскими широкими понижениями. Крутизна склонов обычно 2—4°. Характерные микроформы — денудационные, в том числе куэстовые уступы, крастовые воронки и др. Протяженность денудационных уступов десятки километров, высота от 20 до 120 м. Бровка их выражена четко, крутизна 25—30°. Куэстовые уступы имеют меньшую протяженность, чем денудационные. В остальном они сходны с денудационными. Карстовые формы представлены блюдцами, воронками,

соговыми полянами и т. п. В Чульманской депрессии поверхность выравнивания охватывает плоские водораздельные пространства (столовая равнина).

Денудационная поверхность выравнивания датируется как раннепалеогеновая, поскольку на ней установлены реликты каолиновой коры выветривания предположительно позднего мела—палеогена.

ЭКЗАРАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Экзарационный рельеф представлен альпинотипным высокогорьем (абс. отм. 2000—3000 м), характерными чертами которого являются сильное расчленение и значительная энергия рельефа (врез до 3 км) при широком развитии каров, трогов и гребневидных водоразделов. На хр. Кодар наиболее крупные кары достигают ширины 5 при глубине 2 км. Склоны каров крутые — 30—40°. Нередко наблюдаются каровые лестницы. Длина крупных троговых долин достигает 50—70 км, ширина 1,7—2,5 км и глубина 0,5—1 км. Крутизна бортов трогов 25—35°. Для продольного профиля троговой долины характерна ступенчатость. Высота ригелей до 50—150 м. Нередки такие формы, как бараньи лбы и курчавые скалы. Склоны трогов иногда осложнены маргинальными каналами [286].

Водоразделы почти повсеместно представляют собой пилообразные зубчатые гребни, протягивающиеся на значительные расстояния (длина главного гребня хр. Кодар — более 100 км). Их склоны подчас совершенно отвесны, а на стыках отдельных гребней обычны карлинги.

Позднечетвертичный возраст экзарационного рельефа определяется по коррелятным ему ледниковым отложениям.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Речные террасы различаются по строению (цокольные и аккумулятивные), возрасту и гипсометрическому положению. Датировка террас производится по возрасту слагающих их осадков.

Плиоцен-раннечетвертичная аккумулятивная терраса высотой 100—130 м наблюдалась в долине р. Конда. Она имеет протяженность 25 км и характеризуется сравнительно ровной площадкой, крутыми (более 30°) склонами и четкой бровкой. Близ склона долины на поверхности террасы наблюдается понижение типа тылового шва. Терраса сложена аллювиально-пролювиальными отложениями.

Раннечетвертичные цокольные террасы высотой 80—180 м в долинах рек Лена, Чара и Олекма имеют два уровня, расположены одна над другой с интервалом 40—60 м. Они разделены пологим склоном. От верховьев вниз по течению рек высота террас снижается со 180 до 80 м. Площадки террас широкие с уклоном в сторону реки. На других участках долины р. Лена сходные террасы известны под названиями «тустахская» и «черендейская» [106]. В долине р. Калар реликты раннечетвертичной цокольной террасы высокого уровня сохранились по обоим берегам. Ее высота увеличивается вниз по течению реки от 100 до 160 м. Ширина террасы около 400 м. Поверхность террасы плоская, наклоненная к реке. Бровка четкая.

Цокольная терраса более низкого уровня наблюдалась в долине р. Чара, ее высота 55—70 м, ширина — несколько десятков метров. Мощность аллювиальных отложений здесь измеряется несколькими метрами. Близ пос. Бес-Кюель и по правобережью р. Торго терраса становится аккумулятивной. Ее высота 40—60 м, ширина — от нескольких сот метров до 1 км.

Среднечетвертичная (цокольная) терраса высотой 25—35 м установлена только в долине р. Чара между устьем р. Джелинда и пос. Токко. Ее цоколем служат аллювиально-пролювиальные образования раннечетвертичного возраста. Покров террасы сложен аллювиальными песчано-галечными, часто косослоистыми песками. Терраса хорошо выражена морфологически, имеет крутой, нередко отвесный уступ, линейную бровку, сравнительно отчетливый тыловой шов.

Среднечетвертичная цокольная терраса высотой 20—60 м встречается по долинам в виде разрозненных площадок протяженностью до 1—1,5 км при ширине от нескольких десятков метров до 0,5 км. Лишь на расширенных участках р. Олекма эта терраса протягивается на 10—15 км при ширине 1—3 км. Поверхность террасы ровная или слабоволнистая с уклоном в сторону реки.

Рельеф, созданный совместной деятельностью рек и озер. В долине р. Чара (озерно-аллювиальная) терраса имеет высоту 20—25 м, а в долине р. Лена около 40 м над урезом реки. Бровка террасы выражена четко. В направлении от бровки к тыловому шву высота террасы постепенно повышается (до 90—100 м на р. Чара и 120—140 м на р. Лена). При этом не наблюдается четко выраженных перегибов, которые могли бы свидетельствовать о террасовом комплексе. Генетическое и возрастное единство этой поверхности подтверждается однообразием слагающих ее озерно-аллювиальных песков, отложившихся в конце среднечетвертичного времени.

Позднечетвертичные аккумулятивные террасы высотой 8—25 м в долине р. Лурбун имеют два уровня: 11 и 8 м. Ширина 11-метровой террасы 3—5 м. Площадка ее плоская, пологонаклонная в сторону русла реки. 8-метровая терраса прислонена к 11-метровой. Ее площадка горизонтальная, часто заболочена. В долинах рек Калакан и Курунг-Юрях террасы аналогичны лурбунским.

В долинах рек Чара и Лена террасы достигают высоты 17—25 м. Их протяженность несколько километров, ширина площадок до 1 км. Террасы повсеместно характеризуются крутым уступом, четкой бровкой, ровной площадкой, нередко со следами стариц.

Позднечетвертичные (перигляциальные) террасы высотой 5—16 м в Чарской впадине сохранились по берегам р. Чара в виде эрозионных останцов площадью от 3—5 до 30—45 км^2. Уступы террас имеют высоту 6—9 м. Чаще всего они сильно разрушены. Их крутизна варьирует от 10 до 30°.

В долине р. Чара (близ поселков Бес-Кюель и Токко) протяженность террас от 4 до 10 км, ширина от 1 до 3 км. Террасы имеют четкий, часто отвесный уступ и линейную бровку. В долине р. Лена террасы протягиваются до 15 км при ширине 2—3 км. Высота бровки над урезом реки здесь до 16 м.

Позднечетвертичные (цокольная и аккумулятивная) террасы высотой от 3 до 20 м образуют в бас. рек Олекма, Алдан и Чара два уровня: I и II надпойменный. Высота I надпойменной террасы 3—8 м (на р. Олекма 15—17 м). Для нее характерна ровная площадка шириной от нескольких сот метров до нескольких километров при длине 5—7, реже 10—15 км. Бровка и уступ этой террасы четко выражены. Поверхность прорезана старицами и изобилует озерами.

II надпойменная терраса имеет высоту 17—20 м на крупных реках и 12—15 м на их притоках. Ширина ее площадки от нескольких десятков метров до 0,5—0,7 км, протяженность сотни метров. Поверхность ровная,

с уклоном в сторону реки. Уступ над поверхностью I надпойменной террасы четкий, высотой 5—7 м.

Современные пойменные террасы развиты почти на всех реках района. На крупных реках (Лена, Олекма, Чара) выделяются два уровня поймы: высокий (7—12 м) и низкий (до 5 м). По остальным рекам прослеживается нерасчлененная пойма высотой от 2 до 3 м. Ширина пойменных террас по рекам измеряется несколькими километрами, достигая по р. Чара в Чарской впадине 10—12 км. Поверхность пойменных террас изрезана старицами и изобилует старичными озерами и болотами.

Русловые формы встречаются по всем рекам района. Они представлены насыпными островами, косами, перекатами и т. п.

Рельеф, созданный озерной аккумуляцией, сохранился в виде реликтов озерной равнины (три участка) на территории Чарской впадины общей площадью около 150 км^2. Они располагаются на абсолютных высотах 800—850 м и характеризуются плоской горизонтальной поверхностью, осложненной современными эоловыми холмами. В Токкинской впадине озерная равнина отмечена на двух участках. Поверхность ее большей частью заболочена.

Возраст озерной равнины среднечетвертичный.

ЛЕДНИКОВО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Среднечетвертичная пологохолмистая моренная равнина распространена в пределах Кодаро-Удоканского горного района и по его периферии. Она характеризуется плоской поверхностью, по которой беспорядочно разбросаны холмы высотой 3—4, реже 10—12 м и западины до 2—4 м шириной. На отдельных участках морены перекрывают склоны прилегающих возвышенностей и наследуют мезоформы погребенного рельефа. Морфологически ее трудно отличить от рельефа делювиальных шлейфов.

Позднечетвертичный рельеф конечных, стадиальных и донных морен представляет собой скопление беспорядочно разбросанных, реже ориентированных по движению ледника гряд, холмов высотой до нескольких десятков метров. Понижения между холмами и грядами заболочены или заняты небольшими озерами.

Конечные моренные валы выдвинуты во впадины по всем основным трогам хребтов Кодар и Удокан. Форма их различна: булавовидная дугообразная, в виде амфитеатра или шлейфа подножия. Валы имеют крутой (до 20°) внутренний склон и несколько более пологий (до 15°) лобовой уступ высотой от нескольких десятков до 200—300 м.

Боковые моренные валы отмечены в грабен-долинах рек Кемена, Бол. Икабья. Длина их 5—6 км, ширина до 1 км. Формирование моренного рельефа происходило во второй половине позднечетвертичного времени.

Среднечетвертичная флювиогляциальная равнина характеризуется наряду с равнинностью наличием многочисленных холмов, иногда гряд камового и озового происхождения. Из высота измеряется несколькими метрами, протяженность — первыми десятками метров. Иногда они последовательно продолжают друг друга на расстояние нескольких километров (севернее р. Мурурин). Их возраст определяется по времени накопления водно-ледниковых образований как среднечетвертичный.

Водно-ледниковая терраса среднечетвертичного возраста известна в долинах рек Калар и Левые Унгры. Высота ее около 70 м, ширина от 0,5 до 4 км. Поверхность террасы всхолмленная, уступ крутой, бровка четкая.

Позднечетвертичные водно-ледниковые террасы, как правило, заключены между конечными моренными валами (Н. Ингамакит) или спускаются от лобового уступа моренного вала вниз по реке (Катугин и др.). Поверхность водно-ледниковых площадок сильно всхолмленная. Их высота над тальвегом от 8 до 30 м. Крутизна террасового уступа 25—30°.

Водно-ледниковые террасы — фациальные аналоги позднечетвертичных морен.

Рельеф, созданный временными потоками (шлейфы подножия и наземные дельты). Крупные шлейфы подножия располагаются вдоль тектонических уступов по северному краю Чарской, Кабактинской и других впадин. Их ширина 2—3, реже 5—8 км. Поверхность шлейфов выпукло-покатая. На отдельных участках шлейфы имеют ступенчатое строение, обусловленное молодыми тектоническими движениями. Мелкие шлейфы подножия наблюдаются почти повсеместно у подошвы склонов гор и глубоких речных долин. Они характеризуются полого-вогнутым профилем и сравнительно плоской поверхностью.

Шлейфы подножия смыкаются с пойменными или перигляциальными террасами, что определяет их возраст как позднечетвертичный—современный.

Наземные дельты и конусы выноса распространены почти во всех впадинах и крупных долинах. Континентальные дельты длиной 12—14 км наблюдаются в Чарской впадине. Один из наиболее крупных конусов выноса длиной 7 км отмечен в долине р. Анарга. Поверхность континентальных дельт и конусов выноса наклонена и имеет увалистый характер. Наиболее распространенными микроформами являются струйчатые гряды и ложбины, образованные растекающимися, не имеющими постоянного ложа, водотоками, а также микроформы, связанные с мерзлотными процессами.

Возраст поверхностей континентальных дельт и конусов выноса современный.

Эоловый рельеф. Эоловые холмисто-грядовые равнины в урочище «Пески» (Чарская впадина) занимают площадь 30—35 км^2. Эоловые гряды урочища можно подразделить на три группы: 1) крупные гряды запад-северо-западного простирания имеют длину 3—3,5 км. Высота гряд в центральной части равнины достигает 16 м, по периферии она снижается до 5—7 м; 2) гряды средних размеров преимущественно северного простирания располагаются между цепями крупных гряд; 3) мелкие «языковые» гряды в основном южного простирания, морфологически плохо выражены, распространены на юге урочища. Поверхность гряд покрыта знаками мелкой эоловой ряби. Закрепленные эоловые холмы и гряды встречаются также в бас. р. Ункур и в низовьях р. Ср. Сакукан. Возраст эолового рельефа современный.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории развития территории выделяются неравнозначные по длительности интервалы времени, каждому из которых был свойствен определенный тектонический режим, а именно, пермобильный для архейского акрона, протократонный для раннепротерозойского эона, платформенный для рифейского эона и палеозойской эры, и, наконец, тектоно-магматической активизации для трех интервалов времени — среднепалеозойского, среднемезозойского и кайнозойского. В этой последовательности отражается важнейшая особенность геологического развития территории — направленная и неповторимая эволюция ее земной коры.

Архейский акрон. Это время становления земной коры, начало ее геологической истории, которая уверенно расшифровывается для позднеархейского эона. На протяжении всего акрона земная кора была неоднородной, обозначенные геологические неоднородности реально существуют, однако их природа, корреляция и взаимодействие остаются труднораспознаваемыми.

Раннеархейский эон. В обстановке слабоконтрастного рельефа формируются обширные, иногда линейные вулканические поля и бассейны, относящиеся к двум типовым категориям структур, в развитии которых выделяются условно две стадии. Общими закономерностями заполнения областей прогибания этого времени был существенно лавовый характер вулканизма, активное силлообразование и господство хемогенных глинисто-мелкообломочных осадков. На наиболее стабильных территориях — литоплинтах — происходит накопление пелитов, алевропсаммитов, кремнистых пород с одновременным излиянием толеит-ферротолеитовых лав, сопровождаемых лейкобазальтами, андезитами и дацитами. В силлах и мелких телах проявлены продукты мафит-ультрамафитовых магм. Среди осадков встречаются слои черных сланцев, карбонатных пород и марганценосных отложений. В более подвижных областях, обрамлявших литоплинты, образуются первичные вулканические пояса, ассоциации которых формируют диалитоплинтовые области. Здесь происходит излияние бимодальных лав (коматиит-лейкобазальт-толеитовых с дацитами), сопровождаемых мелкими телами мафит-ультрамафитов при постоянном присутствии алевропелитов и граувакк, а иногда кремнисто-железистых пород и черных сланцев. Вторая стадия повсеместно, особенно в диалитоплинтовых областях, характеризуется накоплением андезитов и дацитов, после чего происходит общая инверсия, в ходе которой ниже мигматитового фронта начинается массовое гранитообразование, отражающее особенности состава вмещающих пород и уровень достигнутого метаморфизма — в гранулитовой фации эндербитов и чарнокитов, а в амфиболитовой фации — тоналитов и плагиогранитов. Возможное присутствие иных разновидностей гранитоидов пока не доказано. Наблюдаемые на современном эрозионном срезе нижнеархейские образования метаморфизованы в условиях грану-

литовой—амфиболитовой фаций регионального мета аморфизма: на литоплинтах умеренного давления, на диалитоплинтах повышенного давления (в том числе на крайнем востоке — сверхвысокого давления, что, возможно, обусловлено негидростатическими причинами). Время выхода этих образований на поверхность различно.

Позднеархейский эон. В это время образуется унаследованная система главных тектонических структур — вторичные вулканические пояса в диалитоплинтовой области и аналитоплинтовые впадины на литоплинтах. Составляя определенный латеральный ряд (ансамбль) структур, на современном уровне изученности нельзя доказать, являются ли они частями единого бассейна или были ничем иным как изначально автономными образованиями. В отдельных вариантах не исключается их тектоническая сближенность. Вместе с тем, по характеру магматизма не вызывает сомнений, что некоторые из вторичных вулканических поясов трассируют коро-мантийные сутуры стационарного состояния. Сюда относятся коматиит-толеит-дацитовые пояса осевой зоны ансамбля, а также цепочки ультрамафитовых интрузий — возможных представителей глубинного среза тех же поясов. Периферические вулканические пояса являются толеит-дацитовыми кремнисто-железистыми.

Между периферическими поясами встречаются вторичные литоплинты. Для них характерны двухъярусное строение с угнетенным вулканизмом толеит-дацитового ряда, а также наличие в разрезе нижнего яруса хорошодифференцированных осадков (карбонатно-черносланцевых), а в верхнем ярусе — молассоидов. В шовной зоне литоплинтов появляются вулканические пояса с толеитами повышенной калиевости и слоями кремнистых и мергелистых осадков. В центральной части литоплинта располагается обширная археорифтовая впадина, в низах разреза которой предполагаются коры выветривания. Впадина представлена трахибазальтами с угнетенной фацией дацитов и карбонатно-силикатными породами, иногда сульфат-борсодержащими. Здесь же присутствуют малые интрузии перидотит-пироксенит-габбрового состава. Эта последовательность, характерная для северной части территории, нарушается в результате последующих деформаций в южных районах, где многочисленные изолированные фрагменты былых вулканических поясов плохо коррелируются между собой, хотя могут быть отнесены ко всем вышеназванным разновидностям. Исключением является один из них — Бурпалинский — с толеит-дацитовым вулканизмом и кремнисто-карбонатно-псаммитовым типом разреза, прерванного дифференцированными мафит-ультрамафитовыми меде-никеленосными интрузиями.

Образование верхнеархейских структур прерывалось дважды мощными вспышками гранитообразования и диастрофизма. Первая из них (на рубеже около 2,7 млрд лет) привела к образованию палингенно-магматических гранитоидов почти ареального распространения. По-видимому, с этой вспышкой связана метаморфизация пород вулканических поясов на уровнях не ниже эпидот-амфиболитовой фации низкого давления. Появление структур с метаморфизмом повышенного давления, по-видимому, связано с наличием более жесткой коры в зоне вторичного литоплинта. Не исключено, что в это время нижнеархейские породы вместе с верхнеархейскими были охвачены единым ареалом гранулит-амфиболитового метаморфизма. К этой же стадии, очевидно, относится заложение крупной сутуры (Становой), где в нижней коре произошло образование резервуара габбро-анортозитовой магмы. После ее спокойной дифференциации формируется катазональный Олекмо-Каларский анортозитовый массив, от которого по оперяющим трещинам внедряются мелкие тела субщелочных габброидов, знаменующих собой начало второй

вспышки диастрофизма и гранитообразования. Гранитоиды этого этапа существенно калиевые, умеренноглубинные, среди них различаются как синтектонические (в основном приразломные), так и атектонические разновидности.

Раннепротерозойский (карельский) эон. Это время проявления специфического тектонического режима, резко отличного от предыдущего. Его общим результатом стала полная консолидация земной коры на значительных площадях, что способствовало появлению нового типа геологических структур, таких как платформы (кратоны по англоязычной терминологии). В определении этого режима квалификационным является такой важный элемент онтогении геологических структур раннего протерозоя, как первое появление среди них структур, тождественных плитным (хатакратонных, авлакогеновых), чем и определяется его наименование — протократонный (ранее эоплатформенный [59].

После денудации архейского рельефа формируется осадочный бассейн, представленный на территории как своей окраиной (протоперикратонная часть бассейна на северо-западе), так и крупным заливом в центре территории (протоавлакогеновая часть). Протократонные поднятия, эпизодически заливаемые морем, разделяли прибрежные районы бассейна и занимали большую площадь на востоке. Бассейн развивался нестационарно. Только в медианной зоне залива вдоль оси Удокан—Хани—Олдонгсо происходило почти перманентное осадконакопление, в то время как во всех дистальных зонах залива, а также в прибрежной части протоперикратона оно было прерывистым и суммарная мощность осадков оказалась здесь менее значительной (почти в 10 раз). Наиболее крупное протократонное поднятие находилось восточнее р. Амедичи, а также, по-видимому, за Становым хребтом.

Величина суммарного прогибания возрастала, с одной стороны, к медианной зоне осадконакопления, а с другой — вдоль нее с востока на запад и контролировалась ступенчатыми подвижками бортов, что и позволяет считать эту зону протоавлакогеновой. Седиментация была прерывистой и привела к формированию трех циклотем: трансгрессивной песчаниково-черносланцевой, эмерсивной карбонатно-песчаниковой и регрессивной песчаниковой. Эндогенные и тектонические события были приурочены не менее чем к двум фазам удоканского диастрофизма. С первой из них после накопления эмерсивной циклотемы связано внедрение вдоль бортов мелких тел пикритов, субщелочных долеритов и габбро, на протократонных поднятиях — образование шовных цепочек интрузий габбро-монцонит-гранитового ряда, а на отдельных участках — внедрение карбонатитов. Повсеместно в зонах тектонических поднятий, относящихся к инфраструктуре осушаемого бассейна, т. е. по обрамлению медианной зоны, в обстановке мощного флюидопотока и рассеянного трещинообразования происходило формирование приразломных метасоматитов и мелких тел щелочных пород. Реакцией на все эти события, разыгравшиеся по периферии бассейна, стало компенсационное прогибание остаточных частей бассейна с накоплением там отложений третьей регрессивной циклотемы (молассоидной). Вторая, заключительная фаза диастрофизма с активностью, не свойственной настоящим авлакогенам, произошла в две стадии. Сначала, после осушения бассейна, он оказался расчлененным системой поперечных поднятий вдоль трансформных разломов на изолированные грабенообразные структуры, в которых осадки оказались деформированными и зонально метаморфизованными. Главная зона деформации со значительными амплитудами движений, совместивших на одном уровне разноглубинные метаморфические комплексы, совпадала с южным бортом протоавлакогена, однако не на всем протяжении, так как уходила от него далеко на

восток вдоль Становой зоны смятия, что позволяет предполагать былое присутствие здесь второго крупного авлакогена, в настоящее время полностью денудированного [49, 64, 162, 165, 273]. Наиболее стабильной оказалась протохатакратонная Токкинская область.

Вторая, заключительная стадия этой фазы диастрофизма проявилась в наиболее погруженной части медианной зоны протоавлакогена внедрением интрузий габбро-рапакивигранитового ряда, а во всех остальных частях былого бассейна седиментации — интрузиями гранитового ряда. За пределами этих магматоактивных зон, главным образом на востоке, на протократонных поднятиях происходило формирование зон разноглубинного метасоматизма, редких гранитных интрузий и разнообразная гидротермальная проработка субстрата.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭОН-ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ПЕРИОД

Рифейское время. Глубокая площадная денудация всей территории после заключительной стадии удоканского диастрофизма обозначена во многих местах корами выветривания, наиболее ярким представителем которых являются слои первой циклотемы рифейской седиментации (Тепторгинской). Рифейский халистатический бассейн своими главными особенностями строения наследует общий план размещения раннепротерозойского бассейна. Здесь сохранились осадки проксимальной и дистальной частей рифейского бассейна, область максимального прогибания которого находилась на соседней территории, именно там, где существовал раннепротерозойский бассейн. В тектоническом смысле проксимальная часть рифейского бассейна к западу от р. Чара являлась перикратонной, а дистальная часть между реками Чара и Туолба — хатакратонной. Многопорядково-ритмичный разрез рифея на смежной к западу территории состоит из пяти циклотем, здесь же последняя из них отсутствует. Первая циклотема — денудационно-трансгрессивная — является аллит-кварцевопесчаниковой, вторая, трансгрессивная — карбонатно-песчаниково-сланцевой, третья, трансгрессивно-эмерсивная — песчаниково-карбонатно-черносланцевой, а четвертая — эмерсивная — мергельно-карбонатной. Событиями, разделяющими осадки этих циклотем, явились кратковременное осушение бассейна и внедрение малых интрузий в конце их накопления: послетепторгинских гранитпорфиров и дважды долеритов в последальнетайгинское и послежуинское время. Бассейн развивался центростремительно, в результате чего на его восточной окраине в условиях хатакратонного режима происходила преимущественно седиментация карбонатных пород, синхронных третьей и четвертой циклотемам внутренней части бассейна. Соотношение суммарных мощностей рифейского разреза в хатакратонных и перикратонных частях составляет 1 : 8. Далеко к востоку на филократоне в конце рифея (?) произошло внедрение дунитов.

Вендский—силурийский периоды. С этим временем связано накопление осадков эпиконтинентального шельфового моря, происходившее в хатакратонных условиях почти на всей территории, кроме ее дальних южных окраин. Здесь трансгрессивно, с географическим несогласием и размывом на рифейских отложениях и несогласно на раннедокембрийском фундаменте, залегают вендские отложения, последовательно и постепенно сменяемые нижнекембрийскими. Редуцированное развитие имеют среднекембрийско-нижнеордовикские и среднеордовикско-нижнесилурийские отложения. Общими закономерностями формирования осадков этого бассейна являются: 1) максимальное, длительное и компенсированное прогибание медианной зоны (Каларо-Березовской); 2) умеренное кратковременное слабокомпенсированное прогибание западнодистальной зоны;

3) слабое, длительное, компенсированное прогибание восточнодистальной зоны. Венд-раннекембрийская циклотема является соленосно-карбонатной в медианной зоне, алевролит-кварцевопесчаниковой в западнодистальной зоне и мергельно-карбонатной в восточнодистальной зоне. Остальные циклотемы сохранились только в медианной зоне, где в среднекембрийско-нижнеордовикской циклотеме представлены алевролит-мергельно-карбонатными осадками; в среднеордовикско-нижнесилурийской циклотеме — карбонатно-мергельными осадками с отложениями кор выветривания в основании. Таким образом, с начала рифея до середины силура на территории повсеместно существовал режим стабильной платформы.

Среднепалеозойское время — это время первой тектоно-магматической активизации территории в той ее части, которая в позднем протерозое и раннем палеозое была областью максимального прогибания. События протекали в три этапа. На первом этапе, в результате интенсивного субширотного сжатия, крупные блоки земной коры сдвинулись к востоку, что сопровождалось формированием складок в осадочном чехле, полнота и интенсивность которых возрастала от хатакратонной к перикратонной части платформы. В наиболее деформированной западной зоне складчатость сопровождалась крупноамплитудными разломами, в том числе сдвигами и надвигами. На втором этапе под влиянием внешнего ореола термической аномалии, ядро которой располагалось в 200 км к западу от рамки листа, произошла слабая метаморфизация осадков нижней циклотемы рифейского разреза. На третьем этапе происходит внедрение разнообразных плутонов, главным образом в юго-западной части территории, где ими формируются клиноконвергентные структуры. К ним относятся разнохарактерные плутоны, отражающие разноглубинность зонального магматизма. По периферической, тыловой зоне внедряются плутоны щелочных и субщелочных пород, а юго-западнее их, ближе к центральной зоне, внедряются интрузии умереннокислого состава.

Мезозойская эра начиналась в триасе (?) образованием небольшого кимберлитового поля. В начале юры пенепленизированные складчатые структуры палеозоя были перекрыты в северо-западной части территории морем, прибрежно-морские осадки которого сливались восточнее с отложениями аллювиальной равнины, составлявшей в это время обширный Вилюйский хатакратон. У его южной окраины и к юго-западу за Чарским филократоном в Становой зоне появляются в это время первые предвестники активизации — происходит внедрение умереннокислых магм и формирование межгорных впадин.

В начале средней юры первичный бассейн седиментации сокращается, возникает система разнотипной тектоно-магматической зональности субширотного простирания. Она контролировалась мощной термической аномалией с центром в области Станового свода при межплитном взаимодействии Амурской и Становой плит. На крайнем севере продолжал сохраняться платформенный режим, непосредственно к области которого примыкала тыловая зона активизации, развивавшаяся на северном склоне Алданского свода, который отделял Чарско-Чульманскую озерно-аллювиальную равнину от Вилюйского бассейна. В поздней юре эта тенденция многократно усиливается. В тыловой зоне активизации происходит внедрение коро-мантийных магм щелочного и субщелочного составов, а в крупных очагах магмообразования земная кора разуплотняется. Южнее, в Чарско-Чульманской зоне, в межгорных впадинах, унаследованных и наложенных, происходит интенсивное углеобразование, а по периферии — внедрение мантийно-коровых магм щелочноземельного состава. Повышенный тепловой поток вместе с ареальным трещинообразованием

вызывает метаморфизацию углей и метасоматизм базальных горизонтов юры. Еще далее к югу в Становой зоне последовательно в два этапа внедряются плутоны умереннокислых пород, происходит внедрение многочисленных роев даек и отдельные излияния субщелочных вулканитов. Отмечается до трех импульсов тектонических движений, которые хорошо распознаются только при наличии осадочно-вулканогенных образований. Наиболее значительные тектонические подвижки в виде ориентированного на север Южно-Алданского взброса-надвига происходят в промежуточной зоне между тыловой и фронтальной зонами клиноконвергентной системы структур.

Кайнозойский период. Это время формирования кор выветривания и накопления аллювиальных и озерных отложений на фоне общего нового сводового поднятия южной части территории, отражающего события байкальского рифтогенеза, резко дискордантного ко всем предшествующим структурам. Формирование кор выветривания происходило вне зон сводообразования. В центральной части Байкальского свода возникает система центральных глубоких грабенов с озерно-аллювиальными и ледниковыми отложениями, высота поднятых бортов достигает 3000 м, а на южном крыле вот уже 15 млн лет продолжают изливаться трахибазальтовые магмы. Система дочерних грабенов и горстов рассекает оба крыла свода, многие из них сейсмоактивны. Условно по долине Олекмы проходит граница Байкальского и Станового сводов. Становой свод находится, по-видимому, в начальной стадии развития, наметившиеся сейчас эмбриональные грабены могут изменить свое положение, о чем свидетельствуют эпицентры катастрофических землетрясений в западной части Алдано-Чульманской впадины.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа в большей своей части расположена в горно-таежной мерзлотной зоне и характеризуется резко выраженным континентальным климатом, а также наличием широко развитой многолетней мерзлоты сплошного и прерывистого распространения. Мерзлота в пределах Приленского плато имеет прерывистый характер и занимает 5—50 % площади. Мощность ее здесь до 50 м на водоразделах и до 200 м в долинах рек. В пределах Алданского плоскогорья мерзлота имеет также прерывистое распространение, но охватывает уже 50—95 % площади (мощность 50—200 м). На западе и юго-западе территории, в пределах хребтов Кодар, Удокан, Калар, Становой и др. мерзлотой охвачено более 95 % площади (мощность 200—300 м, в пределах наиболее высоких хребтов 500—1000 м и более).

Физико-географические и геокриологические условия в сочетании с особенностями геологического строения территории определяют особенности питания, направления стока подземных вод, характер их скопления и циркуляции. С учетом характера взаимосвязи подземных вод и многолетнемерзлых пород выделяются надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные воды сквозных и несквозных таликов. Наличие многолетней мерзлоты обусловливает проявление многих экзогенных процессов, в которых участвуют подземные воды, такие как образование наледей и погребенных повторно-жильных льдов, проявления термокарста, бугров пучения и др. Очаги разгрузки подземных вод часто фиксируются наледями, объем которых достигает 2—13 млн м^3 при дебите наледеобразующих источников до 1350 л/с [184].

Геолого-структурные условия территории определяют распространение здесь разнообразных типов скопления подземных вод. На площадях развития чехла Сибирской платформы преобладают трещинно- и трещинно-карстово-пластовые подземные воды, а в пределах выхода на поверхность пород складчатого фундамента и массивов интрузивных пород распространены преимущественно регионально-трещинные и трещинно-жильные воды. Регионально-трещинные воды объединяют грунтово-трещинные воды экзогенной трещиноватости и воды зон литогенетической трещиноватости. Трещинно-жильные (локально-трещинные) подземные воды связаны с обводненными зонами разломов. В мезозойских впадинах содержатся трещинно-пластовые, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды, а в кайнозойских — порово-пластовые.

В пределах территории, в зависимости от состава водовмещающих пород, степени их литификации, трещиноватости, дислоцированности, определяющих их коллекторские свойства и характер скоплений и циркуляций подземных вод, выделяется семь водоносных комплексов, преимущественно с пластовыми, и четыре с трещинными скоплениями подземных вод.

Водоносный комплекс рыхлых четвертичных отложений различного генезиса широко распространен, но почти повсеместно проморожен на всю их мощность и содержит в основном воды деятельного слоя. Только в долинах крупных рек и в межгорных впадинах, где водоносный комплекс представлен аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и озерно-аллювиальными отложениями иногда значительной мощности (например, в Верхнечарской впадине), может содержать порово-пластовые надмерзлотные и подмерзлотные воды. Фильтрационные свойства этих пород и их водообильность высокие. Коэффициенты фильтрации до 250—300 м/сут. Значительные запасы вод в аллювиальных отложениях приурочены к подрусловым таликам в переуглубленных долинах отдельных рек (Оконт, Унгра, Чара, Кемен, Бол. Икабья и др.). Именно к таким таликам приурочены источники с наибольшими дебитами, а единичные скважины вскрывают напорные воды с дебитом при самоизливе до 20 л/с. В таких зонах этот водоносный комплекс представляет интерес для организаций водоснабжения. Надмерзлотные воды этого комплекса имеют минерализацию 0,02—0,05 г/кг, а подмерзлотные обычно в пределах 0,1—0,3 г/кг. По составу они гидрокарбонатные, смешанные по катионам.

Водоносный комплекс плиоцен-нижнечетвертичных вулканогенных образований имеет ограниченное распространение в пределах водораздельных частей хребта Калар. Общая мощность комплекса достигает 600—800 м. Водоносный комплекс большей частью дренирован и проморожен. Только летом из базальтов вытекают низкодебитные источники. Постоянных источников, образующих наледи, здесь не отмечено. В то же время гипсометрически ниже, на контакте с подстилающими породами, наблюдаются постоянно действующие выходы слаботермальных углекислых минеральных вод (таковы источники Плотинный, Травертиновый и др.). В отношении водоснабжения водоносный комплекс бесперспективен.

Водоносный комплекс мезозойских терригенных отложений распространен в пределах мезозойских тектонических структур, где в основном приурочен к юрским, часто угленосным отложениям и в меньшей степени к отложениям раннего мела. В пределах Сибирской платформы он незначительно распространен на отдельных разобщенных водораздельных участках. Здесь породы этого комплекса сдренированы или проморожены на всю мощность. Подземные воды данного комплекса наиболее изучены в Южно-Якутском угольном бассейне, в частности в пределах Чульманской впадины. Здесь он изучен до глубин 500—700 м при общей мощности до 4,5—4,8 км. Подземные воды трещинно-пластовые на слабодислоцированных участках, где преобладает моногенетическая трещиноватость, и пластово-трещинные и трещинно-жильные — в пределах развития дислоцированных пород. Наиболее обводнены отдельные пласты грубообломочных пород или углей. Водоносный комплекс характеризуется фациальной изменчивостью, невыдержанностью пластов по мощности, различием в характере трещиноватости и тектонической раздробленности пород. Глубина залегания грунтовых вод до 50 м, а трещинно-жильных — от 25—30 до 400 м. Коэффициенты фильтрации на участках фоновой трещиноватости составляют 0,05—0,5 м/сут, в разломных зонах увеличиваются до 2—5 м/сут. Водообильность комплекса в целом высокая. Наиболее высокодебитные источники (до 200—600 л/с) приурочены к зонам пересечения разломов. Здесь скважинами вскрываются напорные подмерзлотные воды с дебитами при самоизливе до 5—18 л/с.

Сведения о водоносном комплексе в других районах весьма ограниченны. В Верхнекаларской впадине на глубине 106—141 м вскрыты напорные подмерзлотные воды. Дебит скважины при самоизливе до 3,3 л/с. В зоне свободного водообмена воды имеют минерализацию от 0,05 до 0,4 г/кг

и гидрокарбонатный кальциевый состав, а в более глубоких горизонтах минерализация повышается до 1 г/кг и более, в составе их повышаются содержания сульфат- и хлор-иона. Подмерзлотные воды комплекса и воды таликовых зон в пределах его развития пригодны для питьевого и технического водоснабжения.

Водоносный комплекс раннесилурийских карбонатных отложений ограниченно распространен в северо-западной части листа в пределах Березовской впадины. Мощность его не превышает 180—200 м. Он приурочен к водораздельным участкам и подземные воды содержатся только в нижней части разреза силура. Водообильность не изучена. Воды немногочисленных источников имеют гидрокарбонатный кальциевый состав и минерализацию до 0,5 г/кг.

Водоносный комплекс ордовикских терригенно-карбонатных отложений распространен в пределах Березовской впадины и в центральной части Каларской впадины. Водовмещающие породы неметаморфизованные, слабодислоцированные. Подземные воды рассматриваемого комплекса разгружаются в виде довольно многочисленных источников, нередко имеющих линейный характер выходов, которые обычно приурочены к кровле пластов и прослоев мергелей и глин. Дебиты источников довольно значительны — до 10—15 л/с, а в отдельных случаях до 500 л/с и более.

На правобережье р. Лена воды источников из отложений ордовика имеют низкую минерализацию, преимущественно 0,3—0,5 г/кг, и гидрокарбонатный кальциевый состав. На левобережье реки большинство источников из отложений ордовика имеют минерализацию до 10 г/кг и сульфатный кальциевый или хлоридный натриевый состав. Пресные воды этого комплекса могут служить постоянным источником водоснабжения, а солоноватые и слабосоленые воды представляют интерес как минеральные.

Водоносный комплекс кембрийских, преимущественно карбонатных отложений объединяет грунтово-трещинные и трещинно-карстово-пластовые воды. Он распространен в северной части территории листа в Березовской впадине, в пределах Среднеленской моноклизы и в Центрально-Алданском районе. В южной части он незначительно распространен в Чульманской впадине и Верхнекаларской структуре. Высокая закарстованность кембрийских пород определяет весьма неравномерную, но значительную их обводненность. Помимо проявлений поверхностного карста в виде каров, поноров, воронок и др. широко развит и подземный карст в виде пещер и других пустот, нередко вскрываемых скважинами. Мощность водоносного комплекса от нескольких десятков метров вдоль южного обрамления Сибирской платформы до 3 км в наиболее погруженных частях Березовского прогиба, в котором на глубинах более 1 км появляются пласты калийной соли, служащие региональным водоупором. На водоразделах карбонатные породы нередко сдренированы, что уменьшает мощность обводненной зоны. Питание подземных вод осуществляется за счет как подтока вод со стороны Алданского щита, так и инфильтрации атмосферных осадков и поверхностных вод. О высокой степени инфильтрации поверхностных вод свидетельствуют многочисленные суходолы в долинах мелких и средних рек. Разгрузка подземных вод осуществляется большей частью в долинах крупных рек (Олекма, Чара, Амга, Туолба и др.), свидетельством чему является весьма значительное число крупнодебитных (до 10 л/с и более) постоянно действующих источников у уреза воды в этих реках и ниже его (субаквальных источников). В северной части листа водоносный комплекс нижнего кембрия перекрыт мощной толщей более молодых палеозойских отложений. Здесь зона свободного водообмена рассматриваемого комплекса отсутствует.

Воды зоны свободного водообмена кембрийских отложений наиболее изучены в Центрально-Алданском районе. Здесь коэффициент фильтрации в доломитах в среднем составляет 0,8—1,2 м/сут. Дебиты источников в целом весьма различны и величины их колеблются от сотых долей до 100 л/с и более. Преобладающие значения от 1 до 25 л/с. Удельные дебиты скважин в наиболее изученном Центрально-Алданском районе с глубиной до 400 м составляют от 0,4 до 3,3 л/с (преобладают 1—2,8 л/с). Подземные воды данного комплекса здесь часто залегают значительно ниже подошвы мерзлых пород (до 150 м и более) и обычно являются напорными. Разгрузка их осуществляется через систему сквозных напорно-фильтрационных таликов в долинах рек Селигдар, Куранах, Якокит, Нимныр, Томмот и др.

По химическому составу воды источников гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией от 0,2 до 0,5 г/кг и сульфатные кальциевые с минерализацией от 0,5 до 1—2 г/кг, иногда более, в районах развития гипсоносных пород. В Березовской впадине на глубинах 200—360 м в отложениях нижнего кембрия вскрываются уже надсолевые рассольные воды с минерализацией от 158 до 195 г/кг, а на глубинах более 1000—1300 м — подсолевые крепкие рассолы хлоритного кальциевого типа с минерализацией до 380 г/кг (Геология зоны БАМ, т. 2, 1988). В целом мощность пресных вод в районах выхода данного комплекса на поверхность от 150 до 300 м. В пределах этих глубин водоносный комплекс перспективен для целей водоснабжения.

Водоносный комплекс вендских карбонатно-терригенных отложений выходит на поверхность по южному фасу чехла Сибирской платформы, по северному фасу Чульманской впадины, в Верхнекаларской структуре и в синклиналях бассейна рек Жуя и Молбо. В последних карбонатно-терригенные породы дислоцированы и содержат наряду с трещинно-карстово-пластовыми трещинные и трещинно-жильные подземные воды. Водоносный комплекс изучен слабо. На водораздельных пространствах щита он сдренирован или проморожен. Преобладающие дебиты источников от 1 до 35 л/с. Повышенная водообильность отмечается на участках выклинивания водоносного комплекса и на контакте с юрскими породами. Здесь зафиксированы источники с дебитами до 2000 л/с (Тимптонские, Юхтинские и др.). Разгрузка их сопровождается образованием крупных наледей. По составу воды источников гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией до 0,3 г/кг.

Водоносный комплекс зон экзогенной и региональной трещиноватости в рифейских карбонатно-терригенных и терригенных отложениях распространен в Патомской складчатой области, а также приурочен к нижнему ярусу чехла Сибирской платформы и местами выходит на поверхность в бассейнах рек Чара и Олекма. Водовмещающие породы в пределах р. Жуя дислоцированы и разбиты многочисленными разломами, особенно вдоль шовной зоны по границе с Сибирской платформой. Водоносность связана как с зоной экзогенной и региональной трещиноватости, так и с закарстованными карбонатными породами. Мощность экзогенной трещиноватости водовмещающих пород по данным на смежной территории Патомской складчатой области составляет 40—80 м. Обводненность пород носит локальный характер в зоне выветривания на участках таликов и в зонах тектонических нарушений. Глубина залегания трещинных вод в таликах от 2 до 80 м. Подмерзлотные трещинно-жильные и трещинно-карстовые воды развиты с глубины 100—200 м. Дебиты источников трещинных вод от 0,5 до 10 л/с, трещинно-жильных — до 30—70 л/с и более. По составу воды гидрокарбонатные, кальциевые и магниевые. Воды

из терригенных отложений более пресные (до 0,1 г/кг), чем воды из карбонатных пород (до 0,3 г/кг).

Водоносный комплекс зон экзогенной и региональной трещиноватости в терригенных отложениях нижнего протерозоя развит в Кодаро-Удоканском районе, а также в Олдонгсинской, Ханинской и Угуской грабен-синклиналях. Водовмещающие породы представлены в разной степени метаморфизованными, обычно сильно дислоцированными.

Наиболее изучен водоносный комплекс в Кодаро-Удоканском высокогорном районе. Здесь породы обычно проморожены на значительную глубину. В сводовых частях хребтов мощность мерзлых пород может достигать 1000—1600 м, а температура их опускаться до —16 °С. В долинах рек мощность мерзлых пород уменьшается до 200—300 м. Здесь наблюдаются сквозные талики напорно-инфляционного типа (долины рек Бол. Икабья, Читканда, Наминча и др.). В верхней части разреза содержатся надмерзлотные воды деятельного слоя, приуроченные к зоне выветривания, обычно имеющей незначительную мощность (до 15—30 м). Эти воды имеют сезонный характер и спорадическое распространение. В толще мерзлых пород нередко встречаются трещины, заполненные льдом. Такие льды отмечались в штольнях Удоканского месторождения на глубинах до нескольких сот метров от поверхности земли. Подмерзлотные напорные воды отдельных отворенных зон трещиноватости (по данным Г. И. Климова, 1967), вскрываются на глубинах от 64 до 750 м. В руслах рек (Большая Икабья, Кемен, Верхний и Нижний Ингамакит и др.), трассирующих зоны разломов, формируются сквозные талики, по которым происходит разгрузка подмерзлотных вод. В очагах их разгрузки часто фиксируются крупные наледи с объемом до нескольких тысяч кубических метров. Дебиты источников, имеющих наледи, достигают десятков и сотен литров в секунду (долина р. Чина). Дебиты скважин, вскрывающих подмерзлотные воды, от 0,2 до 5,5 л/с.

Надмерзлотные воды обычно имеют гидрокарбонатный смешанный по катионам состав и очень низкую минерализацию — от 0,01 до 0,05 г/кг. Подмерзлотные воды характеризуются гидрокарбонатным кальциевым или кальциево-натриевым составом и минерализацией от 0,05 до 0,57 г/кг. Причем минерализация увеличивается с глубиной. В водах, циркулирующих в зонах разломов с обильной сульфидной минерализацией, преобладает сульфатно-кальциевый тип вод с минерализацией 0,3—0,9 г/кг. В данном комплексе наибольший интерес для водоснабжения представляют зоны тектонических нарушений и связанные с ними сквозные талики.

Водоносный комплекс зон экзогенной и тектонической трещиноватости в метаморфических образованиях архея распространен почти на половине территории листа. На севере территории и в наложенных впадинах он перекрыт более молодыми отложениями. Водоносность пород связана с экзогенной и региональной трещиноватостью обычно до глубин 80—100 м, иногда более, а в зонах тектонических нарушений глубокого залегания открытая трещиноватость установлена до глубины 900—1000 м и более. Наличие гидротерм с температурой до 50 °С, вытекающих из некоторых зон обновленных разломов, указывает на возможность наличия обводненных трещин до глубины не менее 2,5—3,0 км.

На характер обводнения пород большое влияние оказывают мерзлотные условия, обусловливающие многие особенности питания, движения и разгрузки подземных вод данного комплекса. Мощность зоны с надмерзлотными водами деятельного слоя обычно не превышает первых десятков сантиметров, а дебиты источников характеризуются первыми десятками литров в секунду. Надмерзлотными и поверхностными водами

по таликам осуществляется питание подмерзлотных вод, которые образуют наиболее значительные скопления в зонах трещиноватости, преимущественно на участках, где мощность мерзлоты не превышает первых сот метров. Глубоко проморожденные (свыше 300—500 м) породы не содержат подмерзлотных вод в жидкой фазе, за исключением редких сквозных таликов, приуроченных к молодым или обновленным разломам. Разгрузка подмерзлотных вод осуществляется по сквозным таликам вдоль русел рек и ручьев и фиксируется источниками, иногда образующими крупные наледи объемом до 3—4 млн м^3 (например, наледь Мурурин в долине р. Сюльбан) и крупнодебитными субаквальными источниками в местах пересечения долин рек Чара, Олекма, Алдан, Тимптон и др. с обводненными тектоническими нарушениями. Дебиты источников подмерзлотных вод на таких участках достигают нескольких сот, иногда тысяч литров в секунду. Удельные дебиты скважин, вскрывающих подмерзлотные воды, на ряде рудных месторождений района Центрального Алдана находятся в пределах от 0,001 до 0,5 л/с. Глубина их вскрытия от 6 до 70 м и более.

Данный водоносный комплекс представляет интерес там, где он погребен под более молодыми осадками. В этих условиях он изучен в Центрально-Алданском районе и местами по северо-восточному борту Чульманской впадины. Водоносная погребенная трещиноватая зона выветривания архейских пород обычно образует единую обводненную систему с перекрывающим их водоносным комплексом более молодых образований. Мощность погребенной зоны выветривания до 30—40 м. Наиболее обводнена эта зона близ контактов, часто тектонических, с более молодыми породами. Скважинами вскрываются некоторые воды с удельными дебитами от 0,2 до 0,5 л/с и более. Иногда скважины самоизливаются с дебитами до 5 л/с.

Надмерзлотные воды обычно характеризуются низкой минерализацией (от 0,02 до 0,05 г/кг) при однообразном гидрокарбонатном смешанном по катионам составе. Подмерзлотные воды более минерализованы и характеризуются более разнообразным составом, который в общем случае с глубиной меняется от гидрокарбонатно-кальциевого через сульфатный кальциевый до хлоритно-сульфатного натриево-кальциевого и хлоридного натриевого (Г. И. Климов, 1972). На глубинах, соответствующих региональному базису дренирования, минерализация подземных вод достигает 1—3 г/кг, а на смежной с востока территории, в Эльконском горсте, на глубине 897,2 м вскрыты некоторые хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией 11,7 г/кг.

Для целей водоснабжения в данном комплексе в первую очередь представляют интерес подмерзлотные воды зон выветривания тектонически нарушенных архейских пород и воды погребенной зоны выветривания, обладающие значительными запасами и хорошим качеством. Трещинно-жильные воды глубоких тектонических нарушений лишь ограниченно пригодны для целей водоснабжения ввиду их нередко повышенной солености.

Водоносный комплекс зон экзогенной и региональной трещиноватости в разновозрастных интрузивных образованиях приурочен к трещиноватым гранитоидам, сиенитам, диоритам и другим магматическим породам там, где они наиболее многочисленны. Как правило, более древние гранитоиды более трещиноватые. Для глубин 20—50 м развита зона выветривания пород. Наибольшая трещиноватость проявляется на глубине 3—5 м и далее вниз по разрезу затухает. До глубин 30—50 м гранитоиды часто обладают еще значительной трещиноватостью, но в связи с тем что с поверхности водоносный комплекс проморожен до глубин 100—200 м и

более, в зоне коры выветривания содержатся только надмерзлотные воды деятельного слоя, мощность которого ограничивается несколькими десятками сантиметров. Глубже по трещинам иногда встречается лед.

Наибольший интерес представляют подмерзлотные воды зоны трещиноватости в гранитоидах, связанной с тектоническими нарушениями, к которым приурочены сквозные талики. Такие талики установлены в долинах крупных рек (Чара, Олекма, Куанда, Эймнах, Кемен и др.), а также под озерами (Ничатка, Давочан, Бол. и Мал. Лепринди и др.). Эти талики иногда характеризуются значительными размерами. Преобладающие дебиты источников, разгружающихся по таликам, 5—19 л/с, максимальные до 176 л/с. Большинство источников функционирует круглогодично, зимой образуя протяженные полыньи по рекам Кемен, Верх. Ингамакит, Куанда и др. Выше уреза воды этих рек часто образуются крупные наледи.

Единичными скважинами подмерзлотные напорные воды в зоне трещиноватости гранитоидов вскрываются на глубинах 48—144 м. Удельные дебиты скважин в долине р. Наминга от 0,04 до 2 л/с. Минерализация подмерзлотных вод от 0,03 до 0,26 г/кг. По составу они гидрокарбонатные, натриевые или смешанные по катионам. В наиболее минерализованных водах отмечаются повышенные содержания сульфат-иона (до 25 % экв.). В водах данного комплекса часто имеются повышенные содержания радона. Максимальные его концентрации (до 1800—3000 Бк/л) установлены Г. И. Климовым (1960) в источниках, вытекающих из сиенитов на склонах горы Мурун. С зоной глубинного разлома, секущего палеозойские граниты, связана разгрузка термального источника Пуреляглский с температурой 40 °С.

Подмерзлотные воды данного комплекса могут быть использованы в целях водоснабжения. Так, к сквозным таликам в долинах рек Наминга и Ниж. Ингамакит приурочены месторождения пресных подземных вод с минерализацией 0,03—0,06 г/кг. Общие запасы подземных вод по категориям А+Б+С составляют соответственно 492 и 3577 л/с (А. М. Оверчук, 1987).

СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Структурно-гидрогеологическое районирование территории проведено в соответствии с принципами, разработанными И. К. Зайцевым и Н. И. Толстихиным (1971). В пределах листа выделено пять крупных структур первого порядка, одна из которых представляет собой часть крупного артезианского бассейна (Якутский) и четыре сложных системы гидрогеологических массивов и адмассивов с наложенными артезианскими, адартезианскими и вулканогенными бассейнами, являющимися структурами второго порядка (рис. 7).

Якутский артезианский бассейн (*I*) расположен в северной части листа. Южной границей его является граница выходов на поверхность кристаллических пород Алданского щита. На западе граница проходит по Жуинскому тектоническому шву. По характеру гидрогеологического разреза Якутский бассейн подразделяется на два бассейна второго порядка: Березовский (I_1) и Лено-Амгинский (I_2).

В гидрогеологическом разрезе Березовского бассейна выделяются водоносные комплексы палеозойских, вендских и рифейских отложений с пластовыми подземными водами. Общая мощность чехла бассейна до 5 км. В зоне активного водообмена циркулируют сульфатно-гидрокарбонатные

и сульфатные кальциевые воды с минерализацией до 2—3 г/кг, что обусловлено наличием в разрезе нижнего кембрия пластов и линз гипсов и ангидритов. На глубине 2735 м в Дельгейской скважине вскрыты подсолевые хлоридные калиево-натриевые рассолы с минерализацией до 301 г/кг и содержанием сероводорода до 170 мг/л (Е. А. Басков, 1967).

Гидрогеологический разрез Лено-Амгинского бассейна сходен с разрезом Березовского бассейна, но отличается меньшей мощностью (до 800—1000 м) осадочного чехла и отсутствием в его разрезе водоносных комплексов, сложенных силурийскими и ордовикскими отложениями. В этом бассейне рассолы не вскрыты.

Ограниченно распространены, в целом по Якутскому бассейну, водоносные комплексы четвертичных аллювиальных и нижнеюрских отложений, но они имеют незначительные мощности и не представляют интереса в целях использования их для централизованного водоснабжения, будучи к тому же иногда сильно промороженными на водоразделах. Бассейн находится в зоне с преимущественным развитием прерывистой мерзлоты, мощность которой в долинах рек до 200 м, а на междуречьях обычно редко превышает 30—50 м. Наиболее водообильны водоносные комплексы кембрийских карбонатных и вендских карбонатно-терригенных отложений, которые представляют собой сложные водонапорные системы трещинно-карстово-пластовых вод, связанных с многолетнемерзлыми породами. Тектоническая нарушенность пород, широкое развитие карстовых процессов, глубокий (до 400—500 м) эрозионный врез рек бассейна Лены и отсутствие регионального водоупора в верхних частях разреза карбонатных отложений создают благоприятные условия для формирования значительной мощности зоны активного водообмена (до 500 м), преимущественно с пресными водами. Модули естественных ресурсов пресных вод основных водоносных комплексов по территории Якутского бассейна оценены (в л/с—км^2) от 1—2 в северной до 2—3 в южной частях, а естественные ресурсы ориентировочно составляют 140 000 л/с [369, 390].

Патомская система гидрогеологических адмассивов (*II*), располагающаяся в северо-западной части листа, характеризуется преимущественным распространением водоносного комплекса рифейских отложений, а в синклиналях водоносного комплекса отложений венда водоносные породы подвержены значительной складчатости и тектонически раздроблены. Карбонатные породы слабо закарстованы. Многолетняя мерзлота в северной части системы имеет прерывистое распространение, а в южной — сплошное. Характер водообильности изучен крайне недостаточно. Надмерзлотные воды сезонные. Разгрузка их осуществляется в областях питания в поверхностные водотоки, а также в зоны трещиноватости по таликам. Подмерзлотные воды обычно разгружаются преимущественно по сквозным таликам, тяготеющим к пересечению зон тектонических нарушений и долин рек ниже региональных базисов дренирования. В крайней восточной части системы в районе интенсивных дислокаций встречаются источники слабосоленых вод сульфатного кальциевого или хлоридного натриевого состава (например, источник в нижнем течении р. Жуя). Формирование химического состава таких источников, по-видимому, происходит за счет выщелачивания гипсов и каменной соли, сохранившихся в глубоких слабопромытых частях геологического разреза.

Витимо-Чарская система гидрогеологических массивов и адмассивов с наложенными артезианскими и адартезианскими бассейнами (*III*) располагается в западной части листа и приурочена к складчатым сооружениям хребтов Кодар, Удокан, северному склону хр. Калар и межгорным впадинам Верхнечарская, Верхнетоккинская и Верхнекаларская.

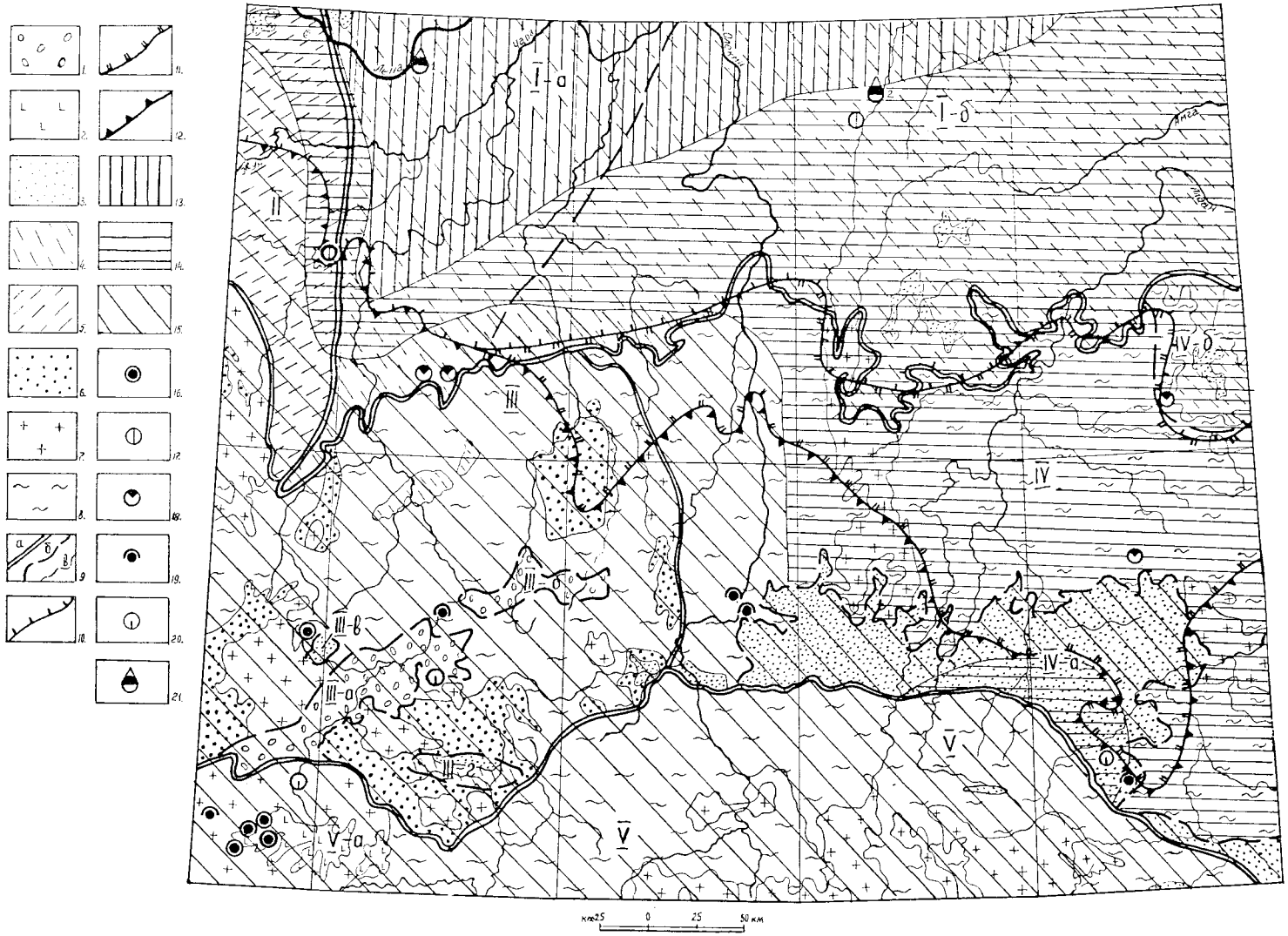

Рис. 7. Схема гидрогеологического районирования и гидрохимической зональности подземных вод. Составил С. Н. Суриков, 1993.

1—8 — основные типы гидрогеологических структур: *1* — артезианские бассейны с порово-пластовыми подземными водами в рыхлых и слабоуплотненных терригенных, преимущественно аллювиальных отложениях кайнозоя; *2* — вулканогенные бассейны с порово-трещинно-пластовыми подземными водами в покровах и потоках базальтов плиоцен-позднечетвертичного возраста; *3* — адартезианские бассейны с трещинно-пластовыми, реже порово-трещинно-пластовыми, с трещинно-жильными по зонам разломов, в терригенных, часто угленосных отложениях юры, местами позднего мела; *4* — артезианские бассейны с трещинно-карстово-пластовыми, трещинно-пластовыми, карстово-трещинными и пластово-трещинными подземными водами в карбонатных, карбонатно-терригенных и терригенных отложениях нижнего палеозоя, венда и рифея; *5* — гидрогеологические адмассивы с пластово-трещинными и карстово-трещинными подземными водами в дислоцированных терригенных и карбонатно-терригенных, реже карбонатных отложениях рифея; *6—8* — гидрогеологические массивы с регионально-трещинными и трещинно-жильными подземными водами (*6* — в разной степени дислоцированных метаморфизованных терригенных отложениях нижнего протерозоя, *7* — в разновозрастных гранитоидах, *8* — в метаморфических образованиях архея); *9—12* — границы: *9* — гидрогеологических структур (*а* — первого порядка, *б* — второго и более мелкого порядков, *в* — наложенных артезианских и адартезианских бассейнов), *10—11* — районов прерывистого распространения многолетней мерзлоты с преобладающей мощностью 50—200 м и площадью развития (в %): *10* — от 20 до 50, *11* — от 50 до 75, *12* — северная граница сплошного распространения многолетней мерзлоты с мощностью 200—500, местами до 1500 м; *13—15* — районы распространения подземных вод разной минерализации в артезианских и адартезианских бассейнах до их фундамента, а в гидрогеологических массивах и адмассивах — до глубин регионального базиса дренирования: *13* — пресных, соленых и рассольных (до 300 г/кг); *14* — пресных, солоноватых и реже соленых (до 35 г/кг), *15* — пресных (до 1 г/кг); *16—21* — основные источники вод: *16* — углекислых холодных и термальных гидрокарбонатных пресных и слабосоленых, *17* — кислородно-азотных холодных солоноватых и соленых хлоридных, *18* — радоновых холодных гидрокарбонатных пресных, *19* — азотных термальных и субтермальных сульфатных пресных и солоноватых, *20* — сероводородных холодных, *21* — скважины, вскрывшие рассолы (*1* — Дельгейская 2-Р, *2* — Ченкиямская-4).

Гидрогеологические структуры: *I* — Якутский артезианский бассейн с гидрогеологическими районами второго порядка (*I-а* — Березовский, *I-б* — Лено-Амгинский); *II* — Патомская система гидрогеологических адмассивов; *III* — Витимо-Чарская система гидрогеологических массивов с наложенными артезианскими и адартезианскими бассейнами: *III-а* — Верхнечарский, *III-б* — Чароудо-Токкинский, *III-в* — Апсатский, *III-г* — Верхнекаларский, *IV* — Алданская система гидрогеологических массивов с наложенными адартезианскими и артезианскими бассейнами: *IV-а* — Чульманский, *IV-б* — Юхтино-Ыллымахский, *V* — Становая система гидрогеологических массивов с Эймнах-Каларской системой наложенных вулканогенных бассейнов — *V-а*.

Зак. 1740, вклейка

Все гидрогеологические массивы характеризуются распространением в них регионально-трещинных и трещинно-жильных подземных вод водоносных комплексов метаморфических образований архея, разновозрастных интрузивных образований и терригенных метаморфических отложений нижнего протерозоя. В данной системе развита многолетняя мерзлота сплошного распространения, прерываемая только по сквозным таликам в долинах наиболее крупных рек и озер. Мощность ее в осевой части хребтов до 800—1000 м и более и до 100—500 м в долинах рек и межгорных впадинах, в связи с чем гидрогеологические структуры здесь следует рассматривать как криогенные, в которых подземные воды развиты на отдельных участках. Большинство водораздельных массивов проморожено или сдренировано.

Надмерзлотные воды деятельного слоя приурочены к верхней части коры выветривания. Источники их носят сезонный характер и отличаются обычно низкими дебитами (0,01—0,5 л/с). Состав их гидрокарбонатный кальциевый или натриевый, а минерализация не превышает 0,03—0,05 г/кг.

Подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды залегают под мерзлотой на глубинах до 100—200 м в долинах рек и до 800—1000 м под водоразделами. Питание и разгрузка их контролируются таликовыми зонами. Многочисленные восходящие источники из таликов, приуроченных к зонам молодых разломов, имеют дебиты до нескольких десятков литров в секунду и формируют наледи с объемами до 1—3 млн м^3 и более. Вскрытые скважинами в пределах Удоканского района подмерзлотные напорные воды характеризуются удельными дебитами от 0,12 до 0,3 л/с. По составу подмерзлотные воды гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые, с минерализацией от 0,03 до 0,5 г/кг [62].

Подмерзлотные трещинно-жильные воды сквозных таликов, разгружающиеся в гравийно-галечниковые отложения, формируют надежный источник водоснабжения. Так, крупные месторождения пресных подземных вод разведаны для водоснабжения Удоканского ГОКа (Намингинское, Ингамакитское) и для снабжения железнодорожных станций (Икабъеканская, Нарунгнаканское, Читкандинское, Леприндоканское, Сюльбанское, Куандинское).

В пределах рассматриваемой системы выделяется ряд наложенных артезианских и адартезианских бассейнов (Верхнечарский, Верхнетоккинский, Верхнекаларский и Апсатский).

Наиболее изучен Верхнечарский артезианский бассейн, приуроченный к одноименной рифтовой впадине. Он выполнен толщей рыхлых кайнозойских отложений мощностью до 1000—1200 м, которые проморожены на глубину до 200—500 м в центральной части и до 25—200 м на бортах. Мерзлота носит сплошной характер. Талики занимают не более 5 % площади. Водообильность источников высокая. Дебиты источников, разгружающихся по таликовым зонам, 40—270 л/с, а удельные дебиты скважин до 5 л/с. Подмерзлотные высоконапорные воды вскрыты на глубинах 63—120 м. Дебиты скважин при самоизливе 18—20 л/с. Дебиты источников подмерзлотных вод в урочище «Пески» до 250—400 л/с (в среднем 20—25 л/с). По химическому составу подмерзлотные воды Верхнечарского бассейна преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией от 0,05 до 0,2 г/кг. По данным Ю. Г. Скляревского, в сквозном талике скважиной 1Т с глубины 1000 м отмечен самоизлив с дебитом 0,3 л/с термальной воды с минерализацией 0,4 г/кг сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава. Температура на забое была +57 °С, а на изливе +37 °С. Эта вода по составу близка к воде из термального Верхнечарского источника, разгружающегося по контакту

аллювиальных отложений и кристаллических пород архея в зоне Кодарского разлома.

Подсчитанные по модулю поверхностного и наледного стока, равному 0,5—1 л/с·км^2, естественные ресурсы подземных вод Верхнечарского бассейна составляют 11500 л/с [316].

Верхнетоккинский артезианский бассейн, расположенный к северо-востоку от Верхнечарского, в гидрогеологическом отношении не изучен, но, исходя из значительных мощностей кайнозойских песчано-глинистых отложений, составляющих по данным Д. В. Лопатина (1969 г.) 600—900 м, можно предполагать, что в нем под мерзлотой, мощность которой до 200 м (Н. А. Вельмина, 1968 г.), содержатся значительные запасы подземных вод.

В гидрогеологическом разрезе Верхнекаларского артезианского бассейна выделяются водоносные комплексы четвертичных рыхлых, преимущественно аллювиальных, отложений, мезозойских (нижнемеловых и юрских угленосных), нижнепалеозойских (кембрийских и ордовикских) и отложений венда. Четвертичные отложения, мощность которых до 100 м, большей частью проморожены. Мощность мерзлоты в пределах бассейна от 100 до 300 м. В юрских отложениях пластово-трещинные нагорные подмерзлотные воды залегают на глубинах 50—130 м. Дебиты скважин при самоизливе (по данным Г. И. Климова) от 1 до 3,3 л/с. Стратиграфически ниже залегают нижнекембрийские карбонатные отложения с трещинно-карстово-пластовыми водами. Этот комплекс также характеризуется высокой водообильностью. Дебиты источников от 5 до 150 л/с. Минерализация подмерзлотных вод от 0,02 до 1 г/кг.

Апсатский адартезианский бассейн приурочен к небольшой одноименной впадине на восточном склоне хр. Калар, выполненной мезозойскими терригенными отложениями мощностью до 1,2—1,9 км. Мощность мерзлоты, нарушенной редкими таликами, до 600—700 м. Подмерзлотные напорные воды вскрыты скважинами на глубинах до 1120—1100 м в угленосных горизонтах среди юрских терригенных отложений. Скважины самоизливающиеся, с дебитом 0,6—2,9 л/с. Воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 2 г/кг [408].

Алданская система гидрогеологических массивов с наложенными адартезианскими и артезианскими бассейнами (*IV*) занимает центральную и восточную части территории и приурочена к одноименному щиту, а в геоморфологическом отношении соответствует Алданскому нагорью. Наиболее распространены водоносные комплексы зон экзогенной и региональной трещиноватости метаморфических пород архея и разновозрастных интрузивных образований с трещинными и трещинно-жильными водами. Первые из них распространены в зонах выветривания тектонически нарушенных пород на глубинах от нескольких десятков до 100 м, редко более. Трещинно-жильные подмерзлотные напорные воды вскрываются на глубинах 100—400 м. По характеру водообильности эти комплексы сходны. Дебиты источников трещинных вод не превышают 1—3 л/с, а трещинно-жильных — 20 л/с и более. Удельные дебиты скважин, вскрывших трещинные подмерзлотные воды, от 0,01 до 6,5 л/с. Дебиты самоизливающихся скважин, вскрывших высоконапорные трещинно-жильные воды в зонах пересечения разломов, до 5 л/с. Возрастают они на участках развития пластов и линз карстующихся мраморов и кальцифиров, где достигают 10 л/с.

Минерализация подземных вод верхних водоносных горизонтов этих комплексов обычно не превышает 0,1 г/кг при гидрокарбонатном кальциевом составе, но с глубиной она возрастает до 1 г/кг. В зоне затрудненного водообмена, на глубинах ниже уровня моря, возможно наличие

подземных вод с минерализацией до 1—3 г/кг и более. Об этом свидетельствует вскрытие слабосоленых вод на смежной территории, в пределах Эльконского горста, где на глубине 897 м были вскрыты хлоридные натриевые воды с минерализацией 11,6 г/кг (Г. И. Климов, 1972). С зонами обновленных тектонических разломов иногда связаны выходы азотных термальных и холодных радоновых источников.

Водоносный комплекс карбонатно-терригенных отложений венда, залегающий на водоразделах рек Олекма—Нелюка—Амедичи—Чуга сдренирован или проморожен.

В южной части Алданского щита располагается крупный Чульманский межгорный адартезианский бассейн, в гидрогеологическом разрезе которого выделяется мощный (до 3 км) водоносный комплекс мезозойских терригенных угленосных отложений с трещинно-пластовыми и трещинно-жильными подземными водами, а вдоль его северного борта выделяются погружающиеся под мезозойские отложения водоносные комплексы карбонатных и карбонатно-терригенных отложений кембрия и венда с трещинно-карстово-пластовыми и трещинно-пластовыми водами. Глубина залегания подземных вод, определяемая главным образом мощностью многолетней мерзлоты и ее сплошностью, различна даже в пределах одного бассейна стока и меняется от 5—10 до 80—100 м и более. Подмерзлотные воды обычно носят напорный характер. Многие скважины фонтанируют с дебитами от 2 до 18 л/с. Разгружающиеся в зонах разломов на контакте юрских и архейских пород источники иногда имеют значительные дебиты (более 10 л/с). Примером могут служить Тимптонские источники, суммарный дебит которых достигает 6000—10000 л/с (С. М. Фотиев, 1965). Прогнозные эксплуатационные запасы Чульманского бассейна оцениваются в 755 тыс. м^3/сут [369].

Подземные воды бассейна пресные гидрокарбонатные натриевые и кальциевые с минерализацией от 0,01—0,03 в верхних частях разреза до 0,8—1 г/кг на глубинах до 500—700 м. Принимая во внимание большую мощность терригенных угленосных отложений бассейна, в наиболее погруженных его горизонтах можно предполагать наличие солоноватых вод (до 3 г/кг и более). Подтверждением тому служат Малонахотские субтермальные источники (13,5 °С) сульфатного кальциевого состава с минерализацией 2,2 г/кг, разгрузка которых происходит по тектоническому контакту терригенных пород юры с гнейсами архея.

В северной части Алданской системы расположен сложный, со ступенчато-блоковым строением, Юхтинско-Ыллымахский артезианский бассейн, в гидрогеологическом разрезе которого принимают участие водоносные комплексы отложений юры, кембрия и венда. Юрские отложения, залегающие на водоразделах Томмотской гряды, большей частью сдренированы или проморожены. Мощность карбонатных пород кембрия и венда от 100—150 м в приподнятых блоках до 500—600 м в погруженных. Трещинно-карстово-пластовые и карстово-трещинные подземные воды залегают на глубинах до 150 м и более и являются как напорными, так и безнапорными. Дебиты источников напорных вод от первых десятков до 1500 л/с. Дебиты скважин при самоизливе до 8 л/с, а удельные дебиты от 1 до 6 л/с. Эксплуатационные ресурсы оцениваются в 334 тыс. м^3/сут [369, 322].

По составу воды гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые с минерализацией от 0,1 до 0,6 г/кг.

Ограниченно распространен в Алданской системе водоносный комплекс аллювиальных отложений, развитых по долинам наиболее крупных рек. Мощность их незначительна и обычно редко превышает первые метры. Поэтому сколько-нибудь значительных запасов подземных вод в них не

содержится, за исключением случаев, когда в них по таликам идет разгрузка трещинно-жильных вод из других водоносных комплексов. Источники аллювиальных вод редки. Глубина залегания от 0,5 до 3—4 м.

Становая система гидрогеологических массивов с Эймнах-Каларской системой напорных вулканогенных бассейнов занимает южную часть территории листа. Степень изученности ее крайне низкая. В равной мере в ней распространены водоносные комплексы метаморфических архейских и интрузивных разновозрастных образований с трещинными и трещинно-жильными водами. Поскольку Становая система располагается в зоне сплошной многолетней мерзлоты, мощность которой до 500—800 м на водоразделах и до 300 м в долине, подземные воды в трещиноватой зоне коры выветривания существуют только в виде надмерзлотных вод деятельного слоя и в таликовых зонах. В долинах рек, приуроченных к зонам обводненных разломов, мощность мерзлоты уменьшается до нескольких десятков метров, а местами образуются сквозные талики. Наиболее обводнены, по-видимому, зоны выветривания тектонических нарушений. Глубина залегания трещинных вод в таликах составляет от нескольких до 50—60 м. Дебиты источников этих вод от 0,1 до 0,5 л/с. Удельные дебиты скважин, вскрывающих подмерзлотные воды в зоне разломов, составляют 0,1—0,2 л/с. Минерализация их 0,1—0,2 г/кг при преобладающем гидрокарбонатном кальциевом составе.

На западе Становой системы располагается Эймнах-Каларская система вулканогенных бассейнов, сложенных плиоцен-нижнечетвертичными базальтами мощностью до 600—800 м. Эти пористые, сильнотрещиноватые породы сдренированы или проморожены на всю мощность, поэтому из них только летом вытекают слабодебитные источники. С зонами разломов здесь связана разгрузка минеральных слаботермальных и холодных углекислых источников.

Режим подземных вод охарактеризованных выше гидрогеологических структур определяется главным образом климатическими и геокриологическими условиями. Поскольку почти вся территория находится в условиях сильно расчлененного рельефа и сплошного и прерывистого распространения многолетней мерзлоты, то преобладающая часть выпадающих атмосферных осадков как основного источника питания подземных вод уходит на поверхностный сток. Питание же и последующая разгрузка подмерзлотных вод осуществляется по сквозным таликам, приуроченным к зонам тектонических нарушений. В этих условиях мерзлота, являясь водоупором, играет положительную роль и способствует созданию условий для накопления напорных подмерзлотных вод. Поэтому в гидрогеологических массивах и адмассивах поиски подземных вод должны быть ориентированы на выявление водоносных зон сквозных таликов, приуроченных к пересечению разнонаправленных тектонических нарушений, как наиболее водообильных и характеризующихся устойчивым режимом. Именно в них сосредоточены основные ресурсы пресных подземных вод. Подмерзлотные воды в структурах этого типа, а также в межгорных артезианских и адартезианских бассейнах, почти повсеместно хорошего качества и пригодны для целей как мелкого, так и крупного водоснабжения. В Якутском артезианском бассейне для целей водоснабжения пригодны только воды зоны свободного водообмена. Ниже их залегают соленые и рассольные воды, представляющие интерес как минеральные, а в Березовском бассейне и как промышленные.

На территории листа установлены различные генетические группы минеральных вод, различающиеся как по условиям формирования, газовому и химическому составу, так и по показателям, определяющим возможности

их практического использования (бальнеология, теплоэнергетика, а также в качестве жидких руд). Среди них выделяются следующие группы: 1) кислородно-азотные и азотные холодные сульфатные и хлоридные солоноватые и соленые; 2) азотные и метановые холодные и термальные хлоридные рассольные; 3) азотные термальные и субтермальные сульфатные пресные и солоноватые; 4) углекислые холодные и термальные, преимущественно гидрокарбонатные пресные и слабосоленые; 5) радоновые холодные, преимущественно гидрокарбонатные пресные; 6) сероводородные холодные гидрокарбонатные пресные.

Характеристика наиболее изученных источников минеральных вод приведена в гл. «Полезные ископаемые».

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГОРЮЧИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГАЗ. Известно проявление (I-2-3) газонасыщенных подземных вод (дебит 100 $м^3$/сут), вскрытых Инняхской скважиной в интервале 2727—2723 м в отложениях венда. Состав газа (%): CH_4 — 71,1—75,7; CO_2 + H_2 — 14,1—16,7; O_2 — 0,4; редкие — 9,2—9,8. По А. И. Ушакову (1967 г.), показатели открытой пористости и проницаемости вмещающих пород низкие и поэтому приток газосодержащих вод со столь значительным дебитом следует связывать с зонами развития трещиноватости.

Газопроявление гелия (IV-8-50) представлено фонтанирующей скважиной с водами гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-магниево-кальциево-уран-радон-радиевыми. Содержание радиоактивных элементов зимой увеличивается, но общая минерализация вод почти не изменяется. Вместе с водой гелий поступает в виде мельчайших пузырьков с притоком 0,125 л/мин. Анализ двух проб газа показал содержание в нем 3 объем. % гелия и около 1 % аргона [420].

КАМЕННЫЙ УГОЛЬ. Угленосность региона связана с мезозойскими отложениями Апсатского, Верхнекаларского, Токариканского грабенов, а также Алдано-Чульманской впадины.

Месторождение Апсатское (V-2-48) приурочено к грабен-синклинали (площадь около 100 $км^2$), где в разрезе нижненеокомской угленосной толщи выделяются два угленосных горизонта, разделенные безугольной толщей (700—750 $м^2$). Нижний горизонт (160—220 м) залегает в средней части апсатской свиты (в 100—120 м от подошвы) и содержит 9—17 рабочих угольных пластов мощностью от 0,7 до 14,3 м (табл. 3). К западу и юго-западу от восточной окраины угленосной площади угольные пласты при погружении на глубину расщепляются, мощность угленосного горизонта возрастает и количество угольных пластов достигает 24. Верхний угленосный горизонт (40—60 м) быйикинской свиты содержит до семи угольных пластов, три — рабочей мощности (0,7—5,0 м). В целом по месторождению угленасыщенность разреза уменьшается с северо-востока (угольная масса более 60 м) на юго-запад (угольная масса менее 10 м).

В окрестностях месторождения расположено несколько мелких впадин с угольными пластами, вероятно, нижнего угленосного горизонта. По Г. Д. Петровскому (1983), в разрезе насчитывается до восьми угольных пластов мощностью 0,2—1,3 м, два из них достигают рабочей мощности. Углепроявление Азаровское представлено 10-метровым угольным пластом.

Угли Апсатского месторождения каменные (стадии метаморфизма Г-Т), пригодные для производства кокса, преимущественно гелитолитовые. В нижнем угленосном горизонте около 20 % гелититов и фюзенолитов, тогда как в верхнем исключительно гелиты. Содержание фюзинита в

Таблица 3

Химико-петрографическая характеристика углей

Месторождение	Свита	Место отбора проб, номера обнажений, слоев	Петрографический тип	Микрокомпонентный состав, %			R^o	Стадия метаморфизма	W^a, %	A^d, %	S_t^d, %	H_r^d, г/см^3	V^{dad}, %	C^{dad}, %	H^{dad}, %
				V_t	F	2/Alg									
Читкандинское	$J_3čp$	13/4	Витрены	100	—	—	0,76	II	2,36	5,8	0,83	1,30	40,7	81,96	5,56
		5/3		100	—	—	0,77	II	2,03	18,9	0,54	1,33	34,7	81,74	4,96
	$J_3čp$	10/11	Ультрагелиты	92,7	3,3	2,7/1,3	0,71	I—II	1,39	13,4	0,79	1,28	43,9	81,53	5,87
		13/36		95,9	—	4/1	0,73	I—II	1,42	14,8	—	1,28	44,7	81,62	5,77
	$J_3čp$	10/11а	Липойдо-фюзенито-гелиты	86,4	5,7	5,6/2,3	0,66	I—II	0,89	50,6	0,45	1,24	48,5	81,58	6,50
		10/14		81	9,3	8,4/1,3	0,71	I—II	1,23	16,4	0,71	1,27	49,4	81,53	6,40
	$J_3čp$	13/33	Липойдо-гелиты	92,7	—	7/0,3	0,72	I—II	1,44	35,7	0,52	1,28	43,8	81,90	6,26
		14/13		90,0	—	10/0	0,68	I—II	1,29	11,5	0,37	1,26	46,6	82,22	6,20
		14/13а		89,7	1,7	86/0	0,55	I	1,07	13,8	—	1,22	52,8	82,00	6,56
		14/20		90,7	1,0	8,3/0	0,68	I—II	1,28	11,3	0,50	1,23	49,5	81,91	6,02
	$J_3čp$	10/6	Альгинито-гелиты	87,0	3,7	4/5,3	0,74	I—II	1,23	35,5	0,52	1,27	43,1	81,10	5,8
		10/6а		89,0	3,0	3,3/4,7	0,74	I—II	1,47	14,5	0,74	1,28	45,2	81,19	5,8
Апсатское	$K_1(bh)$	Скв. 12, гл. 110		98	1,7	0,3	0,94	II—III	0,62	11,6	1,15	1,28	35,9	86,61	5,70
	$K_1—J_3(ap)$	Скв. 38, гл. 156		98	2	—	0,96	II—III	0,62	13,3	1,06	1,27	37,4	86,98	5,93
		Скв. 12, гл. 721		98	1	—	1,08	III	0,40	12,1	0,76	1,27	33,3	88,80	5,61
		Скв. 22, гл. 294		100	—	—	1,39	IV	0,45	5,7	0,89	1,25	28,0	92,48	5,03
		Шт 7, пл. B_9		85	15	—	1,38	IV	0,36	11,3	0,34	1,30	20,8	90,54	4,57
		Скв. 19, гл. 153		100	—	—	1,56	IV—V	0,47	11,4	0,43	1,29	20,3	90,28	4,84
		Шт. 4, пл B_4		91	9	—	1,52	IV—V	0,47	7,0	0,30	1,27	20,9	90,58	4,75
		Скв. 25, гл. 765		92	8	—	1,81	V	0,60	7,2	0,60	1,30	16,7	90,85	4,43
		Скв. 25, гл. 751		77	23	—	1,85	V	0,54	12,5	0,25	1,36	13,4	91,09	4,57

Примечание. ГОСТ 21489-76. Стадии и классы метаморфизма углей по отражательной способности витринита.

углях апсатской свиты достигает 23 %, а в быйикинской — не превышает 5 %. Липоидолиты встречаются очень редко, лишь в отдельных случаях они составляют 8 % (табл. 3). Наименее метаморфизованные угли нижнего горизонта выходят на поверхность по периферии месторождения, и степень их метаморфизма увеличивается к зонам максимального погружения. Угли верхнего угленосного горизонта в центральной части месторождения по степени метаморфизма соизмеримы с углями нижнего горизонта на бортах впадины. По вертикали степень метаморфизма возрастает в соответствии с правилом Хилата—Скока. Эти изменения происходят однонаправленно, но неравномерно. Градиенты метаморфизма (R^o/100 м) изменяются в пределах 0,04—0,25. Меньшие значения градиентов метаморфизма характерны для низкометаморфизованных углей. Значительные изменения их значений наблюдаются начиная с показателя $R^o_{ср}$, равного 1,5 %.

Угли Апсатского месторождения относятся к мало- и среднезольным с минеральными примесями: глинистыми минералами, кремнистыми соединениями, пиритом и карбонатами (главным образом кальцит в трещинах и полостях клеток в органике и сидерит в виде конкреции или замещенных им телах).

Разведка месторождения, начавшаяся в 1983 г. после окончания поисково-съемочных работ масштаба 1 : 25 000, проводится в восточной

части впадины, продвигаясь на запад и юго-запад. На небольшом участке (Угольный) закончена детальная разведка. Здесь действует небольшой карьер, где добывается уголь для местного использования. На участках Северо-восточный и Центральный II завершена предварительная разведка.

Ресурсы угля Апсатского месторождения составляют 2,2 млрд т, запасы углей по подсчету 1993 г. по категории А + В + С составляют 179 млн т, по C_2 — 798 млн т. Прогнозные ресурсы категории P_1 — 1249 млн т (до глубины 1500 м).

Месторождение Читкандинское (VI-3-16) Верхнекаларского грабена (40×5 км) разведано в 1962—1964 гг. в западной части (участок Угольный) и на севере центральной его части (участок Болотистый). На остальной площади пробурены редкие профили вкрест простирания пород. Угольные прослои и пласты встречаются по всему разрезу угленосной толщи, промышленная угленосность приурочена к верхним частям чепинской и рыбачьей свит (табл. 4).

Угли месторождения каменные, гелитолитовые, реже встречаются сапропелиты. В гелитолитовых углях содержание микрокомпонентов группы витринита изменяется от 75 до 100 % в гелитах и от 69 до 75 % в гелититах. Содержание микрокомпонентов группы липойдолита в липойдо-гелитовом типе углей иногда достигает 24 %. Фюзенит содержится

Таблица 4

Угленосность Читкандинского месторождения

Свита	Районы			
	кл. Угольный	р. Сакукан	р. Талакан	р. Читканда
Рыбачья	12 пластов, три мощностью 1,0 м, один — 5,6—8 м	11 пластов (0,2—0,7 м)	15—17 пластов, три мощностью 1,0 м, один — 12 м	12 пластов, три мощностью 1,0 м
Чепинская	16 пластов, три мощностью 1,0 м, три — более 1 м	6—7 пластов (0,7 м)	10—12 пластов, два мощностью 1,7 и 2,2 м	4 пласта (0,1—0,5 м)

в гелитах в количестве до 6 %, а в гелититах — до 24 %. Угольные пласты чепинской свиты сложены в основном ультрагелитами и липойдо-гелитами. В рыбачьей свите, наряду с ультрагелитами и липойдо-гелитами, часто встречаются липойдо-фюзенито-гелиты, липойдо-гелититы и липойдо-фюзенито-гелиты. Минеральные примеси в углях аутигенные (каолинит и карбонаты) и терригенные, равномерно распределенные в аттристовитринитe (зерна кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и единичные обломки пород кислого состава).

Угли Читкандинского месторождения по степени углефикации относятся к газовым, химический состав их обычно соответствует показателям этой стадии метаморфизма углей, незначительно изменяясь в зависимости от вещественно-петрографического состава и окисленности (табл. 3). Угли месторождения средне- и высокозольные. Обогатимость их от легкой до очень трудной. Учитывая невысокое содержание серы, угли можно использовать как энергетическое сырье.

Общие ресурсы углей Читкандинского месторождения 462 млн т. Запасы углей на небольших площадях участков Угольный и Болотистый составляют 15 млн т, причем 12 млн т из них по категориям ABC_1. Прогнозные ресурсы — 447 млн т, из них 171 млн т категории P_1 и 276 млн т категории P_2.

В Алдано-Чульманской впадине по полноте разреза угленосной толщи выделяются Усмунский и собственно Алдано-Чульманский геолого-промышленные районы Южно-Якутского бассейна. В Алдано-Чульманском районе представлен полный разрез угленосного комплекса. Угольные пласты и прослои встречаются во всех свитах угленосной толщи, но распределение их в соответствии со стратиграфической зональностью неравномерное (табл. 5). Максимумы углеобразования по времени относятся к рубежам между средней и поздней юрой и поздней юрой—ранним мелом. В юхтинской свите только на западной периферии Усмунского района и в северо-восточной части Алдано-Чульманского района выявлено от одного до семи пластов угля, в редких случаях рабочей мощности (≤0,7 м).

Угленосность увеличивается к южному тектоническому контакту впадины, где разрез толщи наиболее полный и развиты мощные угольные пласты, а также в силу фациальной зональности, которая обусловливает увеличенные мощности угольных пластов вблизи их выходов на поверхность и уменьшение — к зоне максимального устойчивого погружения (например, в западной части Усмунского района для пластов кабактинской свиты).

По значению мощностей угольные пласты относятся ко всем группам (табл. 5). Мощные пласты (3,5—10 м) вскрыты на Сыллахском (V-5-16) и Немактинском (V-6-1) месторождениях Усмунского района, на Налдинском, Кабактанском, Муастахском, Денисовском, Алданском, Беркакитском

Таблица 5

Распределение угленосности в разрезе угленосных толщ

Район	Свита	Количество пластов					Суммарная мощность пластов		Коэффициент угленосности	
		общее	0,7 м	0,7—1,3 м	1,3—3,5 м	3,5 м	всех	рабочих	$K_{общ}$	$K_{раб}$
Усмунский	J_3kb	14	6—9	2—6	1—3	1	15,9	9,5	7,1	3,9
	J_2dr	28	19—22	4—9	1—2	—	7,3	2,8	2,8	1,0
	J_1th	5	1	—	—	—	1,8	0,8	1,0	0,2
	Всего	47	28	11	2	1	25,0	13,1	3,5	1,6
Алдано-Чульманский	K_1ch	5	5	—	—	—	1,7	—	0,5	—
	J_3nr	26	14—16	4—5	3—4	2—3	40,5	34	10,6	8,9
	J_3br	36	26—28	5—6	1—2	2—3	30,0	18,0	2,9	1,7
	J_3kb	33	26—28	2—3	2—3	1—2	16,8	11,6	2,8	1,9
	J_2dr	28	20—23	2—3	1—2	1—2	18,5	11,0	3,4	2,0
	J_1jh	7	7	0—1	—	—	2,3	—	0,9	—
	Всего	135	103	16	9	7	109,8	75,3	3,5	2,4

и Нерюнгринском месторождениях Алдано-Чульманского района (V-8-5, 9, 12, 13). Сверхмощный пласт (≥ 10 м) известен только на Нерюнгринском (V-8-11) месторождении.

Строение пластов различное. Пласты повышенной мощности обычно сложные. Они содержат две-три угольные пачки, реже (как пласты $Д_5$ и $Д_7$ на Муастахском месторождении) представляют собой залежи с частым переслаиванием угольных прослоев и алевролитов. Отмечается проявление частых бифуркаций угольных пластов, обусловленных сингенетичными тектоническими подвижками. Направление расщеплений различное, но в Алдано-Чульманском районе преобладает южное и юго-западное, а в Усмунском районе — восточное. Строение пластов осложнено постседиментационными послойными тектоническими подвижками, обусловливающими развальцевание угольной массы и нарушение породных прослоев. В результате их наблюдаются раздувы и пережимы угольных пластов.

Угли бассейна каменные, однородные по вещественному составу, гелитолитовые. Незначительную долю составляют сапрогелитолитовые и сапропелитовые, встречающиеся в пластах в виде отдельных прослоев. Из микрокомпонентов резко преобладает витринит (более 90 %), содержание фюзинита, как правило, не превышает 3—5 % и только в верхней пачке пласта Мощный Нерюнгринского месторождения достигает 30 %. Содержание липоидинитов и альгинитов не более 5 %, в отдельных пластах Усмунского района до 15 %. Мощность прослоев богхедов здесь иногда превышает 0,5 м.

Минеральные включения в углях сравнительно однообразны по всему стратиграфическому разрезу. Основным минеральным компонентом углей является аутигенный каолинит (в Алдано-Чульманском районе не менее 90 % минеральной части в углях всех свит). Форма нахождения его от микроскопически мелких, почти точечных аморфных образований до крупных (2 мм) кристаллических; от заполнения полостей растительных кистон до полного замещения растительных фрагментов и в виде самостоятельных прослойков толщиной до 10 мм. Кварц в виде сингенетичных аутигенных образований или терригенных неокатанных зерен, а также столбчатых

Таблица 6

Химико-петрографическая характеристика углей месторождений Алдано-Чульманской впадины Южно-Якутского бассейна

Местонахождение проб			Микрокомпонентный состав, %			R^o	Стадия метаморфизма	W^a	A^c	S_t^d	d^d	V^{dad}	C^{dad}	H^{dad}	N^{dad}	O^{dad}
Район	Месторождение	Скважина (штольня), глубина (площадь)	V_t	F	L/Alg											
Усмунский	Сыллахское	Скв. 5, гл. 19,6 м	83	15	2/—	0,72	I—II	1,06	14,7	0,16	1,28	35,8	86,56	5,94	0,74	6,60
		Скв. 7, гл. 127,6 м	94	1	5/—	0,71	I—II	0,72	17,1	0,24	1,26	42,6	83,14	1,22	9,80	9,60
		Скв. 7, гл. 242,7 м	87,7	0,6	5,0/6,7	0,72	I—II	0,58	17,3	0,47	1,23	43,3	85,12	6,47	1,03	6,91
		Скв. 8, гл. 257,1 м	96	2	2/—	0,70	I—II	0,60	19,1	0,21	1,25	45,6	84,96	6,13	1,07	7,64
Алдано-Чульманский	Чульманканское	Скв. 16т, пл. Д19	98	Доли	—/1	0,87	II—III	0,80	6р	0,35	1,25	35,9	87,65	5,86	1,55	4,61
		Скв. 17, пл. Д15	95	2	2/1	0,87	II—III	0,60	6,7	0,38	1,26	36,9	87,64	5,88	1,70	4,45
		Шт. 1, пл Д15	99	—	—	1,00	III	0,50	8,8	0,34	1,24	34,2	88,30	5,91	1,77	3,85
	Кабактинское	Шт 5, пл. К20	99	Доли	—	1,26	III—IV	0,70	10,5	0,33	1,27	29,1	89,99	5,56	1,64	2,48
		Накл. 4, пл. К25	96	1	2/1	1,35	IV	0,50	7,5	0,42	1,27	25,3	90,86	5,28	1,60	1.84
		Скв. 2784, пл. Д3	97	2	1/—	2,10	VI	1,37	48,9	0,27	1,31	10,9	91,28	4,26	1,46	2,74
	Муастахское	Скв. 315, пл. К6	97	2	Доли	1,50	IV—V	0,40	12,4	0,33	1,28	24,4	90,70	5,26	1,50	2,21
		Шт. 21, пл. Д19	98	—	2/1	1,64	IV—V	0,40	9,3	0,38,	1,30	21,0	91,07	4,95	1,55	2,05
		Скв. 495, пл. К3	99	—	Доли	1,97	V	0,50	8,0	0,38	1,33	15,0	91,79	4,74	1,35	1,72
	Алдакайское	Скв. 53, гл. 102 м	97	—	2/1	1,98	V	0,95	8,5	0,40	1,30	15,1	90,44	4,46	1,41	3,69
		Скв. 32, гл. 76 м	96	3	1/—	1,93	V	0,79	15,4	0,41	1,32	14,5	89,41	4,32	1,33	4,94
		Скв. 15, гл. 364 м	98	1	—/1	2,26	VI	0,58	15,1	0,34	1,32	10,8	91,37	4,08	1,68	2,87

эпигенетических образований по трещинам. Пелитовое глинистое вещество образует тончайшие примазки по контурам фрагментов тканей или их клеток. Аутигенный пирит устанавливается в углях всех свит в виде разрозненных пылевидных включений; крайне редко он образует мелкие включения (0,05 мм) натечной формы. Эпигенетичный пирит встречается очень редко в виде натечных форм по трещинам. Аутигенный сидерит наблюдается в виде разрозненных сферокристаллов (до 1 мм) в углях всех свит, крупные линзы сидерита с оолитовой текстурой характерны для верхних пластов дурайской свиты в Алдано-Чульманском районе (табл. 6).

Качество углей обусловлено в основном метаморфизмом. По степени метаморфизма угли изменяются от Г до Т. Наибольшее распространение имеют угли средних стадий, соответствующих коксующимся маркам.

В распределении углей различных стадий метаморфизма наблюдается площадная и вертикальная зональность. Наиболее метаморфизованные угли (V стадии) распространены в бассейне р. Алдан. В Усмунском районе степень метаморфизма уменьшается, а на крайнем западе развиты газовые угли. В Алдано-Чульманском районе распределение разнометаморфизованных углей носит более сложный характер, но в целом метаморфизм уменьшается с юго-запада на северо-восток от V до II—III стадии (Чульманканское месторождение V-8-8).

Метаморфизм углей по вертикали подчиняется правилу Хильта—Скока. Градиенты метаморфизма (V^{dad}/100 м и R^o_{cp}/100 м), отражающие темпы увеличения метаморфизма углей в разрезе, изменяются в Алдано-Чульманском районе от 1,7 до 2,4 по выходу летучих и от 0,03 до 0,14 по отражательной способности. Значения градиентов метаморфизма зависят

от степени метаморфизма углей и положения на площади, отражая неоднородность палеогеотермического поля.

В целом угли малосернистые (S — 0,5 %) с незначительным содержанием фосфора (0,06 %). Высокая коксуемость и спекаемость углей характеризуется толщиной пластического слоя до 46 мм. По этим параметрам их следует считать высококачественным сырьем для производства металлургического кокса и производства шихты. Вместе с тем значительная часть углей этих районов относится к среднезольным и высокозольным и для производства кокса требует обогащения. Для них характерна тонкодисперсная минерализация органического вещества, что затрудняет промышленное обогащение. Очень трудная категория обогатимости характерна для углей Сыллахского и Немактинского месторождений Усмунского района и ряда месторождений Алдано-Чульманского района (Налдинское, Унгринское и др.).

В пределах Чульманской впадины выделено 43 месторождения, в том числе 18 в Усмунском районе и 25 — в Алдано-Чульманском. В западной части Усмунского района, на Сыллахском (V-6-16), Нижнетунгурчинском (V-6-4), Немактинском (V-6-1) и Усмунском (V-6-2) месторождениях проведены поисково-оценочные работы, в восточной части — поисковые работы, соответствующие геологическим съемкам масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000. На Верхнеталуминском месторождении (V-8-2), Муастахском участке Муастахского месторождения (V-8-13), Правокабактанском участке Кабактанского месторождения (V-8-9) и Докучаконском участке Чульманканского месторождения (V-8-8) проведена предварительная разведка. Остальные месторождения восточной части района опоискованы с различной

степенью детальности. Нерюнгринское месторождение (V-8-11) разрабатывается карьером с производительностью 10 млн т угля в год.

Ресурсы углей Алдано-Чульманской впадины составляют 30 370 млн т, из них Усмунского района — 4317 млн т и Алдано-Чульманского района — 26 053 млн т. Балансовые запасы Усмунского района по категории C_2 — 469 млн т. Остальные ресурсы относятся к прогнозным, причем большая часть из них (2292 млн т) — к категории P_3. В Алдано-Чульманском районе балансовые запасы по категориям $B + C_1 + C_2$ — 5011 млн т, прогнозные ресурсы — 21 042 млн т. Как и в Усмунском районе, среди прогнозных главенствуют ресурсы по категории P_3 (14 850 млн т). Угли коксующихся марок в Чульманской впадине составляют до 60 % всех ресурсов; 15 % ресурсов пригодны для штольневой отработки, а около 6 % — для открытой добычи.

Западная часть Токариканского грабена, входящая в состав Гонамского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна, наименее изучена (геологическая съемка масштаба 1 : 50 000). Мезозойские угленосные отложения почти полностью перекрыты рыхлыми отложениями и неугленосными нижнемеловыми породами. Более изучена восточная половина грабена, не входящая в пределы листа, где угольные пласты (до 2,5 м) обнаружены по р. Гонам, а редкими скважинами вскрыт полный разрез угленосных отложений. Угленосными являются отложения дурайской, кабактинской, беркакитской и нерюнгриканской свит, которые содержат до 78 пластов и прослоев каменных углей, двадцать из них достигают рабочей мощности. Наибольшей угленосностью характеризуются верхние горизонты беркакитской свиты, один из пластов достигает мощности более 10 м, но на площади не прослеживается. По степени метаморфизма угли относятся к стадиям Ж и КЧК.

В западной части грабена выявлены лишь отдельные выходы угольных пластов нерабочей мощности и некоренные углепроявления, относящиеся, вероятно, к дурайской и кабактинской свитам. Учитывая выявленную угленосность в восточной части, можно ожидать повсеместного наличия рабочих пластов.

СЛАНЕЦ ГОРЮЧИЙ. Проявление сланцев (IV-6-38) выявлено на площади 100 м^2 среди элювия аркозовых песчаников юры. Они представлены слоистыми плитками размером 20×10×4 см, тонкие пластины которых загораются от спички, издавая запах резины. Технический анализ показал (%): влага — 3,56, зола на сухое топливо — 37,7, летучие на горючую массу — 37,0, сера — 0,18. Высокая зольность связана с сильной выветрелостью породы. Подобные горючие сланцы встречены и в других местах [135]. Они отнесены к группе гумусово-сапропелевых.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЖЕЛЕЗО. Выделяются следующие генетические разновидности месторождений и проявлений железа: 1) осадочно-метаморфизованные архейские железистые кварциты и сопровождающие их ремобилизаты в нескольких крупных районах; 2) магнетитовые скарноиды, нередко полиметалльные; 3) разновозрастные скарновые; 4) магматические; 5) брекчиево-жильные гематитовые, протерозойские; 6) бурые железняки.

1. Осадочно-метаморфизованные архейские железистые кварциты и сопровождающие их ремобилизаты в нескольких крупных районах. С раннеархейскими образованиями курультинской, чарской, зверевской и иенгрской серий связаны многочисленные пункты минерализации (IV-7-20, V-2-34, III-8-21, V-4-63, V-5-26, V-9-17, VI-3-78, VI-6-5, VI-6-8), проявления Курультинское, Беркакитское (VI-8-8), Горбыляхское (VI-8-43). Они представлены единичными или сложными пластами магнетитовых грубозернистых кварцитов мощностью до 12 м с содержанием железа 28—35 %. Метасоматиты по кварцитам содержат разное количество железа. Так, в микроклин-магнетитовых породах (VI-1-15) и в пласте шириной 20—100 м и длиной до 5 км содержание $Fe_{общ}$ до 20 %, а в сульфидизированных силикатно-кварцмагнетитовых породах (VI-2-33) с мощностью 2—3 м — до 33 %.

Мелкое месторождение Холодниканское (VI-8-57) размещается в толще диафторированных пород холодниканской свиты на крыле крупной синклинали с размахом крыльев около 20 км. Вмещающими породами являются разнообразные гнейсы и сланцы, а также безрудные кварциты. К подошве последних и приурочен неустойчивый по мощности (20—80 м, а на северо-востоке до 300 м) горизонт грубополосчатых крупнозернистых магнетитовых кварцитов, иногда с железистыми силикатами, дополнительно перекристаллизованными (массивные руды с $Fe_{общ}$ = 50 %) рассланцованными, гранитизированными с образованием жильных магнетитовых руд. Протяженность горизонта 35 м. Содержание $Fe_{общ}$ — 25—45 %, вредных примесей нет. Рабочий прогноз — 250 млн т.

Верхнеархейские месторождения и проявления рассматриваются по отдельным районам.

Чаро-Кодарский район. Месторождение Салуматское (IV-2-31) представляет собой серию сближенных пластов магнетитовых кварцитов, безрудных метасоматитов в толще вмещающих их биотитовых, амфибол-биотитовых плагиогранитогнейсов и амфиболитов. Наиболее крупные из них установлены в южной части месторождения (мощность 57,2 м, длина 3 км; мощность 39 м, длина 4,5 км). Рудные тела однообразны по строению и составу, содержат небольшую примесь роговой обманки, куммингтонита, реже гематита, граната, силлиманита, пироксенов. Структура руд нематогранобластовая, текстура тонкополосчатая, реже массивная. Содержание (%): железа магнетитового — до 30,2 (обычно 16—24), V_2O_5 — не более 0,05—0,06, хрома — 0,03, никеля — 0,003, кобальта — 0,003, марганца — 0,078, меди — 0,019, циркония — 0,018. Запасы руды 1035,1 млн т, а железа магнетитового 216,1 млн т.

Месторождение Нижнесакуканское (IV-2-26) представляет собой северный фланг субмеридиональной рудоносной зоны шириной 10 км и протяженностью до 40 км, насыщенный разобщенными рудными телами. Месторождение сложено пластами магнетитовых кварцитов, прислоненных к древним тектоническим зонам субмеридионального, северо-восточного и север-северо-западного простирания. Кварциты установлены в ассоциации с телами гиперстеновых, гранатовых скарнов, мономинеральных кварцитов. Мощность рудных тел от 1—2 до 83 м, длина до 4 км. Среднее содержание железа магнетитового 23,88 %. Запасы руды 805,5 млн т, железа металлического 192 млн т [113, 424].

Месторождение Чарское (V-2-30) является южным флангом вышеописанной субмеридиональной 40-километровой рудоносной зоны. Здесь магнетитовые кварциты и амфибол-магнетит-кварцевые сланцы находятся в переслаивании с кварцитами и глиноземистыми сланцами. Мощность 17 рудных тел от 2—3 до 25 м, длина 0,5—2 км. Содержание железа общего 24—40 %. Запасы по категории C_2 — 191,3 млн т.

Помимо этих месторождений, в Кодарском районе выявлено несколько проявлений и пунктов минерализации подобных руд (IV-2-6, 8, 15, 25; V-2-8, 9, 21). Все они представлены маломощными телами магнетитовых кварцитов с содержанием железа 30—40 %. В одном случае (IV-2-8) в

верховье р. Тепракан обнаружен крупный (1×6 км) ксенолит в ультраметагенных гранитах протерозоя, в котором выявлено шесть линз магнетитовых кварцитов мощностью 20—50 м, длиной до 0,5 км. Содержание магнетита не более 20 %. Здесь отмечается повышенное содержание золота (0,02 г/т), германия (до 0,0002 %), кобальта, хрома (до 0,3 % каждого), ванадия (до 0,02 %) [417].

Каларский район. Проявления Калаканское I и Калаканское II (VI-3-29) приурочены к тектонической зоне в архейских породах. Они представлены четырьмя пластовыми телами магнетитовых кварцитов мощностью 5—50 м, длиной 475—2200 м. Среднее содержание железа магнетитового 17 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 13,65 млн т руды.

Многочисленные проявления в верховьях р. Калакан (VI-3-13, 14, 22, 23, 39) связаны с породами борсалинской серии и представлены линзовидными телами магнетитовых (иногда с гранатом, куммингтонитом) кварцитов и сланцами мощностью до 20 м, длиной до 200 м. Содержание $Fe_{общ}$ в среднем 30—35 %, серы и фосфора — сотые доли процента, редко 0,1—1 %.

В бассейне р. Имангра (VI-4-29, 30) установлены тела тонкозернистых магнетитовых кварцитов среди биотитовых сланцев и микрокварцитов мономинеральных. Содержание железа магнетитового 24—36 %, фосфора — 0,05—0,11 %, окиси титана — до 2,5 % [422].

В долине р. Калар установлено несколько проявлений (VI-2-56; VI-3-72, 73). Одно из них (VI-2-56) представлено серией линзовидных и пластовых тел магнетитовых кварцитов, залегающих в биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсах. Они имеют субширотное простирание, крутое падение на север, их длина 70—500 м (до 2 км) при мощности от 2—5 до 30—50 м. Распределение рудных тел в разрезе невыдержанное. Содержание магнетита от 2—5 до 60 %. Среднее содержание общего железа — 40 %, серы — 0,08 %, P_2O_5 — 0,24 %. Общие забалансовые запасы составляют 60 млн т руды.

Многие проявления представляют собой скиалиты (0,7—1 км×0,3—0,5 км) среди древних гнейсогранитов. В скиалитах линзовидные тела магнетитовых кварцитов тонкополосчатые крутопадающие малой мощности. Содержание железа общего в среднем 30—35 %, серы и фосфора — сотые процента.

Чаро-Токкинский район. Месторождение Кебектинское (III-3-31) в рудной зоне протяженностью 10 км и шириной 4 км представлено двумя залежами в толще пород борсалинской серии. Центральная залежь сложена рудными телами суммарной мощностью 4,2—100,8 м. Коэффициент рудоносности 0,2—0,69. В залежи одна-две рудных пачки мощностью 2,3—95,5 м. Число рудных пластов и пропластков в пачках 1—8, их мощности 0,5—14,3 м. В южном направлении отмечается выклинивание залежи. Рудные пласты представлены в основном неокисленными рудами — магнетитовыми и куммингтонит-магнетитовыми кварцитами. В подчиненном количестве присутствуют биотит-магнетитовые, гиперстен-магнетитовые и гастингсит-магнетитовые кварциты. В северной части залежи на глубине 17 и 232 м обнаружены богатые карбонат-магнетитовые руды мощностью 10 и 4 м. Западная залежь с рудным горизонтом (19,7—107,9 м) включает 1—21 рудных пласта и пропластка (0,2—24,0 м), с обычной мощностью около 5 м. Руды представлены магнетитовыми, роговообманково-магнетитовыми и куммингтонит-магнетитовыми кварцитами. Они переслаиваются с биотит-магнетитовыми, гастингсит-магнетитовыми кварцитами, биотитовыми гнейсами, лептитами, куммингтонит-биотит-гранатовыми кристаллосланцами. Среднее содержание общего железа по двум залежам 27,12 и 23,19 %. Прогнозные запасы по ним 322 млн т.

Месторождение Ималыкское обнаружено на водоразделе рек Кебекте и Ималык (III-3-35). Железистые кварциты здесь переслаиваются с биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кварцитами. Выявлено восемь рудных залежей протяженностью 600—1300 м, мощностью 100—250 м; простирание их субмеридиональное, падение крутое — 60—85°. Запасы руд по трем наиболее крупным залежам по категории C_2 до глубины 600 м — 713,4 млн т при среднем содержании железа общего 28,5 %, в том числе для открытой отработки 215 млн т. Прогнозные ресурсы по четырем другим залежам 85 млн т.

Месторождение Снежное (III-3-24) приурочено к западному крылу Верхнекебектинской синклинали. Представлено двумя рудными горизонтами, разбитыми на блоки. Они залегают среди гнейсов биотит-амфиболовых. Восточный рудный горизонт сложен гиперстен-магнетитовыми кварцитами и кристаллосланцами полосчатыми мелкозернистыми, куммингтонит-магнетитовыми кварцитами тонкополосчатыми, магнетитовыми кварцитами. Содержание магнетита в кварцитах 20—45 %, в кристаллосланцах — до 90 %.

Западный рудный горизонт сложен мартитовыми кварцитами тонкополосчатыми. Содержание (%): мартита — 20—40, магнетита — до 5. Содержание в рудах (%): железа общего — 38,7, железа магнетитового — 26,8, железа гематитового и мартитового — 8,8, железа сульфидного — 0,02, силикатного — 3,01. Основная масса руд отнесена к категории бедных легкообогатимых. Богатые руды образуют линзовидные залежи мощностью 1—5 м в рудах основной массы. Общие ресурсы месторождения Снежное на глубину 300 м по категории P_2 — 88 млн т [429].

Крупное месторождение Тарыннахское (III-3-23) занимает площадь 40—45 км². На севере ограничено разломом северо-западного простирания, отделяющим его от месторождения Торгинское. Месторождение расположено на северном фланге восточного крыла Верхнекебектинской синклинали и имеет сложное строение, выраженное в сочетании узких линейных синклинальных складок с крутопадающими залежами. Предполагается моноклинальное крутое падение на запад рудной толщи, состоящей из трех рудных горизонтов и разделяющих их двух межрудных, разбитых на блоки с амплитудой перемещения до 100 м и более. Все блоки имеют различный уровень эрозионного среза. Установлены Восточная, Центральная и Западная рудные залежи. Восточная залежь прослежена на 7 км. Состоит из 1—5 рудных пачек (65—117,8 м), число пластов и пропластков железистых кварцитов 1—9, мощность 0,5—38,8 м. Коэффициент рудоносности по залежи 0,25—0,76. Руды состоят из хлорит-магнетитовых, роговообманково-магнетитовых, магнетитовых кварцитов, реже биотит-магнетитовых, актинолит-магнетитовых, куммингтонит-магнетитовых, гастингсит-магнетитовых, присутствуют турмалиновые кварциты, лептиты, биотитовые гнейсы, амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы.

Центральная рудная залежь прослежена на 9,1 км, ширина выхода 244—332,5 м. Количество рудных пачек 1—5, мощность 9—201 м, число пластов 1—18, их мощность 0,5—48 м. Коэффициент рудоносности пачек 0,27—0,93. Руды представлены магнетитовыми, куммингтонит-магнетитовыми кварцитами и кварцитосланцами, в меньшей степени мартитизированными магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми, роговообманково-магнетитовыми, актинолит-магнетитовыми кварцитами, присутствуют лептиты, биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы [429, 455].

Западная залежь сложена рудными линзами длиной 200—500 м, мощностью 10—15 м. Это магнетитовые кварциты, реже роговообманково-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые, антофиллит-магнетитовые и лептиты.

Содержание общего железа по месторождению 27,7—37,6 %, железа магнетитового — 25,6—35,2 %. Прогнозные запасы 1533 млн т легкообогатимых руд (на глубину 300—500 м).

Малое месторождение железа Торгинское (III-3-13) является продолжением Тарыннахского месторождения, скрыто под чехлом осадочных протерозойских отложений и выявлено по аэромагнитной аномалии, которая обусловлена наличием горизонтов железистых кварцитов мощностью 110—320 м. Общая протяженность горизонтов железистых кварцитов в пределах этого месторождения 2,5 км, глубина залегания 150—200 м. Прогнозные запасы руд до глубины 300 м — 50—70 млн т [429].

Месторождение Горкитское (III-3-36) перекрывается отложениями сеньской свиты мощностью 30—135 м. Месторождение представлено двумя рудными залежами: одна длиной 17 км, мощностью 200 м, другая длиной 6 км и мощностью 160 м. Залежи сложены магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами. Среднее содержание $Fe_{общ}$ 28,8 %. Прогнозные ресурсы по категории P_1 на глубину 800—1000 м составляют 480 млн т [429, 455].

Месторождение Нижнегоркитское (III-3-43) является продолжением на юг Горкитского месторождения. На севере и юге ограничено разломами северо-западного простирания. Выявлено три залежи протяженностью 1,4; 1,3; 3 км. Первая залежь содержит четыре рудных пласта мощностью 1—12 м. Коэффициент рудоносности 0,73. Вторая залежь включает один-три пласта мощностью 0,1—1,5 м. Коэффициент рудоносности 0,52—1,0. Третья залежь содержит от одного до десяти рудных пластов мощностью 0,1—2,5 м. Коэффициент рудоносности 0,41—0,92. Рудные пласты представлены магнетитовыми, хлорит-магнетитовыми, роговообманково-магнетитовыми кварцитами, редко с линзами гранат-магнетитовых и гиперстен-магнетитовых кварцитов. Межрудные прослои мощностью 2—5 м сложены амфиболитами, гранат-биотитовыми гнейсами, мигматитами, двуслюдяными сланцами. Главными рудными минералами являются магнетит, реже гематит. По данным химического анализа руд содержание $Fe_{общ}$ 20—46 %. Содержание полезных примесей (V, Ni, Cu, Cr) не более 0,01 %, вредных — ничтожно. Руды относятся к категории бедных и легкообогатимых [429].

Месторождение Кудуминское (III-3-44) оконтурено по развалам руд в зоне длиной 2 км, шириной 50 м. Вскрышными работами установлены рудные тела мощностью 0,7—45 м. Они представлены неокисленными разностями — гиперстен-магнетитовыми, гранат-магнетитовыми, роговообманково-магнетитовыми, диопсид-магнетитовыми, тальк-гиперстен-магнетитовыми кварцитами. Окисленные мартитовые руды обнаружены в незначительном количестве на северном фланге месторождения. Текстура руд тонкополосчатая, реже неяснополосчатая, массивная, структура гранобластовая. Среднее содержание $Fe_{общ}$ по месторождению 31,4 %. По результатам интерпретации геофизических данных прогнозные ресурсы по категории P_2 до глубины 300 м составляют 39 млн т [429, 455].

Малое месторождение Михайловское (III-3-40) расположено на водоразделе рек Ималык—Эксачи. Его состав и строение идентичны месторождениям Кудуминское и Нижнегоркитское. По геофизическим данным прогнозные запасы до глубины 500 м по категории P_2 составили 44 млн т. Рекомендуется в качестве объекта попутной отработки вместе с другими месторождениями района.

Месторождение Эксачинское (IV-3-6) содержит рудный пласт мощностью не менее 40 м, длиной 1,75 км, который сложен амфибол-гранат-магнетитовыми, гранат-магнетитовыми, биотит-гранат-магнетитовыми кварцитами, на северном фланге диопсид-магнетитовыми, амфибол-гиперстен-магнетитовыми кварцитами. Содержание $Fe_{общ}$ — 25—35 %. Прогнозные запасы на глубину 300 м по данным аэромагнитной съемки 36 млн т [429, 455].

Проявление по правому склону долины руч. Нижний Тарыннах (III-3-26) представлено глыбовыми развалами биотитовых гнейсов, амфиболовых кристаллосланцев с глыбами гастингсит-куммингтонит-магнетитовых кварцитов и магнетит-амфиболовых кристаллосланцев [429]. Проявление Соктакутское (III-4-1) представлено пластом (10 м) магнетитовых кварцитов длиной 200 м (возможно 900 м), залегающим среди амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллосланцев темулякитской свиты. Содержание магнетита 35—65 % [457]. В пункте (IV-3-42) обнаружены магнетитовые кварциты с содержаниями $Fe_{общ}$ — 38—48 %, P_2O_5 — 0,06 %.

В бассейне рек Эксачи, Кудуми установлено еще несколько проявлений магнетитовых кварцитов (IV-3-2, 13, 17) с мощностью рудных тел до 3—5 м, протяженностью до 1 км [128, 429].

Олекмо-Темулякитский район. На водоразделе рек Олекма и Б. Дагды выявлено проявление Дагды (V-5-4), приуроченное к породам сырылырской серии. Протяженность рудоносного горизонта до 6 км, ширина 0,4—2,2 км. Он сложен хлорит-серицит-кварцевыми, роговообманково-плагиоклазовыми, амфибол-куммингтонит-плагиоклазовыми кристаллосланцами с пластами железистых кварцитов. В южной части рудоносного горизонта мощностью 350 м установлено девять пластов куммингтонит-магнетитовых кварцитов мощностью 3—10 м и один пласт мощностью 24—48 м и длиной 200—100 м. Среднее содержание общего железа 29,4 %, магнетитового 19,9 %. Прогнозные запасы до глубины 300 м составили 20 млн т.

В бассейнах рек Нижний и Средний Кудуликан, Сырылыр, Токур выявлено несколько проявлений магнетитовых кварцитов в слюдяных сланцах (V-5-12, 15, 21, 26) среди пород той же серии. Они образуют редкие тела мощностью 0,5—5 м и длиной до 450 м с содержанием общего железа — до 32,4 %, магнетитового — до 26,5 %, редко никеля — до 0,2 %, хрома — до 0,05 %, мышьяка — до 0,03 % [430].

Руды трех проявлений (IV-5-14, 17, 23) являются природнолегированными комплексными и представлены биотит-хлоритовыми сланцами с тонкими (до нескольких сантиметров) прослоями магнетитовых кварцитов и ильменит-магнетитовыми рудами. Текстура этих пород ритмично-полосчатая, плойчатая, структура — петельчато-сростковая, микрогранобластовая, лепидогранобластовая. Выделяются лимонит-магнетитовые прослои, состоящие из магнетита (80 %) и лимонита (20 %) с редким кварцем, гематитом, пирротином [134, 455].

По геофизическим данным на проявлении (IV-5-14) средняя мощность крутопадающей рудной пачки 100 м, длина до 6 км. Содержание FeO по данным силикатного анализа 17,39—35,2 %, Fe_2O_3 — 7,18—18,48 %. Отмечаются алюминий (1 %), магний и марганец (0,1—0,3 % каждого). На проявлении (IV-5-23) крутопадающая пластовая залежь ильменит-магнетитовых руд мощностью до 40 м, длиной до 7 км содержит железа общего 36 %, TiO_2 2,8—11,1 %, меди 0,05—0,13 %. Предполагаемые запасы железа по категории P_2 — 20 млн т, титана — 2,2 млн т, меди — 90 тыс. т на глубину 200—300 м.

Ханинский район. Здесь обнаружено несколько проявлений магнетитовых кварцитов, изученных в обнажениях, которые приурочены к образованиям борсалинской серии в зоне Хани-Эвонокитской шовной структуры меридионального простирания (IV-4-27; V-3-2, 8, 29, 53; V-4-6, 43, 52). На водоразделе рек Аргукан—Эвонокит мощность рудных пластов 0,5—3,2 м. Содержание магнетита 13—26 %. На левом водоразделе р. Эвонокит магнетитовые кварциты и гранат-салит-амфибол-магнетитовые сланцы имеют мощность 2—3 м, редко 13 м. Содержание $Fe_{общ}$ не более 35 %.

Комплексное малое месторождение железа, алюминия, ванадия Ханинское (V-4-58) приурочено к западному борту Тарагайской брахисинклинали сложного строения. Гематитовая минерализация связана с пачкой кварцитов и лютогенитов (80—110 м), которая подстилается высокоглиноземистыми кристаллосланцами и метавулканитами с линзами (мощность до 4,5 м) магнетитовых кварцитов. Протяженность пачки гематитовых кварцитов и лютогенитов 11,5 км, средняя мощность 20,1 м. Среднее содержание $Fe_{общ}$ 19,6 %. Прогнозные запасы гематитовых руд 208 млн т.

Иногда (V-4-46) в ассоциации с подобными кварцитами присутствуют сульфидно-магнетит-гематитовые и карбонатно-гематитовые залежи (мощностью до 92 м, длиной до 200 м), в которых помимо железа ($Fe_{общ}$ — 40 %, $Fe_{маг}$ — 40 %) установлены (%): Mn — до 0,05, Ni — до 0,002, Zn — до 0,02 [444]. Гематитовые или железнослюдковые кварциты часто встречаются в низах удоканской серии, возможно и здесь они являются таковыми. Так, на проявлении Лысовское (IV-1-24) скиалиты удоканской серии в гранитах содержат тонкополосчатые магнетит-амфиболовые кварциты и метасоматиты по ним (тела до 140 м) с железом магнетитовым в количестве 22,7 %, с которыми возможно связаны магнитные аномалии длиной до 20 км [440].

Нелюкинский район. Месторождение Джелтуктатское (III-6-5) приурочено к центральной части антиклинальной складки, сложенной борсалинской серией — амфибол-биотитовыми, биотитовыми гнейсами и амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами. Среди них пласты магнетитовых кварцитов мощностью 0,3—22,1 м, протяженностью до 1,2 км. В наиболее мощных рудных пластах полосчатые магнетитовые кварциты массивные, участками вкрапленные хлорит-кварц-магнетитовые, крупнозернистые иногда слабомартитизированные и массивные магнетитовые мелкозернистые с прослоями диопсидовых пород. Мелкие рудные тела сложены магнетит-кварц-диопсидовыми породами и железистыми кварцитами среднезернистыми лимонитизированными. В целом преобладают линзовидно-полосчатые, полосчатые до тонкополосчатых кварциты. Содержание магнетита до 75 %, мартита до 1 % в виде пластинчатых выделений в магнетите. Среднее содержание в рудах (%): железа — 30,6, серы — 0,006—0,11, фосфора — 0,145, германия — 0,001, олова — 0,01, цинка — 0,1. Запасы железных руд по категории C_2 — 125 млн т на глубину 200 м [90, 455].

Мелкое месторождение Нелюкинское (IV-6-10) приурочено к отложениям темулякитской свиты. Пласты железистых кварцитов прослежены на 11 км, ширина их выхода 500—1000 м. Они слагают ядро крупной синклинали и смяты в крутые изоклинальные складки. Вмещающими породами являются биотит-силлиманитовые гнейсы и силлиманит-биотитовые кристаллосланцы, которые встречаются и среди железистых кварцитов в виде слоев мощностью 2—5 м. Рудные тела (15—20 м) сложены магнетитовыми и мартитовыми кварцитами, между которыми наблюдаются постепенные переходы. Содержание (%): $Fe_{общ}$ — 25—53,6, серы — 0,006, фосфора — 0,016. Запасы Центрального участка месторождения

по категории C_2 на глубину 200 м составили 118,4 млн т при среднем содержании железа 38,65 % [135, 436, 455]. Прогнозные ресурсы по всему месторождению не менее 306 млн т.

Мелкое месторождение Радужное (IV-5-10) расположено северо-западнее предыдущего. Протяженность рудной пачки 4 км, мощность 172—268 м. Сложено железистыми кварцитами с содержанием общего железа 31,07—35,09 % по двум штуфным пробам. Коэффициент рудоносности 0,5. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 170 млн т на глубину 300 м. Отмечается присутствие золота в кварце и рудных минералах.

Проявление Яелахское (IV-5-11) по строению и составу аналогично месторождениям Нелюкинское и Радужное, находится в промежутке между ними и приурочено к тому же рудному горизонту.

Особняком стоят два объекта. Проявление (IV-7-62) в районе устья р. Средн. Булгунняхтах представлено пластообразным телом магнетит-гематитовых кварцитов мощностью 10 м, длиной 1200 м со средним содержанием общего железа 40,87 %, магнетитового 6,02 % [437].

Комплексное барит-гематитовое месторождение Гематитовое (IV-9-40) в центральной части крутой, запрокинутой на юго-запад брахисинклинали, сложенной отложениями атырской свиты федоровской серии. Рудовмещающими являются плагиогнейсы и гнейсы биотитовые, двуслюдяные и двуслюдяно-силлиманитовые, реже силлиманитовые сланцы и кварцитосланцы (70—170 м). В ядре складки на площади 0,15 км^2 вскрыта пачка мартит-гематитовых кварцитов (80 м). Она представлена переслаиванием рудных кварцитов с безрудными. Мощность пластов до 30—40 м. В центральной и юго-восточной части месторождения преобладают рудные кварциты, которые иногда образуют рудные брекчии. Рудные кварциты — мелко- и крупнозернистые породы тонкополосчатой, неяснополосчатой или массивной текстуры. Помимо рудных минералов (3—40 %) присутствуют силлиманит, кордиерит, турмалин, часто барит и бариевый ортоклаз в согласных кварц-баритовых прослоях. На месторождении отмечена штокверковая зона и отдельные жилы кварца мощностью до первых десятков сантиметров с горным хрусталем, мартитом, баритом.

Самыми поздними в этой зоне являются рудные брекчии с барит-кварц-гематитовым цементом, которые относятся к наиболее богатым рудам, представляющим главную промышленную ценность месторождения. Содержание (%): железа — 30—42 (редко 52,3), бария — 0,3—14,21, серы от 0,14—0,5 до 2,59, P_2O_5 — 0,09—0,2 %. Запасы мартит-гематитовых руд отнесены к забалансовым и составляют по категории $C_1 + C_2$ — 37,464 млн т, запасы барита по категории $C_1 + C_2$ — 1,6 млн т. Сходный тип оруденения установлен в бассейне рек Левый Южный Нимныр и Кэннэнэй (IV-8-17, 29), где обнаружены обломки гематит-магнетитовых кварцитов [137, 138, 420].

2. Тип магнетитовых скарноидов, иногда полиметалльных характерен для Дёс-Леглиерского района, где обнаружены, крупные, средние месторождения и многочисленные мелкие месторождения и проявления.

Крупное месторождение Десовское (IV-8-53) приурочено к выходу продуктивного горизонта леглиерской свиты федоровской серии, слагающей узкую линейную синклиналь протяженностью 25 км и глубиной до 1800 м. Структура запрокинута на север, угол падения северного крыла 30—65°, южного 50—80°. Мощность рудной пачки 0—320 м. Магнетитовые руды переслаиваются с серпентиновыми, форстеритовыми, карбонатными породами, диопсид-роговообманковыми и биотитовыми кристаллосланцами. Детально разведаны 17 рудных залежей мощностью до 50 м, длиной до 15 км. Характерна резкая изменчивость мощности залежей по падению и простиранию, невыдержанность вещественного и в меньшей мере ка-

чественного состава руд. Рудные тела имеют пластовую или линзовидную форму, их мощность 4—60 м, длина от 100—150 м до 3—5 км. Руды магнетитовые с магнезиально-кальциевыми силикатами — диопсидом, серпентином, амфиболом, флогопитом. Среднее содержание общего железа 27,6 %, железа магнетитового 22,6 %, серы 1,08 %. Запасы месторождения составили (ГКЗ 1984 г.) по категории $B + C_1 + C_2$ — 701 516 млн т руды на глубину 700 м [137, 420].

Крупное месторождение Южное (IV-8-82) перекрыто нижнекембрийскими отложениями мощностью 150 м на западе и до 380 м на востоке. По данным бурения месторождение представляет собой узкую линейную синклиналь длиной 16 км, шириной 1 км. Выделено две залежи — западная и восточная длиной 7,5 и 7,0 км. Обе линзовидно-пластовой формы. В каждой залежи по одному крупному пласту магнетитовых руд мощностью 5—68 м, остальные девять пластов длиной до 2,5 км и мощностью 3—12 м. Содержание общего железа — 35,12 %, магнетитового — 28,84 %, серы — 1,5 %, P_2O_5 — 0,15 %. Запасы по категории C_2 на глубину 0,7 км — 461,8 млн т руды, по категории P_1 — 1209,2 млн т [420].

Среднее месторождение Савгельское состоит из трех участков: Неричи, Савгельский, Геофизический. На участке Неричи две рудные залежи. Первая включает пласт мощностью 3—20 м, длиной 1700 м и две линзы длиной 250 м, мощностью 1—4 м. Вторая залежь с одним телом мощностью 20 м, длиной 600 м. Участок Савгельский находится в 1 км южнее. Здесь рудная зона имеет прерывистое пласто-линзообразное строение с пластами длиной 25—2200 м. В зоне четыре рудных залежи длиной 500—2200 м, мощностью 20—60 м. Участок Геофизический сложен рудной залежью длиной 5440 м, мощностью 66 м, в составе которой несколько рудных тел длиной 400—1400 м. Руды диопсид-магнетитового состава с содержанием общего железа — 21,89—31,64 %, железа магнетитового — 14,34—22,7 %, кобальта — 0,01—0,017 %. Запасы по месторождению до глубины 500 м составляют 172,6 млн т руды.

Мелкое месторождение Лесное расположено на правом и левом берегах р. Унга-Дес (IV-8-70). Соответственно выделено два участка — Лесной I и Лесной II. Первый участок представлен пластом диопсид-магнетитовых руд длиной 2,5 км и мелкими линзами длиной до 400 м, мощностью 5—15 м. Второй участок сложен одним рудным телом длиной 550 м, мощностью 16 м. Среднее содержание железа общего — 27,9 %, магнетитового — 21 %. Разведанные запасы руды по категории C_2 — 19,666 млн т при среднем содержании железа общего 28,3 %, магнетитового — 22,3 % на глубину 300 м.

Мелкое месторождение Новый Дес (IV-8-57) состоит из двух участков — Новый I и Новый II. Они приурочены к запрокинутым на запад синклиналям, являющимся юго-западным продолжением Десовской синклинали. Длина двух главных рудных тел на участке Новый I от 370 м до 1,3 км, мощность 8—25 и 12—32 м, на глубину они прослежены на 250 м. На участке Новый II шесть рудных тел и десять рудных линз. Наиболее крупное тело длиной 1600 м и мощностью 10—24 м изучено на 200 м. Другие тела имеют длину 500—600 м, мощность 9—20 м. Руды диопсид- и амфибол-магнетитовые, реже серпентин-магнетитовые. Среднее содержание общего железа 28,3 %, железа магнетитового — 22 %. Разведанные запасы по категории P_2 — 117,685 млн т на глубину 300 м.

Среднее комплексное месторождение Пионерское (IV-8-76) выявлено на водоразделе рек Бол. Хатыми и Сивагли. Представлено двумя пластообразными залежами длиной 500 и 1000 м, мощностью 25—130 и 60 м соответственно в составе толщи пород федоровской серии. Прослежены на глубину 400 м без изменения мощности. Руды массивные и полосчатые

вкрапленные, по составу магнетит-скаполит-диопсидовые с незначительным количеством сульфидов. Содержание железа общего — 25—40 % (до 56 %), серы — 0,15—3,74 %, фосфора — не более 0,1 %. Руды легкообогатимы. В них также отмечаются повышенные содержания редких земель, связанных в ортите и сфене, меди — до 0,05 %, кобальта — 0,005 %. Рудовмещающие породы перекрыты доломитами юдомской свиты мощностью 30—70 м, которые являются высококачественным огнеупорным сырьем. Запасы на глубину 850 м по категории $A_2 + B + C_1 + C_2$ — 137,857 млн т [137, 420].

Мелкое месторождение Комсомольское (IV-8-81) в долине р. Сивагли также перекрыто толщей доломитов венда (70 м). Скважинами под доломитами вскрыта кора выветривания мощностью 3—16 м, далее идут кальцифиры и рудная зона. В разрезе установлено десять рудных пластов мощностью от 1,5—2,0 до 28 м, длиной 600—900 м. Руды диопсид-скаполит-магнетитовые и амфибол-магнетитовые. Текстура их вкрапленная, пятнистая, прожилково-вкрапленная. Содержания (%): серы — 0,07—5,14, меди — до 0,1, ванадия — 0,003, бора — 0,003, галлия — 0,001. Запасы железных руд по категории C_1 — 25,45 млн т, C_2 — 17,385 млн т до глубины 650 м. Запасы отнесены к забалансовым.

Мелкое комплексное месторождение Сивагли (IV-9-75), расположенное на левом берегу р. Сивагли, приурочено к породам леглиерской свиты федоровской серии, слагающим южное крыло Дес-Хатыминской синклинали. Рудная пачка мощностью 200 м подстилается мраморами, кальцифирами, диопсидовыми, диопсид-амфиболовыми, диопсид-скаполитовыми и диопсид-флогопит-скаполитовыми породами, перекрывается пироксен-амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами мощностью более 500 м. В составе рудной пачки выявлено пять рудных залежей, две из них незначительны. На глубину рудные тела прослежены на 250 м. Мощность тел 11—50 м, длина 400—600 м. Руды представлены двумя типами: серпентин-хлорит-мартитовыми окисленными с актинолитом, ангидритом, гидротальк итом и диопсид-скаполит-магнетитовыми (или роговообманково-магнетитовыми).

По технологическим свойствам выделено четыре типа руд: 1) мартеновские мартитовые руды с содержанием железа более 55 %, серы менее 0,15 %, фосфора менее 0,15 %, меди менее 0,15 %; 2) доменные мартеновские руды с содержанием железа более 46 %, серы, фосфора не более 0,15 % и меди не более 0,2 %; 3) медистые железные руды с содержанием железа более 25 % для магнетитовых руд и 30 % для мартитовых руд и меди более 0,2 %; 4) мартитовые руды, требующие обогащения, с содержанием железа более 30 %, серы более 0,15 %. Руды легко обогащаются флотацией. Участками руды содержат повышенное содержание меди (0,5—1,7 %) и кобальта (до 0,02 %). Запасы железных руд по месторождению по категории $A_2 + B + C_1$ — 26,382 млн т на глубину 150 м, кобальта — 3721 тыс. т, меди — 81 тыс. т [138, 420].

Мелкое месторождение Тит-Эргинское (IV-9-65), обнаруженное по геофизическим данным, перекрывается 5—20-метровым горизонтом доломитов и имеет разведанные запасы 25,143 млн т на глубину 200 м.

Крупное месторождение Таежное (IV-9-38) приурочено к леглиерской свите федоровской серии и размещается в замке и крыльях подковообразной центриклинали Таежной синклинали с максимальным размахом крыльев 800 м на северо-западе и 360 м на юго-востоке. Максимальная глубина погружения продуктивного горизонта 920—1000 м. Простирание складки северо-западное. Падение крыльев 60—80°. Синклиналь пересечена глубинным разломом, фиксируемым брекчиями, скарнами, линейной корой выветривания. По нему северо-восточный блок поднят относительно юго-

западного на 175—200 м. Продуктивный горизонт подстилается двупироксен-гиперстен- и диопсид-роговообманковыми плагиосланцами, выше по разрезу идут роговообманковые, диопсид-роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые плагиогнейсы. Мощность этой пачки 300 м.

Продуктивный горизонт имеет двучленное строение. Нижняя его часть мощностью 5—140 м представлена рудной пачкой, сложенной переслаивающимися рудами (общая мощность рудных пластов 40—90 %) с оливиновыми, серпентин-оливиновыми сланцами, биотитовыми плагиогнейсами и плагиосланцами, реже диопсидовыми плагиосланцами и редко карбонатными породами. Мощность отдельных пластов магнетитовых руд от 0,05—0,2 до 15—28 м. Среди верхней части продуктивного горизонта мощностью 90—160 м с невыдержанной рудоносностью по латерали установлено 13 рудных тел (от 0,1—6 до 16 м), которые переслаиваются с оливиновыми сланцами, биотитовыми и диопсидовыми плагиосланцами и гнейсами, шпинель-диопсидовыми сланцами, карбонатными породами мощностью 0,5 до 3,5 м, иногда до 20—30 м. В составе верхней части продуктивного горизонта выделена межрудная пачка (30—75 м), которая сложена биотитовыми и высокоглиноземистыми плагиогнейсами, реже биотит-турмалиновыми плагиогнейсами, переходящими к юго-востоку в биотит-роговообманковые и роговообманковые. Выше межрудной пачки залегают карбонатные породы с пластами магнетитовых руд, оливиновых сланцев, диопсидовых и биотитовых сланцев и плагиогнейсов.

По составу выделяются магнетитовые, форстерит-магнетитовые, клиногумит-магнетитовые, пироксен-магнетитовые, амфибол-магнетитовые, флогопит-магнетитовые, серпентин-магнетитовые руды. Руды высокосернистые (1,81—2,06 %), свободные от мышьяка и фосфора. По обогатимости выделены три технологических сорта с содержаниями общего железа в руде более 35, 25—35 и 15—25 %. Разведанные запасы руды по категории $B + C_1 + C_2$ — 1255,053 млн т на глубину 900 м.

В 1,4 км на юг от месторождения Таежное установлено проявление Магнетитовое (IV-9-39), приуроченное к той же свите. Длина зоны оруденения 550 м, ширина 180 м, в ней разведаны четыре пластообразные залежи длиной 250—450 м, мощностью 15—50 м. Залежи сложены диопсид-флогопитовыми и серпентин-форстеритовыми рудами (аналогичными рудам Таежного месторождения). Содержание в рудах (%): железа — 26—60, серы — 0,1—3,5, фосфора — 0,01—0,12, бора — от следов до 0,09. Забалансовые запасы проявления 11,5 млн т по категории $C_1 + C_2$ и 9,7 млн т — по категории C_1.

Проявления Болотное и Никакское (IV-9-30) обнаружены в районе месторождения Таежное и сходны с ним. Разведанные запасы проявления Никакское по категории C_2 на глубину 100 м составили 4,418 млн т, прогнозные запасы проявления Болотное по категории P_1 — 20 млн т.

Среднее месторождение Утомительное (IV-9-53) выявлено в верховье р. Леглиер. Оно приурочено к породам медведевской свиты, которые включают рудную пластовую залежь, падающую под углом 70—80° на северо-восток. Она прослежена на 4,4 км и по падению на 700 м. В залежи выделено пять рудных тел мощностью 4—50 м. Содержание железа в диопсид-роговообманково-магнетитовых рудах 31,11 %, серы — 1,19 %. Запасы по категории C_2 на глубину 400 м составили 200,877 млн т руды [138, 420].

Мелкое месторождение Тинское (IV-9-55) расположено в 2 км к западу от предыдущего. Оно приурочено к породам леглиерской свиты и представлено девятью линзообразными залежами магнетитовых руд среди диопсид-роговообманковых, диопсид-скаполит-роговообманковых кристаллосланцев. Наиболее крупная залежь имеет длину 500 м и мощ-

ность 15—25 м. Содержание (%): $Fe_{общ}$ — 42,4, серы — 1,55, фосфора — 0,02. Отмечается повышенное содержание меди. Разведанные запасы руд по категории $C_1 + C_2$ — 27,7 млн т на глубину 350 м.

На левом склоне долины р. Леглер рядом с месторождением Тинское обнаружено проявление Заречное. Здесь в сходной геологической ситуации выявлено шесть линзовидных рудных залежей длиной 110—370 м, в раздувах 20 м мощности. Руды диопсид-магнетитовые, серпентин-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые. Содержание (%): $Fe_{общ}$ — 49,15, серы — 0,08, фосфора — 0,04. Запасы по категории C_1 — 3,735 млн т. В этом районе возможно резкое увеличение запасов руды за счет разведки в глубину и на флангах Тинского месторождения и проявления Заречное.

Мелкое месторождение Леглиерское (IV-9-52), приуроченное к южному крылу Леглиерской синклинали, представлено рудной залежью длиной 1050 м, мощностью 15—25 м в составе пород леглиерской свиты. Падение залежи на северо-восток под углом 55—70°. Рудная залежь сложена диопсид-магнетитовыми рудами с содержанием (%): $Fe_{общ}$ — 47,21, серы — 1,5, фосфора — 0,04. После доизучения месторождения запасы руды по категории C_2 составили 25,567 млн т.

Другие проявления и пункты минерализации этого типа оруденения (IV-8-6, 13, 16, 61, 74; IV-9-45, 61, 66, 70, 71, 85, 88, 89) связаны главным образом с породами леглиерской свиты федоровской серии и не имеют практического значения из-за незначительных параметров. Проявление в долине р. Алдакай (IV-7-73) является кобальтсодержащим. Оно сложено магнетит-диопсидовыми породами с гематитом в толще амфиболовых кристаллосланцев. Руды образуют пологопадающее пластовое тело мощностью 4 м ($Fe_{общ}$ — 27—50 %, Co — 0,01 %).

3. Разновозрастные скарновые месторождения и проявления. Комплексные проявления Паленый (III-9-44) и Высокое представлены скарнами, образовавшимися на контакте нижнекембрийских доломитов с сиенитами мезозоя. Параметры залежей магнетитовых руд неизвестны. Руды имеют тремолит-магнетитовый состав, отмечается форстерит, гумит, людвигитовая минерализация. Содержание общего железа до 60 %, меди — 2,5 %, золота — 0,7—54,6 г/т. На проявлении Высокое отмечается B_2O_3 от следов до 3,88 % [454]. К этому же типу относится пункт минерализации в верховье руч. Соседний (III-8-11) в юго-восточной части массива Инагли. Здесь обнаружена глыбовая россыпь магнетитовых, магнетит-диопсидовых и магнетит-оливин-диопсидовых пород с содержанием железа от 25 до 61 % [131].

Комплексный пункт минерализации железа, золота и серебра установлен на вершине горы Иякян (II-7-6). Здесь на контакте сиенитов мезозоя и доломитов тумулдурской свиты скарновая залежь с магнетитом (до 25 %) мощностью до 50 м прослежена на 200 м. Отмечаются кварц-гематитовые прожилки и рассеянная вкрапленность сульфидов. Содержание общего железа 40—60 %.

В долине р. Илигир (I-3-6) в зоне контакта (20 м) дайки долеритов с породами усть-кутской свиты ордовика залегают пироксен-кальцит-магнетитовые скарны.

В пункте (V-5-34) среди глыб серицит-хлоритовых гнейсов обнаружены гнейсы сульфидизированные с вкрапленными массивными апатит-сульфидно-магнетит-амфиболовыми рудами, содержащими (%): магнетит — 10—15, гранат — 3—5, сульфиды — 3, плагиоклаз — до 10, роговую обманку — 20—30, апатит — 4—6, гиперстен — до 10, хлорит — до 20.

В экзоконтакте монцодиоритов Ингамакитского массива с отложениями александровской свиты нижнего протерозоя (VI-2-15) фиксируется зона

дробления с рудной залежью. Залежь сложена массивными магнетитовыми рудами с редкой вкрапленностью борнита, примазками медной зелени. Ее длина не менее 60 м, мощность 3,5 м. Содержание общего железа 64,3—70,8 % [118, 435].

4. **Железные руды магматогенного типа** имеют крайне ограниченное распространение, так как обычно являются дополнением к главным извлекаемым компонентам. Известны три пункта минерализации. В бассейне р. Верхний Сакукан пункт (V-1-38) представлен магнетитсодержащими габброидами с содержанием общего железа от 25 до 35 % [90]. На левом водоразделе р. Дырынмакит пункт (VI-5-16) приурочен к олигоклазитам Каларского массива [145]. На левом водоразделе р. Ниректа (III-5-10) антофиллит-магнетитовые сланцы амнуннактинского комплекса содержат (%): $Fe_{общ}$ — до 30, никеля — до 0,1, кобальта — 0,03, хрома — до 0,3 [128].

5. **Протерозойское оруденение брекчиево-жильного пегматитового типа** представлено двумя проявлениями и двумя пунктами минерализации. Проявление Базовское (IV-7-14), где кварциты верхнеалданской свиты содержат реликтовый магнетит (мощность первые метры, редко первые десятки метров, прослежены на 1—3 км), гематит (мартит) присутствует в виде мелкой равномерной вкрапленности или в виде мономинеральных слойков толщиной 0,1—2—3 см. В тектонических зонах гематит выполняет сложную сеть прожилков, цементирующих обломки кварцита. В зонах брекчирования гематита наблюдаются массивные обособления в виде гнезд размером 5×20 см, редко до 1 м в поперечнике с содержанием общего железа 48,98 % [136].

Проявление Приразломное (V-7-4) представлено брекчированными породами борсалинской серии с многочисленными кварц-гематитовыми прожилками, образующими крутопадающую пластовую залежь длиной 1,8 км, шириной 40 м. Содержание общего железа 60—91,5 % [455].

На склоне левого водораздела р. Чаруода (III-4-19) оруденелые брекчии приурочены к зонам среди отложений бытыгырской серии нижнего протерозоя. Брекчии содержат обломки доломитов, песчаников, сцементированных гематитом. Содержание гематита 3—5 %, реже 5—10 %, участками до 70 %. Мощность гематитовых пород 7—10 м, длина 350—2000 м. Выявлено три таких зоны [457]. В пункте (IV-4-21) на площади 200 м^2 обнаружены граниты катаклазированные с частыми тонкими (до 1 см) прожилками гематита. Руды состоят из гематита и ожелезненного полевого шпата. В глыбовой россыпи преобладают глыбы мономинеральные гематитовые. Содержание (%): $Fe_{общ}$ — 67, серы — 0,19, SiO_2 — 0,19 [133].

6. **Бурые железняки** отмечаются в незначительном количестве среди обломочных пород жербинской свиты ($Fe_{общ}$ до 40 %), а также на контакте вендских доломитов и юрских песчаников (IV-9-86), где содержат (%): $Fe_{общ}$ — 37,2, Al_2O_3 — 10,68 [138, 420].

МАРГАНЕЦ. Имеет ограниченное распространение. В бассейне р. Олдонгсо (IV-4-19) в глыбах обнаружены марганценосные песчаники чародаканской свиты нижнего протерозоя. Содержание марганценосного цемента до 15—20 %. По результатам спектрального анализа содержание Mn — 1 % [139]. В междуречье Багадын-Юряха и рч. Маректа (II-1-2) в темно-серых разностях песчаников валюхтинской свиты среднего рифея отмечается интенсивное окварцевание и обильная охристость. По данным химического анализа штуфных проб из песчаников содержание марганца до 2,9 % [106].

Рядом (II-2-2) выявлен металлометрический ореол рассеяния марганца, приуроченный к отложениям жуинской свиты. Здесь содержание марганца

по данным спектрального анализа от 3—6 до 10—12. Далее у пункта (II-1-3) ореол марганца приурочен к отложениям валюхтинской свиты. Здесь в песчаниках на плоскостях напластования отмечаются марганцовистые корочки и налет. Шлиховой ореол марганца выявлен в бассейне ручьев Эйюмюлях, Тутукан, Анкума, Кутукан, где приурочен к жербинской свите. Марганец присутствует в цементе песчаников и гравелитов (в шлихах — от знаков до 0,01—0,02 г на шлих). С их окислением связаны повышенные концентрации марганца (до 16 %) в буро-железняковых шляпах (см. «Кобальт»). Повышенной марганцевоносностью (до 5 % MnO) обладают отдельные слои железистых кварцитов в южных регионах Чаро-Токкинской и Олекмо-Темулякитской зон.

ХРОМ. В нижнем течении р. Олоннокон (левый приток Чаруоды) в зоне Чаруодинского глубинного разлома в юго-восточной части Угусского грабена в поле развития медистых песчаников ханинской и кебектинской свит протерозоя установлено проявление хрома (IV-4-2). Песчаники, иногда с прожилками барита и кальцита, содержат тонкочешуйчатый волконскоит или кремнистый глауконит, развивающийся по глинисто-слюдистому цементу. Содержание (%): волконскоита — 0,44—2,56, хрома — до 0,5, меди — до 0,01, бария — до 3, свинца — 0,02, марганца — 1. В единичных пробах содержание серебра до 8,2 г/т [455, 457].

ТИТАН. Известны три типа титанового оруденения: 1) магматогенные, в том числе метамагматогенные; 2) россыпно-карбонатные; 3) кайнозойских комплексных россыпей.

1. **Магматогенный (метамагматогенный) тип.** Оруденение широко проявлено в Каларском анортозитовом массиве. Месторождение Куранахское (V-4-84) представлено серией обособленных субпараллельных залежей линзообразной и жилообразной формы, приуроченных к разрывным нарушениям среди анортозитов, габбро-анортозитов, реже лейкогаббро. Оруденение прослежено на 340 м в восточной части месторождения и на 170 м в западной. Руды ильменит-магнетитовые вкрапленные, массивные, реже прожилковые и гнездовые. Среднее содержание TiO_2 10,11 %. Попутными полезными компонентами являются ванадий (V_2O_5 — 0,64—0,76 %), железо (Fe металлического 37,2—40,73 %). Всего установлено восемь рудоносных зон, наиболее перспективны три.

На месторождении Сейм (V-4-90) развиты лейкогаббро, анортозиты, пироксениты. Выход рудного габбро в плане имеет подковообразную форму площадью 1,8 км^2, прослежен на глубину 500 м без признаков выклинивания. На месторождении выделено три рудные зоны субмеридионального простирания, представленные крутопадающими пластами и линзообразными залежами. Рудные тела длиной 1000—1500 м, мощностью 100—450 м сложены апатит-магнетит-ильменитовыми, ильменомагнетит-ильменитовыми, ильменит-магнетитовыми вкрапленными рудами с содержанием TiO_2 5—15 %, среди которых выделяются густовкрапленные сплошные руды с содержанием TiO_2 15—26 %. Среднее содержание TiO_2 по месторождению 8,4 %. В качестве полезных компонентов присутствуют Fe, P_2O_5, V_2O_5, их содержание соответственно 6—11; 1,25—2,05; 0,13—0,20 %. Прогнозные ресурсы на 1.01.93 г. по категории $P_1 = \frac{428,6}{36,0}$, $C_2 \frac{271,4}{22,8}$ [422].

Проявления Баюкит, Горелый, Снежное расположены в верховьях р. Тас-Юрях (VI-4-35, 37, 41) и представлены апатит-магнетит-ильменитовыми рудами вкрапленными, густовкрапленными, массивными, которые образуют пласто- и линзообразные залежи в анортозитах. В виде примеси присутствует ванадий (0,03—0,05 % V_2O_5). Среднее содержание

титана 5—7 %. Прогнозные ресурсы титана по проявлениям 3,44; 18,65; 11,07 тыс. т соответственно.

В среднем течении р. Джелу (VI-4-7, V-4-87) выделено рудное поле длиной 5,5 км, с двумя участками — Южный и Людмилинский с одинаковым геологическим строением и рудами, приуроченными к анортозитам.

На комплексном проявлении Южное (VI-4-7) оруденение вкрапленного типа, руды бедные ильменит-магнетитовые. В правом борту р. Джелу установлено одно богатое линзообразное тело массивных руд длиной 650 м, мощностью 17—40 м. Содержание TiO_2 во вкрапленных рудах 2,09—4,81 %, железа магнетитового 0,70—4,76 %, в массивных рудах TiO_2 — 5,01—17,67 %, железа магнетитового — 2,91—37,81 %. По данным спектрального анализа штуфных проб на участке Южный выявлено 28 точек с повышенным содержанием меди (до 0,8 %), кобальта, никеля, ванадия (до 0,8 %), свинца.

В пределах участка Людмилинский (V-4-87) выделены три рудные зоны: Северная, Центральная и Южная. Северная зона длиной 450 м, шириной 35—100 м представлена линзовидным телом густовкрапленных и массивных руд суммарной мощностью 40 м, длиной 300 м, со средним содержанием TiO_2 — 6,3 %, железа магнетитового — до 32,53 %, V_2O_5 — 0,65 %, P_2O_5 — не более 0,1 %. Центральная зона длиной 500 м, шириной 80—150 м представлена убогими вкрапленными рудами с содержанием TiO_2 — до 3,26 %, железа магнетитового — до 3,58 %, V_2O_5 — до 0,09 %, P_2O_5 — до 0,22 %. В Южной зоне длиной до 700 м и шириной до 250 м выделено два рудных тела. Одно длиной 650 м, мощностью 65 м, руды массивные, густовкрапленные. Содержание TiO_2 — 4,2—6,33 %, $Fe_{маг}$ — 6,07—11,09 %, V_2O_5 — 0,14—0,21 %, P_2O_5 — 0,08—0,1 %. Другое рудное тело в 100 м западнее первого длиной 250 м и мощностью 25 м сложено вкрапленными и массивными ильменит-магнетитовыми рудами. Содержание TiO_2 — 5,76 %, $Fe_{маг}$ — 10,22 %, V_2O_5 — 0,19 %, P_2O_5 — 0,08 %. Обнаружены еще два тела с убогим ильменит-магнетитовым оруденением на севере Южной зоны. Их длина 150—250 м, мощность 10—15 м. Средние содержания TiO_2 — 3,3—3,96 %, $Fe_{маг}$ — 4,6—6,11 %, V_2O_5 — 0,1—0,16 %, P_2O_5 — 0,07—0,09 % [422].

Проявление Кюречи (VI-4-3) приурочено к андезинитам, лейкогаббро и пироксенитам. Выявлено три рудоносные зоны, сходные по морфологии и вещественному составу. Зону Северная (залежь мощностью до 350 м, длиной до 700 м) слагают следующие типы руд: 1) вкрапленные апатит-магнетит-ильменитовые руды с содержанием TiO_2 — до 6,5 %, P_2O_5 — до 9,9 %; 2) массивные и густовкрапленные руды среди вкрапленных с содержанием TiO_2 — до 8,6 %, P_2O_5 — до 8,05 %; 3) прожилково-вкрапленные ильменит-магнетитовые руды в габбро-пегматитах с содержанием TiO_2 — до 6,76 %, P_2O_5 — до 6,76 %, V_2O_5 — 0,1 %; 4) жилы с ильменит-ильменомагнетитовой минерализацией массивной текстуры с содержанием TiO_2 — до 24,76 %, V_2O_5 — до 0,41 %. Зона Центральная длиной 900 м, шириной до 400 м аналогична зоне Северная, но отличается интенсивным диафторезом и отсутствием четвертого типа руд. В зоне Правобережная (длина до 3 км, мощность до 450 м) выявлены только вкрапленные апатит-магнетит-ильменитовые руды (TiO_2 — 2,28—6,16 %, P_2O_5 — 0,76—3,24 %) [422].

Проявление (VI-4-13) площадью 16 км^2 сложено убогими вкрапленными рудами среди андезинитов, лабрадоритов, габбро-норитов. Текстура руд пятнистая, структура неравномернозернистая. Строение рудного поля блоковое. По данным поисковых работ выделено две рудоносные зоны. Одна мощностью до 600 м, длиной до 3 км с содержанием TiO_2 не более

2 %. В ее составе обнаружено одно тело массивных ильменит-магнетитовых руд мощностью до 6 м, длина первые десятки метров. Содержание (%): TiO_2 — 15—18, P_2O_5 — 0,02—0,8, V_2O_5 — 0,42—0,8. Вторая зона сложена убогими рудами шириной до 2 км, длиной до 3—5 км. Содержание TiO_2 не более 2 %. Среди этих руд встречены отдельные тела массивных среднезернистых ильменит-магнетитовых руд мощностью 0,1—0,4 м, длиной до первых десятков метров с содержанием TiO_2 — 18,5 %, V_2O_5 — до 0,6 %.

Проявления Водораздельное (V-4-77), Балталах (V-4-82) и многочисленные пункты минерализации (V-4-69, 74, 80, 81; VI-4-4, 5, 11, 27, 36, 41, 42) имеют сходное строение и состав. Содержания TiO_2 — 3—7 %, редко до 16—18 %, V_2O_5 — 0,01—0,7 %.

Крупное комплексное месторождение железа, ванадия, титана Чинейское (VI-2-24) приурочено к юго-восточной части Чинейского массива раннего протерозоя. Рудные тела характеризуются жилообразной и линзовидной формой и секут слоистость вмещающих габброидов. Тела сложены сплошными рудами, состоящими из титаномагнетита (90—95 %), ильменита (до 5 %), сфена, лейкоксена (1 %), халькопирита, пирита (по 1 %), пирротина, галенита, менее линнеита, пентландита, миллерита, эритрина. Широкое распространение имеют вкрапленные руды с низким содержанием рудных компонентов. Генезис месторождения ликвационно-магматический. Прогнозные ресурсы по месторождению составили (тыс. т): сплошные руды — TiO_2 — 4907,7, V_2O_5 — 244,09, вкрапленные руды — TiO_2 — 1876,4, V_2O_5 — 123,24. В районе месторождения по левому борту р. Нижн. Ингамакит установлено проявление титановых руд, являющихся его фрагментом. Здесь изолированная пластовая залежь сплошных и вкрапленных руд в габбро. Прогнозные ресурсы железа по категории P_1 по месторождению и проявлению составляют 7258,3 млн т [435].

Комплексное среднее месторождение Светлана (V-1-45) приурочено к ксенолитам экзоконтактовой зоны габбро в апикальной части массива гранитов. В полосе ксенолитов длиной 2,3 км габбро и метапесчаники переслаиваются с ильменит-магнетитовыми рудами. По геофизическим данным установлено шесть пластообразных крутопадающих рудных тел мощностью 10—30 м, длиной 0,2—1,6 км. Руды густовкрапленные и сливные ильменит-магнетитовые. Содержание магнетита 30—70 %, ильменита — 10—30 %; присутствуют пирротин, марказит, пирит, халькопирит, борнит, халькозин, ковеллин, апатит, циркон, корунд. Содержание (%): закисного железа — 6,2—15,43, окисного — 49,19—77,22, TiO_2 — 6—22,5, V_2O_5 — 0,2—0,6, P_2O_5 — 0,4—0,8, SiO_2 — 2—22,1, S — 0,3—0,39, Co — 0,015, Ni — 0,018. Прогнозные запасы до глубины 500 м составили TiO_2 — 13,7 млн т, V_2O_5 — 363 тыс. т, Fe — 78 млн т.

Проявление в верховьях рч. Правая Хадатканда (V-1-37) приурочено к краевой части Верхнесакуканского массива габбро чинейского комплекса. Здесь рудное тело имеет малые параметры с высокими содержаниями титана, ванадия, железа [439].

Комплексное проявление железа Диринг-Юряхское в качестве полезного компонента содержит титан, запасы которого по категории P_2 составили 2,2 млн т.

Малое месторождение Имэнээх (IV-7-45) представляет собой вертикальнопадающую интрузию рудного метагаббро площадью 0,45 км^2. Титаномагнетитовые руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, массивные. Среднее содержание TiO_2 — 2,6 %, V_2O_5 — 0,04 %, $Fe_{общ}$ — 15 %. Прогнозные запасы 3,4 млн т, ванадия 52 тыс. т, железа 19,5 млн т [421].

Метамагматическими в до- и позднескладчатых габброидах являются следующие проявления и пункты минерализации: (V-7-1) апатит-ильме-

нит-магнетитовые (Ti — 5 %, Ni — 0,1 %, Co — 0,02 %, Cu — 0,03 %) с прогнозными ресурсами на глубину 200 м по категории P_3: Ti — 5,5 млн т, Ni — 112 тыс. т, Co — 22 тыс. т [455], а также ильменитовые в телах мощностью 3—5 м, содержащие (%): Ti — 1, V — 0,03—0,1, Cr — 0,03—1,0, Ni — 0,1—0,3, Co — 0,03—0,1, пункт (VI-7-5) или с содержаниями (VI-7-19) Ti — 1,0, V — 0,1, Cu — 0,01, Zn — 0,3 [147].

В Мурунском массиве щелочных сиенитов представляет интерес проявление Ерник, где установлены рутил-кварц-полевошпатовые породы с содержанием рутила от 1—3 до 20 %. Проявление Кедровое представлено брукит-кварцевыми и анатаз-кварцевыми рудами. Содержание анатаза в рудах от 1 до 35 %, а в кварц-кальцитовых жилах 9 % брукита; во всех рудах в среднем 7—8 % брукита. Геолого-геоморфологические условия района благоприятны для выявления россыпей рутила и анатаза. По данным И. И. Егорова (1993), район Мурунского массива перспективен на выявление брукит-анатаз-рутиловых руд; прогнозные ресурсы диоксида титана по категории P_3 составляют не менее 2 млн т.

2. Россыпно-карбонатный тип. Титаноносными являются россыпно-карбонатные отложения (песчанистые или алевропесчанистые доломиты в пластах мощностью до 6 м) жербинской свиты. В пункте (II-1-II) содержание ильменита — 10—40 кг/т, Ti — 5—6 %, а в пункте (II-1-12) [106], где установлены геохимические аномалии циркония и редких земель, содержание Ti — 3,6 %.

3. Тип кайнозойских комплексных россыпей. Кайнозойские россыпи являются: а) собственно ильменитовыми (ильменита до 10—25 кг/м^3) в пунктах (I-2-9, III-5-5, III-6-1, III-8-56); б) циркон-ильменитовыми (циркона — до 1 кг/м^3, ильменита — до 6 кг/м^3) в пункте (IV-7-21); в) монацит-ильменитовыми (монацита — до 1 кг/м^3, ильменита — 25 кг/м^3) в проявлении Николкин Ключ (IV-9-2); г) циркон-монацит-ильменитовыми (циркона — 0,2 кг/м^3, монацита — 1 кг/м^3, ильменита — до 16 кг/м^3) в пунктах (IV-9-1) и (IV-9-6).

Повышенные содержания ильменита отмечаются в золотоносных россыпях Верхнетимптонского района. Шлиховые ореолы известны по р. Кудулах (III-5-2), р. Ыакай (III-5-6), р. Ытылах (III-5-7), в приустьевой части р. Темулякит (III-5-9). Содержание ильменита 10,5; 18,7; 10,8 кг/м^3 соответственно, монацита — 0,34—112 г/м^3, циркона — до 3,2 кг/м^3.

ВАНАДИЙ. В качестве полезной примеси в объемах, достигающих значения месторождений, ванадий присутствует в составе руд различных месторождений и проявлений, особенно титановых (см. «Титан»). Самостоятельные месторождения и проявления его не обнаружены. Пункты минерализации и ореолы рассеяния связаны с различными образованиями.

Металлометрический ореол (VI-2-1) площадью 0,7 км^2 определяется содержанием ванадия до 0,1 %, никеля до 0,02 % [435]. Высокие содержания ванадия (до 1 %) известны в редкометалльных жилах мезозоя (см. «Литий»). Ванадиеносными являются: железистые песчаники (V — 0,4 %) сакуканской свиты (V-3-38); окварцованные свинец-цинксодержащие (V — 0,1 %, Pb — 0,3 %, Zn — 0,3 %) доломиты (III-9-104); высокоглиноземистые гнейсы (V — 0,1 %) иенгрской серии (IV-7-41); метагабброиды (V — до 0,12 %) нижнего архея (VI-8-60); гнейсо-граниты (V — 0,1, Co и Ni — по 0,02 %) нижнего протерозоя (VI-4-23); в каларском комплексе — меланогаббро (V — 0,3 %, Zn и Ni — по 0,01 %, Co — 0,006 %) в пункте (VI-4-10) или лейкогаббро (V ≥ 0,1 %, Zr — 0,1 %, Sn — 0,04 %) в пункте (VI-4-31) [422].

МЕДЬ. Многочисленные месторождения и проявления меди имеются в западной части площади. Они представлены пятью генетическими типами; 1) стратиформным; 2) гидротермально-метасоматическим частично регенерированным; 3) метасоматически-магматическим; 4) гидротермальным зон разломов; 5) эпитермальным молибденово-медным.

1. Стратиформный тип медного оруденения связан с нижнепротерозойскими отложениями. В Кодаро-Удоканском районе этот тип подразделяется на подтипы: 1а — флишоидный (читкандинская свита); 1б — прибрежный (александровская свита); 1в — молласоидный (сакуканская свита).

1а. На месторождении Красное (V-3-62) меденосная толща мощностью 200 м и длиной 1200 м состоит из ритмично чередующихся различных песчаников и алевролитов. В верхней части разреза преобладают песчаники с вкрапленностью борнита, халькопирита, реже пирита, арсенопирита, пирротина и блеклой руды. Они слагают 17 кулисообразно располагающихся горизонтов. Верхний 17-й горизонт мощностью 25 м, длиной не менее 100 м содержит в среднем 1,43—3—34 % меди. Меденосная пачка, включающая горизонты № 11—16 содержит в среднем 0,26 % меди. Содержание меди для 38,5-метровой пачки, объединяющей горизонты № 7—10, составляет 0,17 %. Содержание серебра по различным данным 37,7 и 300 г/т, золота — 0,8 и 7,1—9,8 г/т. Прогнозные ресурсы меди по категории P_2 составили 372,9 тыс. т на глубину 450 м [116, 406].

В верховье р. Читканда и в бассейне р. Бол. Икабья обнаружены проявления (V-3-63, 64, 71). Все они представлены отдельными пластами медистых песчаников мощностью 0,2—1 м (до 2,7 м), протяженностью 650—900 м, редко до 4 км. Руды вкрапленные, рудные минералы — халькопирит, борнит, халькозин. Содержание меди 0,1—0,64 %, редко до 2,6—5 % [116, 406].

Проявление (VI-3-6) представлено пачкой (мощность не менее 10 м) грубопереслаивающихся сульфидизированных метапесчаников и известковистых песчаников. Мощность слоев 0,2—1 м. В составе пачки два слоя медистых песчаников — 0,8 и 0,7 м. Медная минерализация равномерная мелковкрапленного типа. Рудные минералы: халькопирит, борнит, ковеллин, малахит. Спектральным анализом штуфных и бороздовых проб установлено содержание меди — 0,8—1,0 %, цинка и свинца — по 0,03 %, золота — до 0,1 г/т [451].

В проявлении (V-1-27) песчаники содержат слой мощностью 0,8 м, длиной более 1 км, обогащенный сульфидами. По данным бороздовой пробы содержание меди 0,3—0,6 % [439].

1б. В бассейне р. Сюльбан известно два участка: Вершина Хадатканды (V-1-36) и Серегли-Кукугунда (V-1-34), расположенные в 20 км друг от друга. Здесь рудовмещающие отложения в связи со смещением по многочисленным разломам не выдержаны по простиранию и падению. Меденосными являются пласты (1,3—9,8 м) мелко-среднезернистых существенно кварцевых и олигомиктовых песчаников. Руды халькопирит-борнитовые, реже борнит-халькопиритовые. На участке Вершина Хадатканды при проведении поисковых работ рудные тела (0,7—5,0 м) прослежены на 1,2 км. Среднее содержание меди здесь 1,9 %. Возможна шахтная отработка до глубины 500 м. Прогнозные ресурсы этого участка по категории P_2 на глубину 500 м — 15 163 тыс. т руды, ресурсы меди — 288 тыс. т. В целом по двум участкам по категории C — 730 тыс. т меди.

Проявления в бассейне р. Бол. Икабья (V-2-57, 59) представлены медистыми алевролитами, реже песчаниками, иногда ураноносными. Мощность пластов 0,3—1,0 м, длина 0,8—1,0 км, до 1,5 км. Содержание

меди по данным штуфного и бороздового опробования 0,3—0,5 %, в единичных случаях до 1,8 %. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, малахитом, реже азуритом. В верховьях р. Амудис установлены проявления меди (V-2-62; V-3-54, 78), одно из них рядом с проявлением золота связано с медистыми алевролитами и песчаниками. Протяженность пластов мощностью до 1,0 м — 1,3 км, мощностью до 3,5 м — десятки метров. Содержание меди по данным спектрального анализа 0,01—0,88 % [116].

В истоках рч. Камустах (V-3-72) пласт медистых песчаников протягивается на 10 км. Руды содержат убогую вкрапленность халькопирита, борнита, пирита. Содержание меди 0,2—0,35 %. В этом районе обнаружен прослой ураноносных медистых алевролитов (V-3-75) мощностью 0,8 м с примазками медной зелени с содержанием меди 0,3 % [116, 406].

Проявление (V-3-61) связано с нижним меденосным горизонтом александровской свиты, который сложен тонкопереслаивающимися карбонатными песчаниками и алевролитами. Мощность рудного пласта 0,2—0,35 м, протяженность 7 км. Руды бедные, содержание меди 0,2 %, редко до 0,35 % [116, 406]. Сходное оруденение обнаружено на склоне левого водораздела р. Читканда (VI-3-3) [119].

1в. На крупном месторождении меди Удоканское (VI-2-5) меденосный горизонт залегает в верхней части сакуканской свиты и слагает брахиформную Намингскую синклиналь, ядро которой сложено породами намингской свиты, с опрокинутым южным крылом. Выход горизонта медистых песчаников в плане имеет форму эллипса (площадь 30 км^2), вытянутого в северо-западном направлении. Мощность меденосного горизонта в северном крыле синклинали от 200 до 550 м, а в южном от 70 до 280 м. Разрывными нарушениями месторождение разбито на восемь тектонических блоков с амплитудой смещения от 1—5 до 150 м и прорвано дайкой долеритов.

В рудном горизонте преобладают плагиоклаз-кварцитовые (калишпата около 5 %) песчаники с сульфидами и магнетитом (до 5 %), в подчиненном количестве присутствуют кварц-известковистые песчаники (7—10 %), алевролиты и аргиллиты (3—5 %).

Рудоносные песчаники обладают повышенной известковистостью, в них с ростом содержания меди повышается количество $C_{орг}$ — до 1 % (при среднем содержании 0,001—0,0001 %). Геохимических различий между рудными и безрудными песчаниками нет. Главные первичные рудные материалы: халькозин, борнит, магнетит, халькопирит, пирит, ильменит, серебро самородное, аргентит, золото, блеклые руды и др. Акцессорные минералы — циркон, апатит, монацит, рутил, гранат.

На месторождении установлены четыре рудоносных уровня, просматривающихся по падению на 700—2000 м: 0 — базальтовый уровень верхнесакуканской подсвиты (только на северо-востоке) мощностью 48 м, длиной 100 м (рудное тело — 20 м); 1 — уровень вмещает два крупных рудных тела и несколько мелких в залежи длиной 2300—2800 м и шириной 200—1300 м; 2 — уровень содержит компактные, иногда расщепляющиеся тела (2,3—4,0 км по простиранию, 1,2—2,3 км по падению, мощностью 50—100 до 3—10 м на флангах); 3 — уровень выявлен в трех локальных залежах: одна площадью 11 км^2 с суммарной мощностью рудного тела 80—100 м; вторая площадью 9,0 км^2 с суммарными мощностями рудного тела 3,5—30 м (до 48,2 м); третья содержит рудные тела на юго-западе и юго-востоке месторождения. Рудные тела обладают пласто-изометричной, линзовидной и ленточной формой.

Преобладающим минеральным типом руд являются борнит-халькозиновые (67,5 %), переходящие к югу в халькопиритовые (6,5 %). Вторичные малахит-брошантитовые руды составляют 26 % от общего количества руд. По степени окисления (до глубины 50—500 м) выделяются три технологических сорта руд: сульфидные (окислов меди 30 %), смешанные (30—70 %) и окисленные (>70 %). Бортовое содержание меди не зависит от степени окисления и составляет 0,6 %. Минимальное среднее содержание меди в сечении и блоке 0,6 % для открытых работ и 1 % для подземной отработки.

Запасы меди по категории $C + B_1$ для сульфидных руд — 50,6 млн т, по категории C_2 — 80,8 млн т, для смешанных — 34,0 и 16,2 млн т. Соответственно для окисленных — 15,4 и 1,0 млн т. Попутными компонентами являются серебро, золото, сера сульфидная, а также железо, полевой шпат и кварц хвостов обогатительного процесса.

На 1.01.1988 г. прогнозные ресурсы по категории P_1 были оценены в контурах четырех блоков на четырех участках — Снежный, Лев. Наминга, Восточный I, Восточный II. После завершения в 1990 г. на участке Снежный предварительной разведки прогнозные ресурсы блока по категории P_1 были переведены в запасы по категории C_1 и C_2.

Прогнозные ресурсы других трех блоков оставлены без изменения. Оценка прогнозных ресурсов по блоку Лев. Наминга выполнена в соответствии с повышенными требованиями кондиций. В контурах подземной отработки содержание меди в блоке должно быть не менее 1 %. Глубина залегания руд здесь не менее 900—1200 м в долине р. Наминга и 500—700 м в долине р. Ингамакит.

По блокам Восточный I и Восточный II прогнозные ресурсы оцениваются по кондициям для открытой отработки.

Среднее содержание серебра в рудах месторождения составляет 11,5 г/т. В прогнозных ресурсах руды содержание серебра составляет 20,7 г/т. Среднее содержание серебра по блокам определялось по групповым пробам при проведении работ на восточном фланге месторождения (табл. 7).

Среднее содержание золота в песчаниках — 0,001—0,006 г/т, предельное — до 2 г/т. Среднее содержание золота по месторождению в медном концентрате 0,32 г/т. В прогнозных ресурсах руды содержание золота составляет 0,1 г/т. Прогнозные ресурсы золота по трем блокам прогноза — 331 кг.

В настоящее время, начиная с 1992 г., по заявке Удоканской горной компании на месторождении проводится предварительная разведка глубоких горизонтов по двум блокам. Завершение работ планируется в 1997 г., после чего по месторождению будет выполнен пересчет всех запасов и прогнозных ресурсов с утверждением в ГКЗ [118, 435].

Таблица 7

Среднее содержание и прогнозные ресурсы меди и серебра в трех блоках прогноза

Блок	Запасы руды, тыс. т	Содержание меди, %	Ресурсы меди, тыс. т	Содержание серебра, г/т	Ресурсы серебра, т
Лев. Наминга	96979,9	1,49	1145	22,3	2162,6
Восточный I	8215	1,29	106	11,6	95,3
Восточный II	8943,7	1,23	110	12,4	110,9
Итого	114137,6	1,46	1661	20,7	2368,9

На месторождении Клюквенное (V-2-66) меденосный горизонт залегает в юго-западном крыле синклинали с размахом крыльев 4—5 км и протяженностью 9 км. Он приурочен к верхней части разреза нижнесакуканской подсвиты и представлен метапесчаниками и метаалевролитами. По простиранию прослежен на 2,3 км, его мощность от первых до 100—120 м. Среднее содержание меди 0,72 %, серебра 8,2 г/т. Прогнозные ресурсы по категории P_1 меди — 270 тыс. т, серебра — 307,6 т. По геологическим и геофизическим данным предполагается продолжение меденосного горизонта в этой структуре.

Месторождение Ункурское (V-2-63) сложено переслаивающимися алевролитами и песчаниками. Медистые песчаники и алевролиты образуют рудные пласты мощностью 24 и 16 м. Рудные минералы — малахит, халькопирит, гематит. Оруденение вкрапленное, гнездовое, прожилковое. Среднее содержание меди по месторождению — 0,77 %, серебра — 68,4 г/т. Прогнозные ресурсы руды по категории $P_1 + P_2$ на глубину 1 км составляют 141608,6 тыс. т, в том числе меди — 1095,4 тыс. т, серебра — 9686,5 т.

В верховьях р. Саку обнаружены два мелких месторождения меди — Сакинское 1 и Сакинское 2 (VI-2-13, 17). Они приурочены к юго-восточному крылу синклинали, северо-западное крыло которой уничтожено раннепротерозойскими гранитами. Оруденение сконцентрировано в меденосном горизонте алевролитов и песчаников, который образован линзообразным переслаиванием рудных пачек мощностью от 10—12 см до 2—3 м (иногда до 27,6 м) с безрудными мощностью несколько метров, залегающих кулисообразно относительно друг друга. По простиранию горизонт прослежен на 12 км при мощности от 2—2,5 до 30 м. Рудная минерализация представлена тонкой вкрапленностью борнита, халькозина, реже халькопирита. На поверхности пород отмечаются налеты медной зелени. Содержание меди от 0,68 до 2,588 %. Прогнозные ресурсы руды по двум участкам месторождения по категории P_1 — 54373,1 тыс. т, меди — 697,5 тыс. т, серебра — 606 т [118, 435].

Проявление (VI-2-11) представлено пластом серых песчаников с борнит-халькозиновой минерализацией, прослежено на 850 м, мощность пласта 1,5 м. Содержание меди не более 0,5 %.

На месторождении Бурпала (VI-3-21) медная минерализация приурочена к метапесчаникам и метаалевролитам. Мощность крутопадающих рудоносных горизонтов не менее 20 м, протяженность до 7 км. Руды по степени окисления подразделяются на неокисленные, смешанные и окисленные. Неокисленные сложены халькопиритом с примесью борнита, халькозина и ковеллина, вторичные — брошантитом, малахитом, азуритом. Среднее содержание меди по месторождению 1,17 %, серебра — 64,3 г/т, золота 0,5 г/т. Прогнозные ресурсы меди по категории P_1 — 430,1 тыс. т [119, 406].

Прявление меди (VI-3-18) является северо-восточным продолжением месторождения Бурпала. Здесь метапесчаники с линзовидными прослоями мраморизованных известняков имеют моноклинальное залегание с падением на юго-восток под углом 40—60°. Они прорваны дайками долеритов. В песчаниках установлены два пласта медистых песчаников длиной 250 и 750 м, мощностью 1,0 и 1,5 м и мелкие их линзы. Оруденение бедное, представлено халькопиритом, халькозином, азуритом, малахитом. По данным спектрального анализа бороздовых проб содержание меди 0,15—0,2 %, реже 0,4—0,6 %, золота — 0,002—1,0 г/т [451].

На месторождении Медведь (VI-3-19) медистые песчаники (пласт 7,7 м в пологом залегании) изучены на протяжении 1500 м. Среднее содержание меди 0,58 %. Прогнозные ресурсы меди по категории P_2 составляют

120 тыс. т [406]. Здесь же песчаники вмещают штокверк (площадь 1500 м²) сульфидно-кварцевых прожилков (до 15 см) с содержанием Cu — 0,3 %, Au — до 0,1 г/т.

Проявление в правом борту рч. Таборный (VI-3-32) представлено ксенолитами ороговикованных песчаников в гранитах Каларского массива. Длина рудного пласта 1,5 км, мощность не более 1 м. Содержание меди 0,1—0,5 %.

С отложениями сакуканской свиты связаны проявления и пункты минерализации в трех районах. В бассейнах рек Бол. Икабья, Амудис (V-3-80, 79) пласт (100 м) сложен медистыми песчаниками и алевролитами с вкрапленностью халькопирита, борнита, халькозина с налетом малахита, азурита. По данным спектрального анализа содержание меди до 1 % и более [116, 406]. Остальные проявления и пункты минерализации представлены медистыми песчаниками с примазками медной зелени. У оз. Чепа (VI-3-24) метапесчаники участками содержат налет медной зелени. Содержание меди 8,13 %. На водоразделе рек Саку и Кемен (VI-2-6) минерализация носит локальный характер и представлена, как правило, налетом медной зелени в песчаниках, алевролитах и карбонатных песчаниках с содержанием меди 0,2—0,72 %. Только в одном месте проявление представлено пластом песчаников (мощность 6 м, длина 2 км) с мелкой вкрапленностью или гнездами (до 10 см в диаметре) борнита и халькозина. Содержание меди в наиболее богатых участках 0,7—1,0 %.

В Угусском районе известны несколько проявлений меди, связанных с отложениями всех серий нижнего протерозоя.

Самые крупные проявления отнесены к тэлиэрской площади. Проявление Тэлиэркэлээх (III-4-26) представлено тремя рудными горизонтами (до 35 м каждый) песчаников кварцевых и олигомиктовых в разрезе низов кебектинской серии. Длина горизонтов 450—750 м, мощность рудных тел — первые метры. Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные халькозиновые, азурит-халькозиновые, халькозин-борнитовые, а в верхнем горизонте — с арсенопиритом. Содержание меди обычно около 0,8 % (0,22—1,0 %), присутствует серебро (до 10 г/т), цинк, кобальт.

Проявление Среднее (III-4-21) представлено тремя горизонтами песчаников кварцевых полимиктовых, иногда с карбонатным цементом, которые содержат вкрапленность пирита, халькопирита, азурита, малахита. Содержание меди 0,42—0,48 %, редко 1,0 %.

Проявление Чародаканское (III-4-20) состоит из двух горизонтов медистых песчаников. Нижний приурочен к правдинской свите, где рудоносные пачки (от 3—4 до 40 м) представлены кварцевыми песчаниками известковистыми пирит-халькопирит-борнитовыми. Длина залежи до 7 км, содержание меди 0,78 %, прогнозные ресурсы Cu — 0,16 млн т, Au — 1,9 т. Верхний горизонт сложен двумя пластами халькопирит-борнит-халькозиновых песчаников кебектинской серии. Средняя мощность рудоносных пластов 4 и 19 м, протяженность соответственно 95 и 130 км, содержание меди — 3,92 %. По всем проявлениям на площади 216 км² прогнозные ресурсы составляют: Cu — 2,61 млн т (из них 1,16 млн т по категории P_1), Au — 15,1 т, Ag — 5632 т. Выше по разрезу кебектинской серии (на 650 м мощности) прослеживаются линзы вкрапленных пирит-халькопиритовых руд в серых песчаниках, реже — в гравелит-песчаниково-аргиллитовых слоях [127, 455].

С юга и запада к этой площади примыкает проявление Догалдынское, где на площади 512 км² в отложениях правдинской свиты и кебектинской серии обнаружены песчаники со средним содержанием меди 0,8 %. Прогнозные ресурсы Cu — 2 млн т, Ag — 3504 т, Au — 9,4 т.

Проявление Олоннокон на правом водоразделе р. Олоннокон (VI-4-3) является комплексным золото-железо-меднорудным. Оно сложено песчаниками и доломитами чародской и кебектинской серий. Эти отложения содержат рассеянную вкрапленность пирита и примазки малахита. Оруденелые породы прослежены на 1100 м, видимая мощность 7 м. Среднее содержание меди 0,01 %. Здесь же гематитизированные песчаники содержат 1,2 г/т золота [457].

В Хани-Субганском районе в отложениях бытыгырской серии установлены два проявления и один пункт минерализации меди. На проявлении Сивакан (V-4-14) обнаружены кварцито-песчаники и доломиты намсалинской свиты с аномальным содержанием меди. Медистые песчаники встречены на трех участках на площади 1,5 км^2. По данным химического анализа штуфов содержание меди в них 0,04—0,6 %, по данным спектрального анализа сколков от 0,15—0,8 до 1 %. В песчаниках ханинской свиты на левом водоразделе р. Хани (V-4-34) содержание меди 0,08 %.

На левобережье рч. Ыстынах (V-4-37) метапесчаники станнахской свиты содержат признаки медного оруденения. По данным спектрального анализа 18 сколковых проб содержание меди в них 0,02—0,7 %, по данным химического анализа — 1,16 % [444].

Известна стратиформная минерализация в палеозойских отложениях. Проявление рч. Кильчерис (VI-2-7) приурочено к пачке кварцевых песчаников юдомской свиты с прожилково-вкрапленным халькопиритом. Мощность рудного пласта 15—25 м, протяженность не менее 600 м. Содержание меди — от сотых долей до 1,85 %. В одиночных пробах отмечено содержание германия до 0,01 % [118]. В пункте (I-1-9) обнаружены брекчии известняков чарской свиты с гнездами медной зелени (Cu до 0,3 %), а в пунктах (I-2-7, 10) в отложениях нижнего ордовика — серые кальцитизированные известняки с налетом и примазками малахита, вкрапленниками халькопирита, халькозина (Cu до 0,68 %) [102, 103].

2. Проявления меди гидротермально-метасоматического типа частично регенерированные имеют также широкое распространение. В пункте минерализации Оннорох (III-4-13) в контакте долеритов, пронизанных сетью кварцевых прожилков с доломитами намсалинской свиты, отмечена вкрапленность пирита, халькопирита, малахита. Мощность зоны 1,5 м, протяженность 60 м. Содержание меди 0,2—0,5 %. В песчаниках и конгломератах висячего бока силла долеритов отмечается согласное кварцевое прожилкование на мощность 0,8 м (Cu>1 %, Mo — 0,01 %, Ag — 0,01—0,02 %).

В пункте (VI-4-22) песчаники кебектинской свиты в приконтактовой зоне (площадь 1,5 км^2) двух параллельных даек рифейских габбро содержат до 0,3 % меди. В пункте (V-4-50) сколковые пробы зоны контакта метадиабазов куранаханского комплекса и нижнепротерозойских песчаников показали содержание меди 0,03—1 % [444].

Комплексное золото-медное проявление (V-2-62) приурочено к песчаникам сакуканской свиты в контакте с пироксенитами. Содержание меди 0,1—1 %, висмута — до 0,15 %, золота — 0,05—10 г/т. По р. Ср. Талакан (V-3-84) в зоне разлома северо-западного простирания длиной 4 км в местах наибольшего дробления на пересечениях разлома протерозойскими дайками габбро отмечается интенсивная неравномерная вкрапленность борнита, халькопирита в зонах 0,1—50 м. По данным химического анализа содержание меди до 0,5 %. В двух жилах кварца у контакта дайки габбро с песчаниками сакуканской свиты (VI-3-20) минерализация представлена мелкими гнездами и прожилками пирротина, ковеллина, примазками малахита. В штуфной пробе из гнезда спектральным анализом установлены медь — 1 %, золото — 1 г/т.

Проявление (V-3-45) в экзоконтакте палеозойских граносиенитов и отложений инырской свиты содержит мелкую рассеянную вкрапленность пирита, халькопирита, реже пирротина, борнита, ковеллина. Протяженность оруденелых пород 70 м, ширина 3—15 м. Содержание меди по данным спектрального анализа штуфов и точечных проб 0,01—1,0 %.

С приразломными изменениями в породах сакуканской свиты связано мелкое месторождение Правоингамакитское (VI-2-28). Здесь линзовидные рудные тела мощностью 8—12 м, длиной в сотни метров локализованы в сложнодислоцированной толще, представленной метасоматически переработанными песчаниками и алевролитами. Руды халькопиритовые, борнит-халькозиновые. Среднее содержание меди по месторождению 0,88 %, серебра — 23,9 г/т. Прогнозные ресурсы меди по месторождению по категориям $P_1 + P_2$ — 1100 тыс. т. Запасы серебра по категории C_2 — 1297,7 т. В проявлениях Лабазное (VI-2-26, VI-2-21, VI-3-12) медная минерализация выявлена в тектонической зоне мощностью 6—8 м в брекчированных метапесчаниках сакуканской свиты, насыщенных мелкими сульфидизированными кварц-полевошпатовыми прожилками. Содержание меди до 0,1 %. В проявлении Лабазное с сульфидами ассоциируют гематит, барит и видимое золото размером до 0,8 мм, а содержание меди — 0,65 %, висмута — 0,06 %, молибдена — 0,03 %, серебра — до 100 г/т.

Гнездово-вкрапленная зона (мощность 4 м) сульфидизации (Cu — 1 %) обнаружена в кварц-карбонатных породах бутунской свиты (V-3-73) [116, 406].

В катаклазированных отложениях тунгурчаканской толщи медная минерализация обнаружена: в пункте (V-5-11) среди биотитовых микрогнейсов и тремолит-карбонатно-кварцевых микросланцев с прожилками сульфидов (зона мощностью 5—8 м, длиной 800 м; Cu — 0,02—0,4 %); в пункте (V-5-22) — с содержаниями меди до 4 %, серебра — до 0,003 %, висмута — до 0,02 % [430].

В зоне разлома среди отложений икабийской свиты известна (V-3-82) сульфидная меденосная жила, а среди отложений чародаканской свиты (IV-4-1) металлометрический ореол, оконтуренный по содержанию меди 0,01—0,04 % [457].

Вдоль граничных разломов Угусского грабена (III-3-37, 38) зона сульфидизации прослежена на 300 м при ширине 10—25 м. Минерализация в катаклазированных породах представлена малахитом, реже сульфидами (Cu до 0,5 %) [457].

В зоне Намсалинского сброса выявлены (IV-4-26) брекчированные и гидротермально измененные кремнистые доломиты и тонкозернистые песчаники, в которых трещины выполнены кальцитом и кварцем с примазками малахита. Содержание меди в доломитах по данным химического анализа 0,25 %. Песчаники с рудной вкрапленностью в цементе и по трещинам содержат 0,5 % меди [113].

Участок Ярогу расположен у слияния рек Аятукта и Джалтунда (IV-7-28). Здесь вскрыты сульфидизированные метасоматические образования мощностью 5 м, длиной 850 м, содержащие 0,1—0,13 % меди по данным бороздового опробования [136].

3. Метасоматически-магматический тип. В комплексном медь-железорудном месторождении железа Сивагли (IV-9-75) в железорудных залежах и во вмещающих породах в виде вкрапленности, гнезд, тонких прожилков присутствуют сульфиды меди, реже ее окислы и самородная медь. Рудные минералы — халькопирит, халькозин, ковеллин, реже борнит, куприт, тенорит, малахит, хризоколла. Среднее содержание меди в железных рудах 0,83 %. Балансовые запасы в блоках магнетитовых и полумартитовых руд, требующих обогащения, составляют 71,5 тыс. т по

категории C_1. Руды легко обогащаются при флотации с получением концентрата с содержанием меди 21,5—27,5 %, при извлечении 75—85 % [90, 138, 420].

Комплексное благородно-цветнометалльное месторождение Чинейское (VI-2-23, 25) приурочено к эндоконтакту габброноритов Чинейского массива с удоканской серией. На четырех участках выявлено семь залежей медно-сульфидных руд (10—45 м), причем пять из них по главному рудному телу, установленному в донной части массива, где сконцентрировано 95 % промышленного оруденения, в составе пирротин-халькопиритовых вкрапленных руд со средним содержанием меди 0,75 %. В северо-западном эндоконтакте рудное тело (до 20 м) длиной не менее 400 м сложено пирит-пирротиновыми рудами с халькопиритом. Содержание меди 0,6—1,5 %, кобальта — 0,01—0,05 %. В эндоконтакте оруденение установлено на площади 0,05 км^2. Руды прожилково-вкрапленного типа пирротин-халькопирит-борнитовые, участками отмечается насыщенность халькопирит-борнитовыми прожилками, где содержание меди до 10 %, никеля — 0,66—1,15 %, кобальта — до 0,1 %. Комплексные руды хорошо обогатимы с получением кондиционного медного концентрата марки КМ-6, КМ-7 при извлечении меди 80—95 %, благородных металлов — 60—80 %, никеля и кобальта — 30—60 %. Доказана возможность получения из хвостов медной флотации титаномагнетитового концентрата с содержанием железа 60—70 %, TiO_2 — 1—10 %, V_2O_5 — 0,4—2,0 %. Прогнозные ресурсы в целом по Чинейскому месторождению по последним данным по категории $C_2 + P_1$ составили 1423130,4 тыс. т руды при средних содержаниях меди 0,57 %, никеля — 0,074 %, кобальта — 0,011 %, платины — 0,16 г/т, палладия — 0,44 г/т, золота — 0,062 г/т, серебра — 2,89 г/т [118, 435].

С позднеархейскими ортосланцами связаны зоны сульфидизации: проявления Зональное (V-4-29), где в пробах Cu — до 1 %, Pb — до 0,5 %, Zn — до 1 %; проявления Длинное (V-3-9) мощностью 5 м и длиной 2,5 км, где содержится Cu — 0,5 %; проявление р. Апсат (V-1-7) на длину 50 м, Cu — 0,15 %, Bi — 0,05 %; экзотической является находка халькопиритсодержащих гранитов в гнейсах (Cu — 0,5 %).

К зоне Тарын-Темулякитских разломов приурочен ряд минерализованных зон, в том числе среди верхнеархейских образований.

Пункт (V-5-8) приурочен к измененным амфиболовым сланцам и железистым кварцитам, содержащим примазки малахита и азурита. В тонких прожилках кварца установлены сульфиды: пирит, борнит, халькопирит. Содержание меди по данным штуфного и бороздового опробования 0,1—0,22 %. В пункте (V-4-8) микроклиновые метасоматиты борсалинской серии содержат обильную тонкую вкрапленность и прожилки сульфидов. На водоразделе рек Олдонгсо и Хохолло (IV-5-24) отложения темулякитской свиты окварцованы и сульфидизированы. Содержание меди 0,15—0,5 %, цинка — до 1 %, мышьяка — до 1 %. По данным пробирного анализа оруденелые породы содержат 0,1—0,2 г/т золота и 2,5—14,8 г/т серебра [455].

Катаклазированные сульфидизированные породы Каларского массива (VI-4-1, 9, 12, 16) содержат (%): меди — 0,1—0,2, никеля — 0,02—0,03, кобальта — 0,004—0,02, цинка — до 0,02.

В тектонической зоне Унгринского массива (IV-7-27) выявлены диопсид-роговообманковые жилы с магнетитом, которые замещаются актинолит-хлорит-эпидотовыми породами с кварцем и кальцитом, к гематитсодержащим участкам которых приурочены пирротин, халькопирит, борнит, ковеллин, жильный кварц. Площадь этих образований 30×3,5 м. По данным химического анализа штуфа установлено (%): меди — 1,8, марганца — 0,11, кобальта — 0,16, Fe_2O_3 — 76,66, FeO — 5,85. По данным спектрального анализа (%): V — 0,1, Zn — 0,02, Ni — 0,03, Be — 0,002, B — 0,003. В катаклазированных габброидах ингамакитского комплекса (VI-2-55) найдена зона шириной 0,2 м с содержаниями Cu — 0,5 %, Au — 0,015 г/т, Ni — 0,02 % [118, 399]. В катаклазированной дайке монцогаббро (VI-2-55) содержание меди 0,1—0,34 %.

4. Гидротермальный тип разломов. Зона дробления и милонитизации в биотит-амфиболовых кристаллосланцах (V-4-7) содержит меди 0,5 % и германия 0,2 % в двух пробах из 100. Катаклазиты биотит-кварц-полевошпатового состава (V-4-16) по данным двух проб из 50 содержат меди — 0,5 %, молибдена — 0,08 %, серебра — 0,002 %. Биотитовые гнейсы архея в зоне милонитизации (V-3-4) содержат пирит, галенит, халькопирит на площади 100 м^2. Содержание меди в гнейсах 0,3 % по данным спектрального анализа точечных проб. На водоразделе рек Далга—Адыкан (IV-3-21) установлена меридиональная зона дробления и рассланцевания с сульфидами, азуритом, малахитом, хризоколлой. Содержание меди от 0,01—0,05 до 1 % [114].

В верховьях р. Налстах-Балдыдыкин (III-4-24) обнаружены глыбы катаклазитов с обильной вкрапленностью сульфидов и медной зеленью. По данным спектрального анализа штуфа оруденелого катаклазита содержание меди — 0,5 %, цинка — 0,1 %. Химический анализ этих пород показал 0,7 % меди.

Слюдистые гнейсы из зоны диафтореза в среднем течении правого притока р. Имангра (VI-6-28) содержат 0,2 % меди, 0,01 % кобальта.

В пункте минерализации (VI-8-34) кварцевая жила (3 м) длиной 30 м в диафторированных гнейсах содержит Cu — 1 %, Au — 1 г/м^3. В 170 м от нее диафториты сильно сульфидизированы и содержат Cu — 1 % [148].

Многие пункты минерализации, связанные с жилами кварца (III-8-2, V-4-12, VI-5-4, VI-6-39, VI-7-1), представлены развалами глыб жильного кварца с незначительной сульфидизацией и примазками малахита и азурита, в т. ч. в породах баракунской свиты (II-1-4), где мощность жилы — 20 м, а содержание меди 0,11—0,3 % [90, 106].

В пункте (VI-8-34) кристаллосланцы секутся кварцевой жилой мощностью 3 м, длиной 30 м. Жила содержит рассеянную вкрапленность сульфидов (Cu — 1 %, Cu — 1 г/см^3). В 175 м от нее в сульфидизированных диафторитах содержание меди до 1 %.

Зона дробления и милонитизации меридионального простирания в архейских гранитах (IV-3-25) характеризуется аномальным содержанием меди, цинка, свинца, кобальта, молибдена, бария [114, 457].

Вдоль разломов северо-восточного простирания в протерозойских ультраметагенных гранитах прослежена густая сеть кварцевых прожилков мощностью 2—5 см, длиной 10—30 см (VI-1-33). Мощность зон трещиноватых пород 300—500 м, длина 2 км. Некоторые из прожилков содержат видимую вкрапленность сульфидов, малахита, гематита. По данным спектрального анализа пяти штуфных проб обнаружено (%): Cu — 0,1, Zn — 0,03, Y — 0,06, Ba — 0,03, эпизодически Zr — до 0,03 и Sr — до 0,03 [117].

5. Эпитермальный молибденово-медный тип. Несколько близкорасположенных пунктов минерализации меди (VI-7-35) связаны с зоной карбонатизации, пропилитизации и окварцевания в милонитизированных гнейсах и дайках гранит-порфиров мезозоя. Здесь обнаружены кварцевые прожилки с сульфидной минерализацией. Содержание меди в штуфах из прожилков — 2 % [456].

Проявление меди Чопоко (VI-1-52) отмечено в породах мелкого Чопокского массива сиенитов эймнахского (?) комплекса, которые содержат объемную вкрапленность сульфидов. Наиболее крупная зона их скопления мощностью до 5 м, длиной более 100 м содержит 10—15 % сульфидов меди и железа и сечется тонкими кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками. Рудные минералы — халькопирит, пирит, молибденит, борнит, халькозин, пирротин. Среднее содержание Cu — 0,62 %, Ag — 2 г/т, Au — 0,4 г/т [400].

Пункт минерализации в верховьях рч. Новый (III-9-83) связан со щебнем скарнов и окварцованных вендских доломитов с галенитом, малахитом, пиритом, халькопиритом.

По р. Верхн. Сирик (VI-6-41) обнаружены отдельные глыбы массивных халькопирит-борнитовых руд вблизи сульфидизированных даек монцогаббро ларбинского комплекса. Содержание меди в рудах 6,4 %, молибдена — 0,2 % [456].

Проявление меди Верхнесакунское (V-3-52) приурочено к Верхнечиткандинскому массиву граносиенитов. Оруденение в одном случае приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания длиной 1,5 км, мощностью не менее 10 м и представлено окварцованными милонитами с вкрапленностью халькопирита, халькозина, пирита, галенита, примазками малахита, азурита (мощность 2 м, длина 45 м, по падению — 12 км). По данным спектрального анализа 20 точечных проб содержание (%): Cu — 0,3—1, Mo — до 0,03, Ag — 0,01, Bi — 0,01. По данным химического анализа одного штуфа содержание меди 2,9 %. В другом случае катаклазированные граносиениты на площади 400 м^2 содержат спорадическую мелкую вкрапленность халькопирита, молибденита, пирита (Cu — до 0,6 %, Mo — 0,01 %, Ag — 0,001 %). В третьем случае установлена одна зона разломов с аналогичным оруденением протяженностью до 70 м, шириной 3—15 м (Cu — 0,01—1,0 %).

СВИНЕЦ. Известно одно месторождение свинца, проявления и пункты минерализации многочисленны.

Месторождение Бестях (III-1-25) относится к стратиформному типу. Полиметаллические руды приурочены к доломитам сеньской свиты в асимметричной Бестяхской синклинали с пологим восточным и сложнодислоцированным опрокинутым западным крыльями. Оруденение сосредоточено в восточном крыле в зоне трещиноватости, где экранируется горизонтом мергелей жуинской свиты. Рудная зона шириной 200—400 м имеет длину не менее 5 км. Строение зоны неоднородное, обусловленное кулисообразным размещением узких линейных участков, несущих галенитовую и сфалеритовую минерализацию конкреционную в диаметре 0,2—0,4 м, в виде вкрапленности и прожилков. Размер вкраплений сфалерита от 1—1,5 до 20 см. Мощность рудных тел 5—10 м, длина 200—750 м [109, 442]. Среднее содержание по семи телам свинца 0,004—1 %, редко до 6 %, цинка — от 0,4 до 3 %. Прогнозные запасы на глубину 200 м свинца — 45 тыс. т, цинка — 50 тыс. т.

Помимо этого типа руд, на проявлении выявлены жильные галенитовые руды с крупнокристаллическим (до 20 см) галенитом. В галените присутствуют серебро, ртуть (до 0,0083 %), в сфалерите — германий (0,03—0,1 %) и кадмий. Прогнозные запасы всех типов руд 155 тыс. т свинца и 100 тыс. т цинка. Оолитовые кремнистые доломиты могут использоваться как облицовочный камень.

Поблизости выявлены два проявления (III-1-29 и III-1-16). Они приурочены к той же свите и относятся к тому же типу, что и предыдущее,

изучены по делювию доломитов с вкрапленностью галенита и сфалерита, прослеженной на протяжении 15 км [109].

Проявление Солдат (III-1-39) представлено кремнистыми, реже слоистыми и массивными доломитами с жильной сульфидной и кварцевой минерализацией, иногда приближающейся к штокверковой либо ареальной джаспероидной. Ширина таких зон 10—30 м, длина до 3 км, в них доломиты кавернозные с занорышами горного хрусталя, пирита, красными охрами. Рудные минералы в виде мелкой вкрапленности, в тесном срастании между собой. Сфалерит представлен марматитом. Спектральным анализом установлено содержание свинца 0,001—0,004 %, иногда от 0,02 до 3 %. Постоянно присутствует стронций (0,01—0,2 %), цирконий (0,001—0,02 %), марганец (до 0,2 %), в двух пробах барий (1 и 6 %).

В поле развития сеньской свиты и штоков сиенит-порфиров (III-2-1) выявлен металлометрический ореол свинца с содержанием 0,01 %. В пункте (III-9-106) обнаружен щебень кварцевопрожилковых доломитов (Pb — 1 %, Zn — 0,3 %, Ni — 0,01 %, Cu — 0,03 %, Mo — 0,005 %, As — 0,05 %) [110].

Значительное количество пунктов минерализации свинца связано с кварцево-галенитовыми жилами в поле развития глубокометаморфизованных архейских пород по рекам Алдан, Чако, Олекма (VI-5-13), Тянькарь (IV-2-18, 13), Бургай (IV-1-51). Их мощность не превышает 1,5 м, содержание свинца — 1 % [112].

Севернее озера Мал. Лепринди (VI-1-5) в архейских гнейсах обнаружена кварцевая жила длиной 3 м с галенитом, сфалеритом, халькопиритом. По данным спектрального анализа содержание (%): свинца, цинка, меди, бериллия — по 1, кадмия — 0,1, стронция — 0,3 [117].

В полях развития протерозойских образований установлены:

1. Пологосекущие кварцевые жилы (IV-1-43, 60) со сфалеритом в рассеянной вкрапленности и редких гнездах (Pb — 0,1—0,6 %, Zn — 0,1—0,5 %, Cu — 0,01—0,06 %, Ag — 0,006 %, Bi — до 0,3 %), а также в маломощных кварцевых жилах (до 1,8 м) с содержанием Zn — 1 %, Pb — 0,8 %, Cu — 0,15 %, Ag — 0,2 %, Bi — до 0,006 %, As — до 1,0 %, Au — до 0,2 г/т (V-3-31) [112].

2. Богоюктинская зона разломов (пункты IV-1-19, 21), где катаклазиты содержат кварцевые прожилки с богатой (до 20 %) вкрапленностью пирита. Здесь содержание в штуфах (%): Pb — до 0,5, Zn — 0,3, Bi — 0,01, Rb — 0,02, Cd — 0,003. В пункте (IV-1-20) кварцево-прожилковая зона содержит 0,5 % Pb, 0,1 % Ba, 0,01—0,2 г/т золота. В пункте (IV-1-39) галенитовая минерализация приурочена к центральной части зоны рассланцевания мощностью до 200 м. Она сложена милонитами с кварцевыми сульфидизированными прожилками мощностью до 15 см, длиной до первых десятков метров (Pb — 0,1—0,4 %, Cu — до 0,02 %) [440].

Проявление р. Иссакачан (VI-1-48) связано с зоной тектонического нарушения в метаморфической толще, прорванной гранитами имангакитского комплекса. Рудные тела представлены кварц-серицитовыми породами с многочисленными тонкими кварц-сульфидными прожилками с галенитом, сфалеритом, пиритом и плагиоклаз-кварц-карбонатными породами с вкраплениями, прожилками, зонами и гнездами рудных минералов мощностью до 2—3 м. Максимальное содержание свинца и цинка по данным спектрального анализа бороздовых проб из рудных тел до 1 % каждого, меди — 0,03—0,1 %. По данным химического анализа (%): свинца — 0,31, цинка — до 0,17, меди — 0,14, бериллия — до 1, бария — 0,3—1,0, стронция — 0,03, молибдена — 0,03, циркония — 0,001—0,01.

В 1 км к западу от этого участка обнаружены катаклазированные гнейсы с частыми жилами мощностью от 1—2 до 5—20 см с гематитом, пиритом, цирконом. По данным спектрального анализа точечных и штуфных проб они содержат (%): свинец — 0,003, цинк — 0,03, молибден — 0,1, медь — 0,1—0,3, стронций — 0,3, барий — 0,3, кобальт — 0,03, ванадий — 0,03, цирконий — 0,003, редко бериллий — 1.

В том же районе несколько пунктов минерализации связаны с кварцевыми, иногда кварц-полевошпатовыми жилами, секущими плагиогранитогнейсы позднего архея. В пунктах (VI-1-51, 55) и (VI-1-46) жилы маломощные (от 5—10 до 30 см) содержат вкрапления и гнезда галенита, сфалерита, халькопирита, пирита. Содержания свинца — от 0,001—0,3 до 0,8 %, цинка — 0,8—1 %, меди — 0,1—0,3 %, иногда золота — до 0,15, редко 0,8 г/т — по данным спектрального анализа штуфов и точечных проб [117, 399].

В бассейне р. Апсат (V-2-44, 50; V-1-15) в зоне разломов жилы и прожилки мощностью 0,3—2,0 м по данным спектрального анализа штуфов содержат от 0,1—0,2 до 5 % свинца и 0,1 % цинка. Несколько сближенных пунктов минерализации бассейна р. Аку (VI-1-36) представлены сульфидно-кварцевыми маломощными жилами зон дробления в гранитоидах ингамакитского, сакунского и кодарского комплексов. Содержание свинца в жилах 0,07—0,2—0,7, редко до 5 %, цинка — 0,05—0,7 %, в одном случае до 10 %. По мнению авторов, пункты неперспективны ввиду малых параметров жил [416, 418].

Многочисленные пункты минерализации свинца связаны с маломощными жилами кварца, прорывающими гранитоиды кодарского комплекса (V-1-19, 20, 22, 23, 24, 25, 26; V-1-31). Жилы, как правило, единичны, мощностью 0,5—1 м, реже зоны кварцевых прожилков мощностью до 3 м. По данным спектрального анализа штуфов содержание (%): свинца от 0,1 до 1 (в единичных случаях до 5), цинка — 0,1—3 (редко до 7), меди — 0,15—0,2 [416].

В пункте (VI-3-31) граниты рассечены зонами катаклаза шириной 50—60 м, с многочисленными жилами сульфидно-кварцевыми и рассеянной гнездово-точечной вкрапленностью (Pb — до 1 %, Cu — 0,3 %, Ag — 0,001 %). С эндоконтактом гранитов этого комплекса связан пункт минерализации (III-1-19), где установлены карбонат-кварцевые прожилки (до 1 см) с обильным галенитом (Pb — до 6 %, Mo — 0,01 %, Ag — 0,0015 %, Bi — 0,005 %). Здесь же отмечены жилы черного кварца (до 0,5 м) с содержанием свинца до 1 % [458].

Редкие пункты минерализации (V-5-31, 32) и точечные металлометрические ореолы рассеяния свинца приурочены к экзоконтакту Тасского массива сиенитов, где в зоне разлома среди фенитов найдены развалы глыб жильного кварца с гнездами и трещинами, выполненными галенитом. Содержание свинца по данным штуфного опробования 0,001—1,0 %, серебра — до 0,08 %, висмута — до 0,1 % [430].

Редкие кварцевые жилы, связанные с мезозойскими сиенитами, сиенит-порфирами, эгириновыми сиенитами, обнаружены в пунктах (III-4-7), (IV-3-45), на проявлении железа Дорожное (IV-8-61). Их мощность 1—1,5 м, содержание свинца до 0,3, редко 1 % по данным спектрального анализа [90, 137].

В пределах Мурунского массива (III-3-9) в зоне дробления щелочных и нефелиновых сиенитов мощностью 30 м и длиной до 3 км в микробрекчиях и кварцевых прожилках обнаружена вкрапленность галенита, барита, флюорита, кальцита, блеклых руд. Содержание свинца до 1 %, цинка — до 0,08 % [111].

Проявление Буркат (VI-7-32) связано с меловыми граносиенит-порфирами и липаритами, прорывающими фундамент. Установлено четыре линзообразных сульфидных тела мощностью до 10 м сложного строения. Их центральная часть сложена массивными кварц-сульфидными рудами мощностью 0,2—0,3 м, переходящими в прожилковые и полосчатые, сменяющиеся минерализованными метасоматитами и кварцевыми прожилками. Состав рудных минералов (%): пирит — 65, сфалерит — до 10, галенит — 5, халькопирит — 3. Содержание в рудах свинца — 1 %, цинка и меди — до 6 %, серебра — до 36 г/т, золота — 0,3 г/т, молибдена — до 0,02 %, вольфрама — 0,002 %. Проявление рекомендовано для разведки на производство серной кислоты [456].

На участке Пиля (VI-6-29) площадью 22 км^2 несколько сближенных пунктов минерализации серебра, свинца, молибдена связаны с субширотной зоной дробления в окварцованных биотит-амфиболовых гнейсах и дайкой гранит-порфиров ларбинского комплекса с жильным кварцем, содержащим сульфиды, барит, галенит, сфалерит. По данным сколкового опробования содержание свинца — от 0,1—1,5 до 3 %, цинка — до 0,2 %, молибдена — 0,1 %, серебра — 12—200 г/т, золота — 1,1 г/т. Прогнозные ресурсы по участку на глубину 100 м — 56 тыс. т свинца, 15 тыс. т цинка, 9,9 тыс. т молибдена [456].

ЦИНК. Месторождений цинка на площади не обнаружено. В большинстве случаев цинк устанавливается совместно со свинцом, но иногда образует собственно цинковые проявления и пункты минерализации.

В бассейне р. Джелинда (III-1-34, 35) галенит-сфалеритовое стратиформное оруденение установлено в доломитах сеньской свиты. Оно представлено галенитом, сфалеритом, халькопиритом, реже баритом, вульфенитом, сидеритом, а также флюоритом, молибденитом, смитсонитом. Содержание цинка по штуфному опробованию от 0,2—1 до 3 %, свинца — от 0,001—0,003 до 0,01 %, меди — до 0,001 % [442].

В пункте у зоны разлома в отложениях жербинской свиты (III-1-11) в окварцованных и лимонитизированных доломитах установлен смитсонит (до 57 кг/т). Смитсонит содержит (%): Zn — 10, Cd — до 0,3, Ga — 0,02, Ne — до 0,003. По результатам спектрального анализа штуфных проб в доломитах (%): цинка — 10, свинца — 0,02, кадмия — 0,02 [109, 442]. Пункт минерализации цинка на левом водоразделе р. Жуя также приурочен к разлому по песчано-известковистым доломитам жербинской свиты. Здесь по данным химического анализа содержание цинка 0,04 %.

Пункт минерализации цинка (IV-1-4) приурочен к брекчированным доломитам сеньской свиты, насыщенных густой сетью прожилков флюорит-кварц-карбонатных (Zn по одной пробе — 1,0 %, Sr — 0,2 %, Be — 0,002 %) [440].

На проявлении Усть-Холболохское (IV-1-11) на площади 18 км^2 обнажаются гидротермально-метасоматически и динамометаморфически измененные отложения ничатской—сеньской свит в узле пересечения субширотной Сеньской и субмеридиональной Ничатской зон разломов. Литохимическое опробование проводилось в пределах площади развития измененных доломитов. По его данным содержание цинка 0,01—0,6 %, свинца 0,01—0,1 %. В отдельных бороздовых пробах цинка 0,5 %, свинца 0,008 %. Выделен интервал 11,3 м со средним содержанием цинка 0,17 %. Скважинами зона измененных доломитов прослежена на 16,5 м. Среднее содержание цинка в керне 0,03 %. Отмечено повышенное содержание меди (0,07 %), бария (0,01 %), фосфора (0,5 %), вольфрама (до 0,02 %), кобальта (0,02 %). Здесь же вскрыта кварц-кальцит-галенитовая жила (0,8 м) с содержанием галенита 43 кг/т. Рекомендуются поисковые работы [440].

В среднем течении р. Сакукан (V-3-55), среди пород икабийской и аянской свит на площади 5,3 км^2, цинковое оруденение приурочено к тектонической зоне субширотного простирания (350—400 м). В северной части зоны длиной 10 км преобладают катаклазированные породы, в южной — милонитизированные и рассланцованные отложения, участками брекчированные. На участках пересечения доломитов, известняков, алевропесчаников икабийской свиты мощные (до 250 м) зоны сульфидной минерализации трех типов: 1) прожилково-вкрапленный, связанный с маломощными (до 5 см) сульфидно-кварц-карбонатными жилками; 2) тонковкрапленный с сульфидной минерализацией в черных алевропесчаниках по плоскостям сланцеватости; 3) кварцево-жильный тип с крупными (до 10 см) гнездами и вкрапленниками сульфидов. Сульфиды представлены пирротином (59,5 кг/т), ковеллином (46 г/т), галенитом (6 г/т), реже халькопиритом и пиритом (1 кг/т) и знаками сфалерита, арсенопирита, касситерита. По данным спектрального анализа цинк и медь в первом типе руд составляют по 0,01—0,03 %, во втором типе — цинка 0,4—1 %, меди 0,03—0,05 %. Оценка проявления отрицательная [407].

Многочисленные пункты минерализации цинка связаны с кварцевыми жилами неясного возраста (V-1-39, V-3-81, VI-1-45, VI-2-22). Обычно это одиночные маломощные (до 1 м, редко до 2,5 м) жилы с содержанием цинка 0,15 % (реже до 1 %), свинца до 0,1 %.

По р. Нижн. Ингамакит (VI-2-22) установлены жилы кварц-кальцит-клейофановые (до 0,4 м), длиной до 200 м, секущие габброиды Чинейского массива. Они содержат рассеянную вкрапленность галенита, пирита, халькопирита, которая наблюдается и во вмещающих габбро. Некоторые жилы участками несут промышленное содержание цинка (10,5 %), свинца (0,6 %). По последним уточненным данным содержание (%): цинка — в среднем 0,64, свинца — 0,02—0,33, меди — 0,01—0,88 [118, 435].

Проявление Апсатское (V-1-10) в эндоконтакте Кодарского массива гранодиоритов представляет собой ветвящиеся кварцевые прожилки (до 0,2 м, редко 0,5 м) длиной первые десятки метров, которые образуют зону протяженностью 1,2 км (Zn — до 1 %, Pb — до 0,1 %, Cd — 0,006 %, Ag — 0,0001 %, Au — 0,02 %).

Пункт (V-1-22) связан с милонитизированными гранитами роговообманковыми, где кварцевые прожилки (до 6 см) содержат по данным штуфного опробования 0,2 % цинка [416]. В пункте (V-1-32) минерализация связана с согласной жилой двуслюдяных гранитов (3—5 м) длиной 50 м в отложениях александровской свиты и с линзой диопсид-альбитовых метасоматитов в карбонатных породах бутунской свиты. Граниты содержат цинка 0,03—0,1 %, метасоматиты без видимой рудной минерализации — 0,01—0,03 и 0,12—0,23 % [435].

По правому борту р. Нюкжа (VI-6-44) среди биотит-амфиболовых гнейсов установлены зоны мезозойских пропилитов площадью 200×0,5 м с рудной минерализацией (Zn — 0,8 %, Pb — 0,1 %, Au — 0,05 %) [414].

Со скарнами связаны два пункта минерализации и одно проявление. В первом пункте на р. Пурикан среди мраморов и сиенитов палеозоя обнаружены глыбы тремолитового скарна с содержанием цинка 0,1 %, во втором (V-3-50) скарнированные мраморы икабийской свиты, прорванные раннепротерозойскими гранитами, содержат восемь согласных кварцевых жил (по 0,5 м) длиной до 25 м. В зонах в экзоконтакте жил мраморы актинолитизированы, содержат крупный диопсид и бурый сфалерит. По данным спектрального анализа двух штуфных проб из этой породы содержание (%): цинка — 1, свинца — 0,03, кадмия — 0,06, меди — 0,01, серебра — 0,001.

В бассейне р. Апсат установлены пункты минерализации цинка, свинца, приуроченные к скарнированным известнякам, образующим линзовидные тела в толще кварцитов икабийской свиты протерозоя. Размер тел 1×2 м. По данным химического анализа двух штуфных проб содержание (%): цинка — 0,1—1, свинца — 0,23, кобальта — 0,009, молибдена — 0,08.

По левому склону долины р. Пурикан обнаружены обломки тремолитовых скарнов в осыпи глыб мраморов и сиенитов. По данным спектрального анализа содержание цинка в скарнах 0,1 %.

Проявление Верхненесмуринское (VI-2-47) связано со скарнами гранитов Ингамакитского массива плагиопироксен-скаполитового и плагиокарбонат-флогопитового состава. Оруденение локализовано в скарнированных мраморах (мощность 5 м, длина не более 100 м) и представлено мелкой вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита, магнетита. Содержание цинка — 0,5 %, меди — 0,05 %, свинца — не более 0,1 % [118].

В ортоамфиболитах неясного возраста (VI-1-8) содержание цинка — 0,2—0,5 %, свинца — 0,01 % [439].

В ходе точечного литохимического опробования в пунктах (IV-6-37; IV-7-23, 50) установлено, что биотит-амфиболовые и амфибол-диопсидовые гнейсы содержат цинка от 0,1—0,8 до 1 % [136, 437]. На водоразделе ручьев Крохалиный и Сосновый установлен точечный металлометрический ореол цинка [132]. Металлометрический ореол р. Аччыгый-Нимныр (IV-8-1) приурочен к катаклазитам зон дробления субширотного простирания, в которых содержание цинка, олова, меди, молибдена в десятки раз превышает фоновое [137, 420].

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ. Как выявленные месторождения и проявления, так и многочисленные геохимические и металлометрические аномалии по уровню изученности недостаточны для полной типизации этих объектов.

Никель-кобальтоносными являются ортосланцы нижнего архея, что определяется материалами по их опробованию:

1. В нимнырской свите флогопит-пироксеновые ортосланцы (III-9-110) содержат (%): Ni — 0,1, Co — 0,1, Cr — 0,1, Sn — 0,005, Mo — 0,01 [132].

2. В курультинской серии ортоплагиосланцы пироксеновые (V-4-65) содержат Ni — 0,2 %, Co — 0,01 %; ортопироксениты (V-5-36, 35) содержат (%): Ni — 0,1—1,0, Co — 0,006—0,1, Cu — 0,03, Zn — 0,01; плагиоэклогиты (V-4-71) содержат (%): Ni — 0,2, Co — 0,01, V — 0,01.

3. В чарской серии ортопироксениты амфиболовые (V-2-22) содержат (%): Ni — 0,1—0,3, Co — 0,1, Cu — 0,1 [416]; ортосланцы ультраосновные (V-2-37, 5) содержат Ni — 0,2—0,5 %, Co — 0,01—0,03 % [416].

С верхнеархейскими ортосланцами связано три проявления и много пунктов минерализации. Мекю-Салинское проявление (V-4-23) приурочено к телу метагаббро (10 м) длиной 25 м с содержанием Ni — 1,0 %, Co — 0,03 %, Cr — 0,1 % по данным сколкового опробования [444]. Токкинское проявление (V-3-12) представлено метаперидотитами, оконтуренными по пробам, с содержанием Ni — 0,1—1,0 %, Co — 0,1 %. По данным точечного опробования одного тела в 277 пробах из 278 содержание Ni — 0,8 % [419].

Проявление никеля, кобальта Бурпалинское (V-7-15) приурочено к западному контакту расслоенного тела пород основного состава предположительно архейского возраста. Оруденение приурочено к трем телам перидотитов и вмещающим их породам и представлено халькопирит-пирротиновой с пентландитом минерализацией прожилково-вкрапленного типа.

Участками зафиксированы сплошные брекчиевые руды. Повсеместно присутствует магнетит, часто в срастании с пирротином, и наложенный пирит по трещинам. Иногда отмечается магнетит-марказит-пиритовый агрегат, развивающийся по пирротину. Содержание никелистого пирротина в рудах от 3—5 до 20—25 %. Из трех тел перидотитов (мощностью 100, 60, 30 м) концентрированное оруденение связано с двумя первыми. Основной тип руд в них густовкрапленный с содержанием пирротина 15—20 %, в краевых частях 5—10 %. С глубиной содержание пирротина возрастает и густовкрапленные руды переходят в прожилково-вкрапленные. В сплошных брекчиевых рудах содержание рудных минералов 70—80 %. Максимальное содержание никеля 1 %, окиси кобальта — до 0,016 %. Запасы оруденелых тел перидотитов по двум телам 67 400 т.

Железорудное месторождение Сивагли (IV-9-75) является комплексным, так как здесь установлено повышенное содержание кобальта в железных рудах (см. «Железо»). Из кобальтсодержащих минералов в них содержится пентландит, но большая часть кобальта, по-видимому, заключена в виде изоморфной примеси в других минералах. Среднее содержание кобальта для всех типов железных руд 0,016 %. Забалансовые запасы кобальта по блокам железных руд, требующих обогащения, составляют 1,5 тыс. т [138, 420].

С породами Каларского массива связаны десятки пунктов минерализации, из них самые крупные: рудное габбро (V-4-68) содержит (%): никеля — 0,2—0,3, кобальта — 0,01—0,03, меди — до 0,04, цинка — до 0,02, фосфора — до 0,1; габбро (VI-5-11) содержит (%): никеля — 0,04, кобальта — 0,01, марганца — 0,1; габбро-андезиниты р. Имангра содержат кобальта — 0,01 %, никеля — 0,2 %.

В бассейне р. Сакукан (VI-2-53) обнаружены катаклазированные сульфидизированные гранито-гнейсы архея, в которых содержание (%): никеля — 0,02, меди — 0,05, ванадия — 0,03, хрома — 0,05 [426]. На водоразделе ручьев Джеваскит — Мал. Аян (III-9-113) в карьере глыбы гидротермально измененных катаклазированных аляскитовых гранитов вишнево-красного цвета содержат никеля — 0,1 %, кобальта — 0,01 % [132].

Дайка перидотитов неопределенного возраста, залегающая в архейских гранито-гнейсах (VI-2-46) мощностью 20 м, прослежена на 500 м, простирание широтное без видимой рудной минерализации с содержанием (%): никеля — 0,3, кобальта — 0,05, хрома — 1 [426].

В верховьях правого притока р. Юс-Кюэль обнаружена дайка микродиоритов, секущая мангериты (V-4-70) с содержанием (%): никеля — 0,03, кобальта — 0,01, меди — 0,01, цинка — 0,01 [422].

С рифейскими дунитами Инаглинского массива (III-8-10) связано проявление с содержаниями по данным спектрального анализа никеля — до 0,3 %, кобальта — до 0,1 %.

На левобережье р. Тумуллур (V-4-18) кварцито-песчаники протерозоя содержат никеля 0,1 % по данным сколкового опробования.

Пункты минерализации выявлены: в точках (V-4-15, 18) в метабазитах (Ni — 0,1—0,5 %, Cu — 0,5 %, Bi — 0,002 %, Ag — 0,001 %) [444]; в точке (IV-4-9) в тремолит-серпентиновом ортосланце (Ni — 0,3 %, Co — 0,005 %) [133]; в метагаббро (VI-1-58), содержащем Co — 0,1 %, Ni — 0,03 %, Cu — 0,03 %, Au — 0,007 г/т [399]. Точечные металлометрические ореолы: (IV-7-1) связан с оливинитами среди архейских пород (Ni — 0,1 %, Co — 0,03 %); (IV-5-1) связан с метапироксенитами и метагаббро верхнего архея (Ni — 0,1—0,54, Co — 0,01; Zn — 0,01 %; (IV-9-1) связан с ортосланцами федоровской серии (Ni — 1,0 %).

Площадные металлометрические ореолы, приуроченные к ортосланцам амнунактинского комплекса (IV-5-4, 5), оконтурены по содержаниям (%): Ni — в одном случае — 0,03—0,3, в другом — 0,02—0,1, Co — 0,001—0,01, Cu — до 0,01, Zn — до 0,03. Кобальтоносные бурожелезняковые шляпы, возможно зон окисления сульфидной минерализации, известны в Молбинском районе у Жуинских разломов.

Пункт минерализации Чэппэлээх (I-1-3) в ядре узкой синклинали, осложненной разломами, содержит ожелезненные песчаники на площади 200×100 м. Помимо гидроокислов железа установлены знаки малахита, галенита. По данным химического анализа бороздовых проб содержание Fe_2O_3 — 29,2—75,86 %, железа растворимого — 13,89—55 %, MnO — 0,06—17,88 %, никеля — 0,01—0,15 %, кобальта — 0,004—0,18 %.

В пункте минерализации Разломное (I-1-21) обнаружена зона обохрения у контакта жербинской и ченчинской свит площадью 100×100 м. Содержание (%): Fe_2O_3 — 38,62—79,11, железа растворимого — 26,69—55,15, марганца — 1,22—16,51, кобальта — 0,019—0,172, никеля — 0,22—0,29.

В бассейне р. Оттох металлометрический ореол кобальта (III-1-3) приурочен к разломам среди позднерифейско-вендских отложений, а донные отложения (III-1-2) содержат 0,01 % кобальта. Рядом в верховьях р. Маректа (III-1-1) содержание кобальта в донных отложениях тоже достигает этой величины.

Несколько аномалий и пунктов связано с юрско-меловым магматизмом. Катаклазиты кварц-милонитовые (III-9-59) содержат Ni — 0,01 %, Co — 0,01 %; ожелезненные юрские песчаники (II-7-19) содержат Co до 0,5 %; ореолы рассеяния никеля, молибдена и серебра (IV-8-2) превышают фоновые в 10—50 раз; гидрохимический ореол (II-6-2) содержит 1,1 гамма/литр, Zn — до 14,1 гамма/литр, а рядом (II-6-1) сухой остаток гидропробы содержит Co — 0,02 %, Cu — 0,01 %.

МОЛИБДЕН. Широко распространенная минерализация молибдена с несколькими месторождениями и проявлениями представлена: 1) кварцево-молибденитовыми рудами; 2) жилами и грейзенами в связи с гранитоидами раннего протерозоя; 3) ураново-молибденитовыми рудами в связи с метасоматитами раннего протерозоя; 4) залежами метасоматитов, жилами пегматита и кварца предположительно позднеархейскими. В отдельную пятую группу отнесены разнообразные пункты минерализации неясного возраста и формационной принадлежности.

1. Кварцево-молибденитовые руды. Выделяются две возрастные группы — мезозойская (1а) и палеозойская (1б).

1а. Малое месторождение Охок (VI-4-51), шестнадцать проявлений и многочисленные пункты минерализации. Месторождение Охок сложено биотитовыми гнейсами олдонсинской свиты, прорванными жилами аплитовидных гранитов, пегматитов, кварцевыми жилами и диорит-порфирами мезозоя, приуроченными к зоне крупного субширотного разлома. Рудные тела представлены главной сульфидно-кварцевой жилой (0,5—3,5 м) длиной 140 м, идущей вдоль разлома, и мелкими кварцевыми жилами. Вкрапленность молибденита наблюдается в самой жиле и в зальбандах; наибольшая концентрация его зафиксирована в местах пересечения главной жилы с оперяющими ее субмеридиональными зонами дробления. Среднее содержание молибдена (химический анализ) в руде — 0,2 %.

В непосредственной близости от месторождения обнаружены участки с оруденением штокверкового типа, локализующиеся в местах пересечения серии субширотных нарушений с субмеридиональным разломом. Здесь минерализация связана с серией тонких (до нескольких сантиметров)

ветвящихся кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков, гнезд и линз с вкрапленностью пирита. По данным химического анализа штуфных проб на мощность 20—40 м содержание молибдена 0,04—0,08 %. Вдоль зоны разлома отмечаются ореолы рассеяния молибдена длиной до 1,5 км, с содержанием его до сотых долей процента [144].

Проявление Дурынча (VI-5-33) сложено порфировидными гранитами, прорванными дайками гранит-порфиров, приуроченных к серии сближенных разломов восточно-северо-восточного простирания, в одном из которых выявлена зона гидротермального изменения гранитов с большим количеством тонких (до 3—5 см) кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков с сульфидной минерализацией. Молибденит сопровождается гематитом, галенитом, сфалеритом, флюоритом. Мощность зоны оруденения 5—10 м, длина 300 м. Содержание молибдена в штуфных пробах по данным спектрального анализа от 0,006 до 0,1 % [145].

В пунктах минерализации (VI-5-31, 32, 34, 35) установлены молибденоносные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы (до 1 м) в сходной геологической ситуации. По данным химического анализа штуфной пробы (VI-5-27) содержание молибдена 0,38 %.

Проявление Ледяное (VI-6-25) представляет собой шток гранит-порфиров площадью 170×200 м, прорывающих монцодиориты ларбинского комплекса и прорванный дайками сиенит-порфиров. Рудная минерализация установлена в экзоконтакте штока в пропилитизированных монцодиоритах. Выделяется три типа руд: пирит-кварцевые жилы с молибденитом, березиты с полисульфидным оруденением, гранит-порфиры с полисульфидной минерализацией. В составе руд отмечены: пирит, молибденит, сфалерит, халькопирит, галенит, ковеллин, церуссит, англезит, плюмбоярозит, халькозин, пирротин, рутил [456].

На проявлении Фланг (VI-7-26) шток граносиенит-порфиров прорван дайками сиенит-порфиров, установлены две зоны густого мелкопрожилкового окварцевания северо-восточного простирания в 250 м друг от друга мощностью до 30 м, длиной до 300 м. По периферии зон развития катаклазиты. В рудных прожилках отмечены молибденит, халькопирит, магнетит. По результатам спектрального анализа в зонах содержание молибдена — до 0,2 %, серебра — до 80 г/т, свинца — 0,4 %, цинка — до 0,15 %, золота — до 0,04 г/т. Прогнозные ресурсы молибдена по категории P_3 на глубине 100 м — 7,2 тыс. т [456].

Три сближенных пункта минерализации на расстоянии 2 км друг от друга обнаружены в верховьях р. Лев. Солокит. Они приурочены к зонам жильно-прожилкового окварцевания площадью 250×300; 100×150; 150×200 м. Вмещающими породами являются дайки монцодиоритов ларбинского комплекса или кристаллосланцы иманграканской свиты. Жилы и прожилки содержат Mo — 0,015—1,0 %, Ag — 3,9—40 г/т, Pb — до 0,3 %. В пункте (III-4-6) в эндоконтакте дайки сиенит-порфиров с плагиогранитами архея наблюдается мелкая сеть кварцевых прожилков с содержанием (%): Mo — 0,01, Ag — 0,01, Pb — 0,01 [127]. Пункт минерализации (IV-8-35) представлен зонами брекчий северо-восточного и северо-западного простирания длиной 300—600 м. Содержание молибдена в штуфных пробах 0,005—0,3 %, по бороздовому опробованию редко до 0,003 % [420, 455]. В пункте (VI-6-53) в зоне катаклаза по гранатам (0,5 м) установлены молибденит, галенит, сфалерит [414].

Проявление Паленый (III-9-58) представлено молибденитовым оруденением, приуроченным к скарновой зоне небольшого штока субщелочных сиенитов, содержащих жилы граносиенитов, аплитов. Молибденовая минерализация (Mo — 0,007—0,2 %) носит прожилково-вкрапленный характер.

Проявление Турукское I (III-9-33) представлено серией мелких ветвящихся кварц-сульфидных жил и прожилков северо-западного простирания в метаморфических породах архея. Вскрыто 27 крутопадающих жил (до 0,9 м) длиной от 14 до 487 м. Они сложены кварцем, пиритом, халькопиритом, лимонитом, флюоритом. Содержание молибденита убывает с глубиной. Содержание Mo в одной из жил 0,01—0,4 %, в другой — 0,003—0,1 %, W — до 0,03 %, редко 0,2 %.

Проявление Турукское-II (III-9-34) представлено сиенитами с редкими тонкими кварцевыми прожилками (редко до 20 см). Вкрапленность молибденита наблюдается и в сиенитах. Среднее содержание молибдена 0,024 %. Запасы молибдена 278,2 т. Проявление Дегтяр II (III-9-65) сложено граносиенитами с вкрапленностью молибденита и сульфидов на площади 0,2 км². Молибденит — в виде агрегатов мелких чешуек [131, 454].

Пункт минерализации (IV-8-42) связан с зоной трещиноватости (в сотни метров) в сиенит-порфирах. Простирание северо-восточное, угол 50°. Здесь развито окварцевание, сульфидизация, примазки малахита, борнита, азурита, молибденовые охры. По данным спектрального анализа штуфной пробы (%): Mo — 0,03, Cu — 0,03, Pb — 0,005. Остальные пункты (III-9-31, 66; VI-4-54, 55, 56), связанные здесь с сиенитами, граносиенитами, представлены глыбами этих пород с редкой вкрапленностью молибденита в них (Mo — 0,01—0,06 %) [137, 455].

Пункт (IV-8-44) приурочен к зоне пересечения разломов широтного и субширотного простирания. Его мощность не менее 100 м, длина не менее 800 м. Это милониты, катаклазированные граниты, кварциты, прорванными дайками сиенит-порфиров и сельвсбергитов. Все эти породы секутся многочисленными кварцевыми жилками (до 5 см). В целом по зоне установлены (%): Mo — 0,0001—0,005 (в одной пробе 0,1), As — 0,002—0,2, Ag — до 0,01, W — 0,05, Zr — до 1 [90, 455].

Пункт минерализации Солдат (III-1-41) приурочен к кварцевым жилам и прожилкам (до 0,25 м), секущим щелочные сиенит-порфиры. Семь жил образуют линейные зоны шириной 1,5—5 м. Содержание молибдена по результатам точечного и штуфного опробования 0,04—0,3 %. Здесь же установлено аномальное содержание редких земель (см. «Редкие земли») [442].

Проявление Рихтеритовое (III-3-17) в контуре металлометрического ореола рассеяния молибдена представлено развалами глыб жильного кварца, прослеженными на 130 м и содержащими барит, флюорит, халькопирит. В штуфных пробах содержание Mo — 0,5 %, Cu — 1,0 %.

В верховьях рч. Дальний (III-2-5) минерализованная пологопадающая зона (15—20 м) ороговикованных и фенитизированных песчаников сеньской свиты обогащена на протяжении 4 км тонкопылеватыми сульфидами, малахитом, азуритом. Наиболее обогащены линзы и прослои кварцевых песчаников мощностью 1—2 м. В пределах зоны содержание (%): Mo — 0,005—0,15, Pb — до 0,4, Nb — до 0,02, Cu — 0,03, Zn, La, Ce, Zr — по 0,02 [429, 455].

1б. Проявление Биримьянское (VI-1-54) сложено плагиогранито-гнейсами архея, прорванными гранитами и гранит-порфирами ингамакитского (?) комплекса. Молибден связан с гидротермальными дериватами последних, образующими тела метасоматитов мощностью 1—10 м по всему рудному полю. Рудопроявление представляет собой штокверк кварц-сульфидных прожилков мощностью до 8—10 см, длиной до 5 м, площадью 1,7×0,9 км. Рудные минералы: молибденит, магнетит, пирротин, гематит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, вольфрамит. Среднее содержание молибдена

0,03—0,025 %, максимальное — 0,25 %. Проявление признано перспективным [399].

В верховьях р. Нурылакит (VI-1-19) граниты ингамакитского комплекса прорваны дайкой аплитов мощностью 60 м, по южному контакту которой наблюдается зона катаклаза с сетью кварц-полевошпатовых прожилков и жил мощностью до 1,5 м с обильной вкрапленностью молибденита в виде гнезд и прожилков. Одна наиболее крупная пологопадающая жила длиной 30 м, мощностью 0,6—1,5 м содержит в бороздовых пробах молибдена 0,35—1,56 % [439].

Пункт минерализации на правом водоразделе р. Аку (VI-1-30) связан с гранитоидами, в которых установлена зона сульфидизации с мелкой вкрапленностью молибденита [117, 400].

В верховьях р. Сынь (VI-1-39) в зоне разлома (50 м) длиной 2 км в 100-метровом интервале отмечены многочисленные кварцевые жилы с сульфидами и молибденитом. По данным штуфного опробования Mo — 0,2—2,3 %.

Проявление (VI-1-49) занимает площадь 100×40 м среди гнейсов. Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы (до 15 см) длиной до 2 м секут их с азимутом падения 165°, угол 70° и содержат молибденит в виде редких гнезд размером до 2 см, халькопирит и пирит. По данным спектрального анализа 17 точечных проб содержание Mo — 0,001—0,003, редко до 0,03 % [117, 399].

В этом районе установлены также пункты минерализации (VI-1-44, 43), связанные с зоной раздробленных гидротермально измененных гранитов с рассеянной вкрапленностью молибденита и многочисленными кварцевыми молибденоносными прожилками с радиально-лучистыми скоплениями молибденита (до 10 см). По данным спектрального анализа 12 штуфных и точечных проб гранитов содержание молибдена 0,1 %, лантана и ниобия — по 0,003 %, бериллия — 0,001 %. Кварцевые жилы содержат 0,001 % молибдена. В другом пункте кварцевая жила мощностью 3 см содержит Mo — 0,03 %, Li — 0,05 % [117, 400]. В верховьях рек Сакукан (VI-2-52) и Кудир (VI-3-28) маломощные кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы содержат вкрапленность молибденита и налеты молибденовых охр. По данным химического анализа содержание молибдена не более 0,05 % [118, 406].

Пункты минерализации (V-3-51, 56, 69, 76) связаны с кварцевыми жилами и прожилками, секущими отложения удоканской серии. Они содержат редкую вкрапленность и гнезда молибденита, иногда пирита, халькопирита. Содержание молибдена от 0,01 до 1,7 %, в одном случае (V-3-56) ртути — 0,029—0,038 %, свинца — 0,15 % [116, 406].

В пункте (V-2-28) архейские кристаллосланцы прорваны мелкими телами гранитов, пронизанными серией кварцевых прожилков и жил с пиритом (2,5—7 см), длиной до 10 м. В них по данным спектрального анализа Mo — 0,3—0,6 %, Au — 0,2 г/т, Yb — 0,001 %. Соседний пункт минерализации в левом борту правого притока р. Нижн. Сакукан приурочен к сульфидно-кварцевым жилам мощностью до 1 м с содержанием Mo — 0,03 %, Pb — 1 %, Ag — 0,003 %.

В пунктах (V-2-35, 46) установлены зоны гидротермальных изменений, приуроченные к разломам, которые содержат сульфидно-кварцевые прожилки и жилы (до 0,2 м). Содержание молибдена 0,03—0,1 %, свинца 0,1—0,6 % [416]. В других пунктах (V-2-15, V-4-9, VI-1-54, VI-1-1) при незначительных размерах содержание молибдена не превышает 0,06 %.

2. Оруденение грейзеновое и жильное, возможно раннепротерозойское. Около оз. Мал. Лепринда (VI-1-6) грейзенизированные, сульфидизированные породы удоканской серии и окварцованные граниты раннего протерозоя содержат 0,001—0,01 % молибдена, 0,02 г/т золота, 0,05 % меди.

В верхнем течении р. Хадатканда (V-1-41) небольшой массив грейзенизированных гранитов прорывает удоканскую серию и содержит редкую рудную вкрапленность и гнезда. Протяженность рудоносной зоны 1200 м, мощность до 20 м. Содержание молибдена в отдельных бороздовых пробах до 0,3 %, в штуфных — до 1 %. В зоне выделены рудные тела мощностью 2,5 м, длиной первые десятки метров. Рудные минералы представлены молибденитом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, сульфосолями висмута, сурьмы, мышьяка. Прогнозные ресурсы до глубины 200 м — 6,5 тыс. т.

С ярогинским комплексом гранитов связаны два пункта минерализации в долине р. Джалтунда (IV-7-34, 39) и один в долине р. Буричи (IV-7-72). В этих пунктах установлена рассеянная вкрапленность и мелкие гнезда (до 1 см) молибдена, а его содержание — 0,006—0,037 % [136, 437]. С гранитами кодарского комплекса связан ряд пунктов минерализации (III-1-21, III-5-6, IV-6-26, V-4-45, VI-1-42). Во всех пунктах содержание молибдена и масштабы оруденения незначительны, обычно это редкие глыбы с редкой вкрапленностью молибденита.

В верховьях р. Бургай и на водоразделе рек Нечера и Илаун (IV-1-8, 58) кварц-полевошпатовые жилы мощностью до 1,5 м секут нижнепротерозойские отложения и содержат чешуйки и гнезда (до 3 мм) молибденита. По данным химического анализа содержание молибдена 0,003 % [112].

3. Ураново-молибденитовые руды в раннепротерозойских метасоматитах. Проявление Каровое (III-1-18) приурочено к Билирской зоне разломов, характеризующейся катаклазитами, милонитами и гидротермально-метасоматически измененными гранитами кодарского комплекса с ксенолитами биотитовых гнейсов чепокской свиты архея. Здесь выделены зоны кварц-биотитовых и кварц-мусковитовых метасоматитов с аномальным содержанием урана и молибдена. В них обнаружены четыре рудоносные зоны. Зона I длиной 1,2 км, по одному пересечению шириной от 30—40 до 150 м, в котором молибденовое оруденение сконцентрировано в телах общей мощностью 6 м со средним содержанием молибдена 0,0368 %. По второму пересечению 10 рудных интервалов мощностью от 1 до 4 м, общая мощность — 24,1 м. Среднее содержание молибдена 0,017 %. По третьему пересечению мощность зоны не более 50 м. Выделено два рудных интервала мощностью 1 и 3 м с содержаниями молибдена 0,002—0,0205 %. По четвертому пересечению на мощность 1 м содержание молибдена 0,017 %. Зона II длиной 500 м, мощностью 30 м расположена в 200 м от зоны I на юго-запад параллельно первой. В осевой части зоны вскрыт один рудный интервал мощностью 3,4 м со средним содержанием молибдена 0,0316 %. Зона III в 300 м от зоны II к югу, длина 300 м, мощность 30 м. Среднее содержание молибдена — тысячные доли процента. Зона IV длиной 400 м, мощностью 30 м в 500—600 м к западу от зоны III в милонитизированных гранитах. По двум пересечениям мощность рудных интервалов 0,8 и 2 м. Содержание молибдена 0,006—0,008 %. Прогнозные ресурсы молибдена по проявлению — 3,38 тыс. т [458].

Проявление Билир (III-1-12) включает два участка — Беличий и Осенний и также приурочено к Билирской зоне разломов. Участки сложены катаклазированными и милонитизированными гнейсами чепокской свиты и гранитами, образующими сложную разломную систему с линзовидными блоками относительно слабее милонитизированных гранитов и гнейсов. Наиболее богатые руды приурочены к биотитовым

метасоматитам. В них присутствует настуран, торий, ортит, монацит, апатит, молибденит, пирит, халькопирит, галенит. Выделены рудные интервалы мощностью от десятков сантиметров до 3,8 м со средним содержанием урана 0,01—0,067 %; содержания молибдена низкие, редко до 0,069 %. Средняя мощность зоны с оруденением 150 м, длина 3 км [458].

Пункт (III-1-21) приурочен к эндоконтакту гранитов, где молибденит образует мелкую неравномерную вкрапленность и гнезда до 20 см в серицитизированных гранитах. В 500 м к югу от этой точки на участке 2,6 км^2 обнаружена метасоматическая залежь на контакте гранитов и гнейсов чепокской свиты. К ней приурочены уран-молибденовые руды, в которых содержание молибдена 0,021—0,062 %. Мощность рудоносного тела 4 м, длина 600 м. Прогнозные ресурсы молибдена 1000 т [458].

В бассейне рек Правая и Левая Ченча (III-1-27, 33) кварцевые жилы и прожилки приурочены к дайкам долеритов, габбро-долеритов, прорывающих граниты Ченчинского массива. Мощность их от первых сантиметров до 0,8 м. Молибден присутствует в виде рассеянной мелкой вкрапленности с пиритом, галенитом или небольших шлировидных обособлений до 3 см. Содержание молибдена 0,01—0,3 % [458, 442].

Два пункта минерализации (IV-2-14, 17) связаны с субмеридиональной зоной разломов в поле развития плагиогранито-гнейсов архея. Рудная минерализация приурочена к кварц-микроклиновым метасоматитам, прослеженным в одном случае на 1 км, в другом — предполагаются десятки километров. Содержание молибдена от 0,1 до 0,3 %, свинца до 0,1 %, цинка до 0,01 %. На одном из участков отмечено содержание золота до 0,05—0,15 г/т [417].

4. Залежи метасоматитов, жилы пегматитов и кварца предположительно позднеархейские. Проявление Усть-Тунгурчинское расположено рядом с проявлением олова, тантала, ниобия (V-5-1). Промышленные концентрации молибдена приурочены к центральной части мощностью в 10,5 м среди пластообразной залежи (длина 80 м) кальцифиров, представляющей ее сульфидизированную разновидность. По данным рентгено-радиометрического анализа девяти штуфных проб содержание молибдена 0,009—0,11 %. На противоположном берегу р. Олекма отмечены повышенные содержания молибдена в четырех сближенных согласных кварцевых жилах (0,2—0,5 м) в биотит-амфиболовых гнейсах длиной около 10 м. Содержание молибдена в четырех пробах 0,0045—0,014 %. Восточнее кварцевожильного участка наблюдаются жилы пегматитов с вкрапленностью молибденита.

Усть-Ханинское проявление (V-5-19) представлено тремя типами руд, залегающими в биотитовых сланцах сырылырской серии, приуроченных к разломам субширотного простирания. В кварцевых жилах содержание молибдена от 0,001 до 0,02 %, во вмещающих сланцах — 0,009—0,05 %; кварц-гранат-куммингтонитовые линзы мощностью до 1 м, длиной до 30 м содержат 0,001—0,004 % молибдена; пирит-пирротиновая линза мощностью 0,4 м, длиной 3 м содержит молибдена 0,005—0,03 %. Все результаты получены спектральным и рентгено-радиометрическим анализом.

Комплексное проявление Наледное (V-5-17) занимает площадь 3,6 км^2, где выявлено 35 кварц-полевошпатовых жил и пегматитов линзообразной формы мощностью 0,2—4 м, длиной 15—300 м, прорывающих породы тунгурчинской толщи. С ними связана молибденовая и редкометалльная минерализация. В одной из жил (длиной 100 м, мощностью 0,5 м) молибденит образует неравномерную мелкогнездовую вкрапленность. Содержание молибдена 1 %, прогнозные ресурсы его по категории P_3 — 18 тыс. т. Содержание редких элементов (%): Ta_2O_5 — 0,014, Nb_2O_5 — 0,028; BeO — 0,014; Li_2O — 0,007; Sn — 0,004. Прогнозные запасы (т): Ta_2O_5 — 350, Nb_2O_5 — 700, BeO — 350 [430, 455].

Комплексное проявление Огорус расположено на левобережье р. Олекма (V-5-3) на площади Тунгурчинского месторождения редкометалльных пегматитов. Здесь горизонт кварцитов и карбонатных пород прорван кварцевыми жилами и пегматитами на площади 1300×200 м. Содержание (%): молибдена — 0,002—1, вольфрама — 0,003—0,5, меди — до 0,2. Подобное проявление установлено в нижнем течении р. Хани (V-4-40) [430, 444, 455].

Проявление Булгунняхтахское (IV-7-56) приурочено к магнезиальным скарнам и скаполит-диопсидовым метасоматитам, прорванным жилами гранитов. Мощность залежей — первые метры, длина 100 м. Молибденит в скарнах образует рассеянную, редко гнездовую вкрапленность и сопровождается пиритом, пирротином. Содержание молибдена в бороздовых пробах 0,33—0,39 %, в штуфных — до 0,61 %. Прогнозные ресурсы молибдена на глубину 300 м по категории P_3 оцениваются в 4,5 тыс. т.

По долине р. Алдан, против устья рч. Бесерик обнаружено проявление Бесерик (IV-7-30). Здесь в зоне кремнещелочного метасоматоза отмечено содержание молибдена до 0,1 % [421]. На склоне правого водораздела рек Аччыгый—Нимныр (IV-8-7), в поле развития пород федоровской серии отмечена вкрапленность молибденита в скарнах и околоскарновых породах [137].

Во многих местах (III-8-15, 22; IV-5-2; IV-6-31; VI-1-30, 18; VI-5-23 и др.) обнаружены молибденоносные биотитовые пегматиты с редкими чешуйками, отдельными кристаллами и гнездами (до 4 см в поперечнике) молибденита. В некоторых случаях (IV-6-31) в этих пегматитах устанавливается повышенное содержание редких земель.

5. В эту группу отнесены **пункты минерализации неясного возраста и формационной принадлежности.** В бассейнах рек Имангакит, Дэвэк (VI-3-46, 50) в поле развития андезинитов Каларского массива отмечены свалы глыб гидротермально-метасоматических пород площадью по 0,6 км^2. По данным штуфного и бороздового опробования они содержат 0,001—0,02 % молибдена, золота иногда до 0,04 г/т. К югу отсюда в пункте (VI-3-81) найдены глыбы адамеллитов с прожилками кварц-полевошпатовых жил мощностью до 3 см с содержанием молибдена 0,3 % [426, 451].

В верховьях р. Тох-Тохамакит (VI-4-32) среди гнейсовидных гранитов установлена зона метасоматической проработки мощностью 20 м. В ее центральной части участки шириной 1—10 м выполнены метасоматитами биотит-кварц-калишпатового состава, сульфидизированными, эпидотизированными, хлоритизированными. Рудные минералы: молибденит, магнетит, пирит, халькопирит. Содержание молибдена 0,005—0,05 % [451].

В западной части региона в области широкого развития докембрийских ультраметагенных гранитов установлены пункты минерализации, связанные с ними (VI-1-34, 43; V-4-20; III-2-12).

Участками граниты милонитизированы, катаклазированы, альбитизированы, серицитизированы, иногда эти участки достигают значительных размеров (ширина 700 м, длина 2,5 км, чаще первые или десятки метров. Содержания молибдена чаще 0,05 % и менее, иногда до 0,4 %. В восточной части региона (III-9-17, IV-9-20) граниты аляскитовые и их катаклазированные разности содержат вкрапленность чешуйчатого молибденита. Другие пункты минерализации, приуроченные к тектоническим нарушениям (V-2-1, 15; V-3-48; V-4-76; VI-6-1), в различных геологических образованиях представлены катаклазитами с содержанием молибдена от 0,01 до 0,1 %.

Проявления Ченчинское (IV-3-16) и Олекминское (IV-5-21) представляют собой крутопадающие линейные зоны сульфидно-кварцевых жил неустановленных параметров. Содержание молибдена 0,01—0,3 %, вольфрама — 0,003 %. Два сближенных пункта по правому берегу р. Олекма (IV-5-21) представлены маломощными (до 15 см) кварцевыми жилами с содержанием молибдена 0,3 %. На склоне правого притока р. Амедичи (IV-7-18) в амфиболовых гранитах обнаружено кварцевое прожилкование с содержанием молибдена 0,2 %, цинка — 0,02 % в пределах металлометрического ореола рассеяния с содержанием молибдена 0,0002 %.

В пункте (VI-7-17) кристаллосланцы зверевской свиты содержат кварц-полевошпатовую жилу мощностью 1 м, длиной 10 м. По данным спектрального анализа штуфных проб содержание (%): Mo — 0,01—0,03, Ag — 0,001, Ni — 0,03—0,1, Co — 0,01, Cr — 0,3 [147]. Шлиховые ореолы установлены в верховьях р. Аку (VI-1-3), по долине р. Кемен (V-2-9), бассейне рч. Киенг-Юрях (II-7-2), где молибденит имеет знаковые содержания. Гидрохимические ореолы по долине рек Амга, Угут (II-8-1, 2, 3) содержат молибден в виде следов в подземных водах. По данным опробования донных отложений установлен ореол молибдена длиной 6,5 км по левому притоку р. Унгра (IV-7-3).

Многочисленные металлометрические ореолы рассеяния молибдена установлены в южной части территории в бассейнах рек Джело, Пурелаг, Хангура, Инаричи (VI-1-2, 3, 5, 7), в районах распространения пунктов минерализации молибдена, связанных с пегматитами, гранитоидами ингамакитского комплекса, ультраметагенными раннепротерозойскими гранитами и зонами тектонических нарушений. Здесь содержание молибдена в сколках от 0,0003 до 0,001 %, иногда до 0,003 %, а в верховьях р. Джело (VI-1-2) от 0,01 до 0,1—0,3 %.

В бассейнах рек Нюкжа, Чильчи (VI-6-5, 11, 12, 14; VI-7-1), Нижн. Сувельга (VI-6-7, 10), Нижн. Ларба (VI-7-5, 6), Ларбачана (VI-6-15) установлены металлометрические ореолы, незначительные как по площади (≤ 2 км^2), так и по содержанию молибдена — десятитысячные доли процента [456].

Две точечные металлометрические аномалии выявлены в районе Алдано-Килерской зоны разломов (IV-7-42, 49), где содержания молибдена по результатам сколкового опробования 0,03—0,5 %, а бария и стронция — по 1 % [421].

В зоне Апсатского надвига (V-1-2) в поле развития гранитоидов кодарского комплекса оконтурены металлометрические ореолы рассеяния с концентрацией молибдена 0,008—0,004 %, цинка 0,02—0,08 %, фосфора 0,3—0,66 %. Точечный ореол молибдена, связанный с жилами пегматитов (III-8-22), содержит молибдена в 10 раз выше фона [131].

ВОЛЬФРАМ. Выявлено несколько проявлений и пунктов минерализации вольфрама, отнесенные к следующим типам: 1) грейзеново-пегматитожильному молибденит-редкометалльному; 2) грейзеновожильному вольфрамитовому спорного возраста; 3) залежно-метасоматическому медно-вольфрамовому; 4) шеелитоносных зон в метабазитах.

1. Грейзеново-пегматитожильный молибденит-редкометалльный тип (ранний протерозой). В верховьях р. Катугин установлено три металлометрических ореола (VI-2-5, 7, 9) с содержаниями вольфрама 0,002—0,2 %, олова — 0,001—0,5 %. Все они связаны с зоной экзо- и эндоконтакта Каларского массива гранитоидов, к которой приурочены жилы пегматитов и грейзены [435].

Проявление Читканда расположено в районе устья р. Читканда (VI-3-15), где приурочено к эндо- и экзоконтакту гранитов Каларского массива, прорывающих ороговикованные метапесчаники сакуканской свиты. Рудоносной является грейзенизированная часть гранитов шириной 60 м и длиной до 1 км. В пределах этой полосы развиты жилы кварца, редкометалльного пегматита, мусковитизированные разности пород. Грейзенизированные части пород образуют тела с нечеткими границами изометричной, линзовидной, неправильной формы. Размеры их в поперечнике от первых сантиметров до 2—3 м, длина от 1—2 до 25 м. Они часто имеют зональное строение: 1 — мусковитизированные граниты, 2 — грейзенизированные граниты, 3 — кварц-слюдяной или слюдяно-кварцевый грейзен, 4 — существенно слюдяной или кварц-топазовый грейзен. Ширина этих зон от 1—5 до 30 см. Третья зона сложена (%): кварцем — 50—80, мусковитом — 10—25, флюоритом — до 3, альбитом — до 20, топазом — до 5, пиритом — редко до 1—2. Размер зерен 0,5—3 мм, структура лепидогранобластовая. Четвертая зона сложена (%): серицитизированным топазом — 50—60, кварцем — до 25, мусковитом — до 10, альбитом — до 10. По данным штуфного опробования максимальное содержание вольфрама от 0,5 до 1 % приурочено к грейзенам и грейзенизированным гранитам. В пегматитах и кварцевых жилах содержание вольфрама 0,01—0,05 %.

В восточной части участка выявлены зоны, пронизанные прожилками кварца с содержанием золота (0,005 г/т), пирита, барита, халькопирита, малахита. Мощность их 5—15 см, длина до 100 м. Содержание (%): меди — до 0,3, свинца — 0,2, цинка — до 0,2, серебра — 0,0003. Участок пересекается реками, количество вольфрамита в шлихе до 5 г/м^3. Встречается шеелит бесцветный, полупрозрачный, полуокатанный (1 г/м^3) [406].

В качестве попутного компонента вольфрам установлен в грейзеновых прожилках, секущих граниты Каларского массива (VI-3-26) (см. «Олово»).

В зонах гидротермальных изменений и сульфидизации пород удоканской серии установлены незначительные содержания вольфрама (от 0,003 до 0,005 %) в бассейне рек Сюльбан (V-1-49) и Правая Хадатканда [439]. На правобережье рч. Правая Амудиса (V-2-8) установлен металлометрический ореол в области контакта пород сакуканской свиты с гранитами кодарского комплекса, по которому развита грейзенизация с прожилками кварца, пегматита. Содержание в литохимических пробах вольфрама — 0,02—0,04 %, молибдена — 0,01—0,015 %, в 50 % проб золото — 0,003—0,03 г/т, в одной — 0,3 г/т [406].

В верхнем течении р. Догалдын (IV-1-31) среди измененных биотитовых гнейсов кодарской подсерии отмечается интенсивная лимонитизация и прожилки кварца. По данным спектрального анализа сколковых проб содержание вольфрама 0,005—0,2 % [440].

В бассейне р. Амнунакачи (VI-3-38) граниты кодарского комплекса милонитизированы и секутся жилами редкометалльных пегматитов с содержанием вольфрама 0,015 % [406].

На склоне правого водораздела р. Алдан (VI-7-18) в коренном выходе амфиболовые кристаллосланцы послойно инъецированы мелкозернистыми биотитовыми гранитами и кварц-полевошпатовыми жилами и дополнительно прорваны среднезернистыми биотитовыми гранитами, в эндоконтакте которых встречена маломощная секущая жила пегматитов. По данным спектрального анализа штуфной пробы она содержит (%): вольфрама — 0,3, олова — 0,3, церия — 0,1, лантана — до 0,3, хрома — 1,3, никеля — 0,01.

2. Грейзеново-жильный вольфрамитовый тип спорного возраста (возможно мезозойский). К этому типу относится проявление Пескачан (VI-1-57), где выявлено двадцать зон гидротермально измененных серицити-

зированных гранитов с прожилками кварца и рудной минерализацией в количестве до 3 % (пирит, гематит, вольфрамит, гюбнерит, галенит, халькопирит, пирротин). Мощность зон 10—16 м, длина до 1 км, мощность прожилков до 10 см, плотность до 4—8 на 1 пог. м. Среднее содержание W_2O_3 — 0,7 %, золота — 0,4 г/т.

Пункт минерализации такого же типа, но с неясными параметрами обнаружен в 5 км к северу (VI-1-50) от проявления. Здесь по двум штуфным пробам установлено содержание вольфрама 0,02 %, золота — 0,02 г/т [399]. В гранитах ингамакитского комплекса (VI-1-53, 40) содержание вольфрама 0,02—0,01 %.

В бассейне р. Чулбачи установлено семь пунктов минерализации вольфрама. Так, в районе гольца Морозный (VI-1-20, 22, 23) в гнейсогранитах прослежена зона грейзенизации, микроклинизации и сульфидизации мощностью до 850 м, длиной 9 км. По данным штуфных проб из сульфидизированных микроклинизированных гранитов среднее содержание вольфрама в них 0,015 %, золота и лития — по 0,03 %.

В истоках рч. Лев. Чулбачи (VI-1-28) обнаружена зона (до 800 м) гидротермально измененных гранитоидов ингамакитского комплекса длиной 8 км с вкрапленностью пирита, халькопирита, реже вольфрамита. Содержание вольфрама — 0,1 %, меди — 0,15 % из наиболее богатой части зоны.

Кварцевая жила с гнездовой вкрапленностью пирита и вольфрамита мощностью 0,2 м, приуроченная к контакту диоритов и гранитов куандинского (?) комплекса (VI-1-27), содержит (%): вольфрама — 0,02, висмута — 0,004, серебра — 0,0002, молибдена — 0,001. В этом районе выделен металлометрический ореол (VI-1-6) площадью 4 км^2 по содержанию вольфрама 0,0002—0,003 %, связанному, возможно, с гранитами эймнахского комплекса [399].

В бассейне р. Чукчуду (VI-2-10, 11, 12, 13) установлен один шлиховой ореол длиной 2,2 км с единичными знаками вольфрамита и три — геохимического донного опробования длиной от 2 до 4 км с содержанием вольфрама 0,0001—0,0003 % [399].

3. Залежно-метасоматический медно-вольфрамовый тип, возможно позднеархейский. На водоразделе рек Олдонгсо и Диринг-Юрях (IV-5-20) метавулканиты темулякитской свиты вмещают зоны окварцевания, турмалинизации и сульфидизации с содержанием вольфрама — 1 %, меди — 0,1 %, серебра — 1,5 г/т, золота — 0,06 г/т [455].

В верховьях правого притока Олекмы рч. Яелах установлен точечный металлометрический ореол с содержанием вольфрама — 0,15 %, молибдена — 0,002 %.

4. Тип шеелитоносных зон в метабазитах архея. На водоразделе рек Тантыкагыкта и Дебенек (III-3-29) амфибол-плагиоклазовые сланцы содержат кварц-полевошпатовые прожилки мощностью 1,5 см с редкой рассеянной вкрапленностью шеелита. По данным спектрального анализа содержание вольфрама 1 %, молибдена 0,02 % [429]. В бассейне р. Олондо обнаружено проявление вольфрама Базовое (V-3-17). Оно локализовано в зоне эпидот-амфиболовых диафторитов, развитых по породам ультраосновного состава. Его длина 4 км, мощность 1 м. Среднее содержание вольфрама 1,6 %. Прогнозные ресурсы по категории P_3 — 14 тыс. т [455]. На левом берегу р. Нюкжи (VI-6-42) в зоне катаклаза и пиритизации (мощностью 0,5 м) по амфиболитам взяты минералогические пробы, в которых установлен шеелит до 60 г/т, знаки галенита, сфалерита, молибденита. В сланцах Леглиерского района имеются находки шеелита и молибдошеелита.

Установлено несколько проявлений шеелита в россыпях: по долинам рек Эксачи (IV-3-1), Охогош (IV-3-50), Денгсик (III-5-1), Крутая (VI-6-11), а по левому притоку р. Чильчи в шлихах установлены знаки шеелита и вольфрамита.

ОЛОВО. Установлено несколько пунктов минерализации, связанных с гранитоидами, зонами грейзенизации и пегматитами как позднего архея (1), так и раннего протерозоя (2).

1. Два сближенных комплексных проявления олова, тантала, ниобия установлены по р. Олекма (V-5-1). В одном случае это альбит-микроклин-кварцевая жила мощностью 6 м, длиной 40 м, секущая двуслюдяные сланцы. Она содержит Ta_2O_5 — 0,002 %, Be_2O — 0,006 %. В другом — жила пегматитов длиной 150 м, секущая кварциты и двуслюдяные сланцы тунгурчинской серии. Пегматиты содержат (%): Sn — 0,01, Ta_2O_5 — 0,004, Nb_2O_5 — 0,003, Be_2O — 0,008, LiO — 0,01, Rb_2O — 0,024, Cs_2O — 0,0016 [430].

В приустьевой части р. Тарын-Юрях (IV-3-52) в делювии встречены глыбы жильного кварца с пластинчатым самородным оловом размером до 1 мм [114].

2. В зоне экзоконтакта песчаников сакуканской свиты и гранитов Каларского массива (VI-3-36) прослежено четыре кварцевые жилы мощностью 0,6—1,5 м, длиной до 7 м. В области экзоконтакта жил установлены эпидот-магнетитовые скарны с содержанием олова до 0,01 %, иттрия — до 0,03 % [406].

На левобережье р. Куанда установлены два сближенных пункта минерализации олова (VI-1-14), связанные с зоной скарнирования карбонатных пород удоканской серии, содержащей от 0,01 до 0,02 % олова [439].

По р. Бурунгна (V-2-61) обнаружена зона слабопроявленной грейзенизации (около 300 м) в гранитах кодарского комплекса с содержанием в литохимических пробах олова — 0,01 %, вольфрама — до 0,01 %, бериллия — до 0,002 % [406].

На водоразделе ручьев Крутой и Тур (IV-9-81) установлены катаклазированные биотит-амфиболовые кристаллосланцы федоровской серии с прослоями аляскитовых гранитов. В них по результатам штуфной пробы содержание олова — 5,8 %, молибдена — 0,21 % [138]. В 1,4 км ниже устья рч. Тур в шлиховых пробах отмечены знаки касситерита. В вершине р. Нелюка (IV-6-15) в гранитах комплекса, в которых касситерит является акцессорным минералом, установлено содержание олова 0,02—0,03 % [436].

В верховьях р. Дорос (VI-3-26) отложения сакуканской свиты нижнего протерозоя прорваны жилами (до 30 см) пегматитов, гранитов, кварца с вкрапленностью касситерита, молибденита, шеелита, монацита, уранторита. Содержание олова до 0,5 %, вольфрама — до 0,1 %.

В 1 км к западу в грейзенизированных породах экзо- и эндоконтакта Каларского массива гранитов кварцевые и пегматоидные прожилки мощностью 10—15 см, длиной до первых десятков метров содержат касситерит, вольфрамит, берилл, танталит. По результатам спектрального анализа содержание олова 0,001—0,015 %, бериллия — 0,005—0,01 %, вольфрама — 0,002—0,02 % [118]. В этом же районе в верховьях рч. Лабазный (VI-2-30) в экзоконтакте Каларского массива минерализация олова установлена в грейзеновых и пироксен-гранат-эпидот-кварцевых прожилках мощностью от 0,1—3 до 5 см, длиной первые метры (редко до 10 м). Содержание олова 0,001—0,015 %, бериллия — 0,005—0,01 %, вольфрама — до 0,02 %.

На водоразделе рек Нижн. Юс-Юрях и Ствотах (III-1-20) пункт минерализации приурочен к эндоконтакту гранитов кодарского комплекса с пурпольской серией. Мощность зоны эндоконтакта 50 м, простирание субмеридиональное. Рудная касситеритовая вкрапленность приурочена к лимонитизированным гравелитам основания свиты и мусковит-кварцевым сланцам грейзенизированным. Мощность оруденелых пород около 1 м. Касситерит коричневого цвета изометричной угловатой формы с шероховатыми ячеистыми поверхностями. Его размер от 0,05×0,05×0,05 мм до 0,25×0,2×0,25 мм, нередко он в сростках с мусковитом. Структура рудных пород лепидогранобластовая, бластомилонитовая, текстура мелкоочковая. Они состоят из кварца и мусковита, акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, монацитом, турмалином, магнетитом. Содержание олова в точечной пробе из сланцев — 0,03 %, из гравелитов — 0,0002—0,005 %. Кроме олова отмечается (%): цирконий — 0,3, иттрий — 0,01, лантан — 0,1, фосфор — 0,5, церий — 0,6 [458].

На р. Катугин (VI-2-9) в зоне контакта Каларского массива гранитов, пронизанного пегматитовыми жилами, выявлен металлометрический ореол площадью 5 км². Содержание (%): олова — 0,001—0,003, отдельные пробы дают повышенное содержание лития — 0,01, ниобия — 0,03, тантала — 0,005, бериллия — 0,003. По правобережью р. Салумат в зоне развития гранат-кварцевых метасоматитов находятся тела гранитов. С этими породами связан металлометрический ореол (V-2-1) площадью 4,2 км². Содержание олова в нем 0,003—0,015 %, лития — до 0,01 % [435].

В бассейне р. Чуга выявлены металлометрический и шлиховой ореолы олова (IV-6-4), где в шлихах встречен касситерит темно-бурого цвета, ксенотим, монацит, циркон, шеелит. Химический анализ наиболее богатых шлихов показал содержание чистого олова 75 г/т, что подтверждается металлометрическим и гидрохимическим опробованием [135].

Шлиховые ореолы со знаками касситерита установлены в бассейне р. Ларбачан (VI-7-3), в верховьях р. Джелтунда (IV-6-1), в вершине р. Нелюка [135, 456].

АЛЮМИНИЙ. Два комплексных проявления алюминия с редкими землями обнаружены в бассейне р. Чара. Одно из них расположено в нижнем течении р. Курунг-Юрях (V-3-20). Здесь обнажено зональное тело щелочных пород (площадь 9,1 км²), в котором нефелинититы (мощность 400 м, длина 2 км) слагают центральное ядро. Нефелинититы средне- и крупнозернистые с массивной или очковогнейсовой текстурой и псевдогипидиоморфнозернистой структурой. Их состав (%): нефелина — 10—70, микроклин-пертита — 0—80, альбита — 10—30, биотита — 5—10, карбоната — 1—5. Акцессорные минералы — апатит. Южная часть их перекрыта ледниковыми отложениями, и данные магниторазведки свидетельствуют об их продолжении еще на 1500 м. В центре тела нефелинититов выделена залежь либнеритизированных нефелинититов мощностью 40 м. По данным химического анализа в них содержится (%): глинозема — 27,18—29,13, SiO_2 — 48,8—51,62, щелочей — 10,4—11,65, Fe — 3—5. Длина залежи 1,6 км. Запас сырья из него 16 млн т. Ориентировочные запасы глинозема по всему телу 75 млн т. По данным спектральных анализов из либнеритизированных нефелинитов содержание (%): лития 0,02—0,04, бериллия — 0,0002—0,004, галлия — 0,001—0,002, циркония — до 0,03, иттрия — до 0,005, лантана — 0,002—0,038, стронция — 0,05—0,1, золота — 0,002—0,005 г/т, редко — 0,02 г/т [116, 407].

Проявление р. Лев. Пуричикан (V-3-5) связано с телом метасоматитов, которое приурочено к субмеридиональной зоне щелочного метасоматоза

с неустановленными параметрами. Ширина выхода метасоматитов 0,9 км, длина 3,5 км. По данным химических анализов нефелинититы содержат (%): глинозема 22—24, SiO_2 — 49,5—56,9, щелочей — 13,8—16,4, Fe — 5. По данным спектрального анализа (%): молибдена — 0,0008, лития — 0,003—0,008, редко — до 0,03, лантана — до 0,02, церия — 0,01—0,02. Ориентировочные запасы глинозема 275 млн т [407].

На комплексном месторождении железа Тарагайское из трех разрозненных рудных узлов интересен только один (V-4-58). Здесь обнаружен пласт лютогенитов, прослеженный на 11 500 м при средней мощности 20,1 м. Содержание (%): Al_2O_3 — в среднем 18, Fe — в среднем 27, TiO_2 — 2, V_2O_5 — 0,1, Co — 0,01.

Подобные руды обнаружены рядом в верховьях рч. Мал. Кабакан, где слагают пласт длиной 7 км, мощностью 65 м на контакте высокоглиноземистых сланцев и кварцитов. К югу от этого проявления, примерно в 1 км, установлен пласт лютогенитов протяженностью 5500 м, при средней мощности 30 м. Содержание Al_2O_3 в руде в среднем 18 %, V_2O_3 — 0,02—0,07 %, Co — 0,005—0,02 %. Содержание гематита 10—70 % [419].

РТУТЬ. Установлено шесть пунктов минерализации ртути и ряд шлиховых и металлометрических ореолов.

По левому и правому берегам Лены (I-1-6; I-2-6) установлено (Л. Ф. Штейн, 1970) два пункта минерализации киновари. Они приурочены к ордовикским песчаникам с карбонатным цементом и глауконитом, из которых исследовались пять минералогических проб. Киноварь в сростках с кварцем и в виде отдельных зерен размером до 1 мм присутствует в пробах от двух до 100 знаков. Они встречается в ассоциации с лейкоксеном, хлоритом, гранатом, турмалином, цирконом, гематитом, хромитом, рутилом, эпидотом, анатазом. В нижнем течении р. Тарын в 3 км выше его устья (II-1-15) в сколковых пробах из песчаников жербинской свиты установлено 0,003—0,0006 % ртути [106].

В бассейне р. Джелинда (III-1-25) установлен пункт минерализации ртути совместно с цинком, свинцом. Здесь вкрапленность галенита и сфалерита приурочена к пачке (300 м) оолитовых доломитов сеньской свиты рифея. По делювию эти породы прослежены на 15 км от левобережья рч. Сосновый до правобережья р. Бестях. Содержание ртути по данным спектрального анализа до 0,01 % (см. «Свинец»). Подобные пункты минерализации ртути установлены по р. Бестях [109, 442].

Шлиховые ореолы киновари установлены в низовьях р. Аку (VI-1-1) и в устье р. Хара-Юрях, где на площади 30 км² (IV-2-1) киноварь установлена в 15 шлихах в единичных знаках, реже в содержании нескольких десятков зерен (до 53 зерен размером 0,3 мм). Она ассоциирует с реальгаром, метациннабаритом. Ореол приурочен к площади развития отложений сеньской свиты. По трещинам отмечается флюоритизация и окварцевание.

Шлиховой ореол знаков киновари площадью 20 км² выявлен по р. Сень (IV-2-2). В бассейне р. Чара (IV-2-3) на площади 100 км² в 11 шлиховых пробах киноварь встречена в количестве до девяти знаков совместно с арсенопиритом, халькопиритом, молибденитом, базовисмутитом, пиритом. Ореол приурочен к зоне крупного субмеридионального разлома, проходящего по породам архея [113].

Один металлометрический ореол (II-1-4) расположен в верховьях р. Эйюмюлях-Тутукан на восточном крыле Анкуминской антиклинали, разбитой зоной разломов. По данным спектрального анализа рифея вмещающих пород содержание ртути до 0,0006 %.

МЫШЬЯК. Установлены два пункта минерализации мышьяка. В левом борту рч. Увалистый (IV-1-6) дайка сиенит-порфиров прорывает доломиты сеньской свиты. Доломиты рассланцованы, а в зоне экзоконтакта сиенит-порфиров с доломитами шириной до первых метров фиксируется брекчирование, обохренность, кварцевое прожилкование, редкие гнезда флюорита и обильная сульфидизация. Содержания мышьяка от 0,02 до 0,2 %, золота до 0,015 г/т.

Биотит-амфиболовые кристаллосланцы кодарской подсерии вблизи Богаюктинской тектонической зоны (IV-1-30) содержат аномальное количество мышьяка (от 0,02 до 0,2 %) [440].

ВИСМУТ. Обнаружен в шлиховых пробах в верховье рч. Выходной (VI-6-8). Здесь оконтурен ореол площадью 2×2 км базовисмутита, совместно с которым отмечаются знаки галенита, вульфенита, молибденита [456]. В верховьях р. Туруктах установлен пункт минерализации висмута (VI-1-47). Здесь в одной из сколковых проб, отобранной из гранодиоритов второй фазы ингамакитского комплекса, висмут содержится в количестве 0,1 % [400].

РЕНИЙ. Установлен на комплексном проявлении Чубачи (VI-8-61). Здесь шток меловых гранодиорит-порфиров, прорывающий протерозойские граниты, приурочен к субширотной тектонической зоне и сечется дайками диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров. Вмещающие гнейсы и сланцы катаклазированы и содержат тонкопрожилковое (до первых сантиметров) окварцевание различной густоты (до 20 прожилков на 1 м^2), которые формируют штокверк. Окварцевание сопровождается аргиллитизацией, серицитизацией, калишпатизацией, биотитизацией, пропилитизацией, пиритизацией, которые имеют площадной характер и развиваются зонально по отношению к штоку.

Молибденит-кварцевое штокверковое оруденение распространено по всему штоку, максимально концентрируясь в кольцевой зоне шириной 200 м и протяженностью 4,5 км. Молибденит мелкозернистый, распространен в прожилках неравномерно, тяготея к приконтактовым частям. С ним ассоциирует пирит, халькопирит, жилки магнетита, шеелита. Наибольшая концентрация молибденита в подковообразной зоне. Содержание молибдена в штокверке от 0,001—0,1 до 0,6—0,8 %, меди — 0,005—0,04 до 0,12 %, серебра — 3 г/т, вольфрама — до 0,003 %. В молибдените количество рения от 15,9 до 55 г/т (среднее 32,4 г/т). Прогнозные ресурсы молибдена по категории P_2 на глубину 200 м — 216,8 тыс. т, рения — 11,7 т [148].

РУБИДИЙ. В качестве полезного компонента рубидий присутствует в нескольких пунктах минерализации, обычно комплексных.

Пункт минерализации молибдена, редких земель, рубидия установлен в верховье рч. Мокрый Кумах-Улах (III-1-41) (см. «Редкие земли»). Здесь содержание Rb_2O 0,021—0,030 %. В бассейне р. Нижн. Богаюхта (IV-1-19, 20) в катаклазированных отложениях кодарской подсерии установлено содержание рубидия 0,02 % вместе с геохимическими аномалиями Pb + Zn [440].

На левом водоразделе р. Оломокит (IV-5-4) обнаружено проявление лития, тантала, рубидия (см. «Литий»). На правом берегу р. Олекма (V-5-1) установлена пегматитовая жила мощностью 6 м, длиной 40 м с аномальным содержанием олова, тантала, ниобия, бериллия (см. «Олово»). Содержание в ней Rb_2O — 0,024 %. Комплексный пункт минерализации цезия, рубидия, олова установлен на левом берегу р. Тунгурчакан (V-5-18) (см. «Цезий»). В верховье р. Пеляга (V-4-66) тело кварцевых сиенитов, секущее гнейсограниты архея, содержит рубидия 0,015 % (см. «Стронций»).

БЕРИЛЛИЙ. Проявления и большинство пунктов минерализации бериллия приурочены к пегматитовым жилам, реже скарнам и брекчиям.

На проявлении Читканда (V-3-33) выявлены 43 пегматитовые жилы, прорывающие метагаббро и метапесчаники икабийской свиты. В одной жиле мощностью 20 м, длиной 170 м радиально-лучистые агрегаты берилла приурочены к контакту кварцевого ядра с кварц-микроклин-мусковитовой частью жилы. Суммарная мощность оруденелой зоны 1,5—2,0 м, протяженность 160 м. Кристаллы берилла достигают размера 10—15 см в длину и до 3 см в поперечнике. Среднее содержание Be_2O_3, по данным полуколичественного спектрального анализа четырех бороздовых проб — 0,0075 %. Ориентировочные запасы Be_2O_3 на глубину 40 м составляют 2,5 т [419].

Проявление Верхнеханиское (V-3-41) размещается среди метапесчаников икабийской свиты нижнего протерозоя, где на протяжении 1 км прослежены жилы пегматитов мощностью от 0,7 до 3 м, длиной до 120 м. В них обнаружены редкие кристаллы берилла длиной до 5 см и 0,9 см в поперечнике, редко — турмалин до 4 см длиной. Пегматиты состоят из кварца — 40 %, микроклина — 40 %, альбита — до 5 %, мусковита — до 10 %. Минералогическим методом установлен гранат, халькопирит, галенит, сфалерит, пирит, циркон. Спектральным анализом трех бороздовых проб из одной жилы установлены (%): бериллий — 0,001—0,03, ниобий — 0,005—0,06, медь — до 1,0, сурьма — 0,01, цирконий — 0,01, цинк — 0,03; по данным химического анализа Ta_2O_5 — 0,0035, Nb_2O_5 — 0,012; по другим жилам бериллия — 0,01, ниобия — до 0,1 [419].

Проявление Амнунактинское (IV-5-3) расположено на водоразделе рек Амнунакта—Ерюс-Миеле. Здесь выявлено 14 крутопадающих жил альбитовых пегматитов субмеридионального простирания мощностью от 1 до 12 м, длиной до 1000 м. Они несут бериллиевую и тантал-ниобиевую минерализацию. Среднее содержание бериллия — 0,047 %, тантала — 0,01 %, ниобия — 0,013 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют (тыс. т): бериллия — 13,7, тантала — 2,9, ниобия — 3,9 [455].

Проявление Ерюсское (IV-5-5) состоит из 16 жил альбитовых пегматитов с такими же параметрами и содержаниями бериллия, тантала, ниобия, как и на проявлении Амнунактинское. Прогнозные ресурсы по категории P_2 составляют (тыс. т): бериллия — 12, тантала — 2,5, ниобия — 3 [455].

В пункте (V-3-59) среди делювия обнаружены свалы глыб пегматитов, рвущих отложения икабийской свиты нижнего протерозоя, которые содержат кристаллы желто-зеленого берилла размером до 8 см в длину и до 1 см в поперечнике [419]. Рядом (V-3-58) встречена глыба эгириновых альбититов (Be — 0,01 %, Zr — 0,5 %) [419].

Пункт минерализации бериллия по р. Соготок-Харыйя приурочен к жилам гранитных пегматитов, прорывающих биотитовые кристаллосланцы и граниты кодарского комплекса (V-4-59). Содержание в пегматитах BeO — 0,3 % [419]. В истоках р. Чаруоды [444] в ходе сколкового опробования пегматитов выявлены жилы с содержанием бериллия 0,001 % (V-4-3).

В пункте (V-4-2) в зоне разлома северо-восточного простирания среди мигматитов выявлена тектоническая брекчия, состоящая из обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, карбоната. Она содержит нитевидные прожилки и тонко распыленный гематит. Спектральным ана-

лизом в брекчии установлены (%): бериллий — 0,0005, фосфор — 0,5, молибден — 0,001, марганец — 1 [139]. В бассейне р. Кабакан (V-3-24) обнаружены глыбы молочно-белого кварца с редкими мелкими кристаллами берилла [419].

На правобережье р. Кегей (III-2-7) в поле распространения глыб гранитов куандинского комплекса обнаружено крутопадающее тело альбититов мощностью до 200 м, длиной 2 км. Центральная часть его сложена кварцем и альбитом, края — кварц-мусковит-альбитовой породой. В альбититовом ядре кварц образует мелкие гнезда, линзы, просечки с игольчатыми кристаллами берилла длиной до 0,5 см. Содержание (%): бериллия — до 0,05, таллия — до 0,5, ниобия — до 0,005, галлия — до 0,005, германия — до 0,0005 [417].

В верховьях р. Бульджиней (III-2-9) в зоне фенитизации (100—500 м) щелочных трахитов по гнейсо-гранитам установлена зона протяженностью до 4 км с содержанием (%): бериллия — 0,001—0,006, ниобия — 0,001—0,003, лития и висмута — по 0,001—0,005, цинка — 0,003—0,03 [417]. На водоразделе рек Бол. Юхта—Юхточка (III-9-102) среди глыб сиенит-порфиров и доломитов обнаружены глыбы обохренного пористого тремолитового скарна с содержанием бериллия 0,01 %, лития 0,2 % [132].

На правом берегу р. Дорос (VI-3-27) выявлены грейзены пироксен-гранат-эпидот-кварцевые на контакте Каларского массива. Их мощность — первые десятки сантиметров, протяженность до 20 м. Содержание в них бериллия — 0,0015—0,11 %, вольфрама — до 0,1 % [435].

В регионе оконтурено несколько металлометрических ореолов бериллия: (IV-1-1) площадью 5,5×2,5 км с содержаниями (%): Be — 0,005—0,008, Li — 0,005—0,03, Zn — 0,01—0,1; (IV-2-7) с содержаниями (%): Be — 0,001, Yb — 0,0007—0,002 [424]; (IV-6-3, 6) площадью 12×13 км с содержаниями (%): Be — 0,001—0,01, Ba — 0,05—0,5 [436]; (V-2-5, 7) в контакте гранитов раннего протерозоя с содержанием (%): Be — 0,001—0,0015, Li — 0,006 [406]; (VI-2-2) среди гранитов Кеменского массива на площади 0,1 км^2 с содержанием (%): Be — 0,0015—0,008, Nb — 0,01 [435].

ЛИТИЙ. Известно одно проявление лития, тринадцать пунктов минерализации и три металлометрических ореола. На проявлении (II-1-11) установлена повсеместная зараженность литием нижнекембрийских отложений, большинство металлометрических проб показывает содержание лития от 0,01 до 0,06 %, в единичных пробах — до 0,1 %. По данным химического анализа одной штуфной пробы из известково-песчанистых доломитов жербинской свиты содержание окиси лития составляет 11 % [106].

Пункт минерализации по р. Оломокит (IV-5-4) связан с мусковит-сподуменовыми и мусковитовыми пегматитами. Длина жил по элювию до 130 м, мощность 2—2,5 м, простирание 0—20°, падение на восток под углом 85°. Сподумен (20—35 %) присутствует в виде призматических кристаллов размером до 20 см. Содержание лития в сподумене по данным спектрального анализа 10—12 %. В 600 м к юго-западу обнаружены развалы глыб на площади 500×500 м мусковит-микроклин-плагиоклазовых пегматитов с гнездами мусковита. Здесь в единичных глыбах отмечается сподумен (25—30 % в породе) в виде призматических кристаллов зеленовато-серого цвета длиной от 5 до 40 см. Вмещающими породами являются граниты, гнейсы и кристаллосланцы. Содержание окиси лития в сподуменовой руде 1,5—2 %, а окиси лития в сподумене 6—8 %.

По другим сведениям, здесь выявлено Оломокитское проявление лития, связанное с десятью телами альбит-сподуменовых пегматитов мощностью

от 1 до 22,5 м, длиной от 100 до 1500 м субмеридионального простирания с крутым падением. Содержание в них (%): лития — 0,85, тантала — 0,003—0,01, ниобия — 0,005—0,014, цезия — 0,0015—0,005, бериллия — 0,004—0,025, рубидия — 0,022—0,058. Прогнозные ресурсы по проявлению составляют (тыс. т): лития — 300, бериллия — 3, тантала — 2, на глубину 300 м [455].

Пункт минерализации по рч. Александровский (III-3-22) приурочен к прожилкам (3 см) мусковит-турмалиновых гранитов в роговообманковых кристаллосланцах. По данным спектрального анализа одной сколковой пробы содержание в гранитах (%): лития — 0,3, бериллия — 0,01, бора — 0,1, стронция — 0,015 [429].

Наиболее широко представлена минерализация, связанная с мезозойскими скарнами и гидротермолитами. На водоразделе р. Юхухта и рч. Полярный (III-9-30) обнаружена глыбовая россыпь сиенитов и актинолит-диопсид-флогопитовых скарнов с гематит-кварцевыми жилками толщиной до 1 см. Содержание лития в скарнах 1 %.

На водоразделе р. Джевоскит и рч. Мал. Дальконях [132] среди глыб архейских гранитов и кембрийских песчаников встречены редкие глыбы асбестоносного актинолитового скарна, содержащего (%): литий — 0,3, бериллий — 0,01, свинец — 0,03, молибден — 0,001.

На водоразделе рч. Рябиновый и р. Курунг-Сала (III-9-16) обнаружены глыбы флогопитсодержащих охристоземлистых пород, тремолитовых скарнов и сиенитов. В первых двух установлено содержание лития до 1 %, свинца — 1 %, ванадия — 0,1 %, висмута — 0,5 %. Примерно в 500 м южнее встречен коренной выход архейских лейкократовых гранитов, прорванных жилой сельвсбергитов. Граниты и жилы рассечены сетью кварцевых и флюорит-сульфидных жилок и сульфидизированы. Сульфидизированные граниты содержат до 0,1 % лития, 0,1 % свинца, 0,05 % стронция.

К югу от месторождения золота Рябиновый обнаружены глыбы жильного кварца, брекчии архейских пород с актинолит-кварцевым цементом. Брекчии содержат лития — 0,2 %, ванадия — 0,1 %, меди и свинца — по 0,5 % [132, 455].

На правобережье рч. Холера (III-9-108) в осыпи глыб доломитов найдены глыбы тремолитовых скарнов с содержанием лития 0,1 %. В верховьях рч. Шестидумный (III-9-80) обнаружены гидротермально измененные песчаники с тонкими прожилками гематита. Песчаники содержат (%): лития — 0,2, свинца — 0,1, молибдена — 0,05, мышьяка — 0,03, вольфрама — 0,003 [132].

У подножия правого водораздела р. Имангра (VI-4-21) обнаружены катаклазированные граниты древнестанового комплекса, содержащие (%): литий — 0,01, ванадий — 0,01, молибден — 0,01 [422].

С метатрахидолеритами куранахского комплекса связаны пункты минерализации (V-4-38, 51). В первом из них содержание (%): Li — 0,01—0,07, а во втором — Li — 0,05, Zn — 0,01—0,05, Ca — 0,02—0,03. Рядом (V-4-33), по данным того же автора [444], метагаббро содержит до 0,02 % лития.

Известно три металлометрических ореола лития: по р. Чара (II-2-1), по данным В. А. Амантова (1988 г.), с максимальными значениями содержания лития — 1000 г/т, рубидия — 28—53 г/т (приближенный количественный анализ) или лития — 240 г/т по методу пламенной фотометрии; в бассейне Саку (VI-2-3) с содержаниями Li — 0,01—0,03 % [435]; по р. Хочо (IV-2-5) с содержаниями лития 0,015—0,050 % [424].

ЦЕЗИЙ. Комплексное проявление Олондинское (V-3-19) представлено семью сближенными жилами пегматитов сподумен-микроклин-альбитовых. Их длина 75—700 м, мощность от 2—5 до 80 м в раздувах. Хорошо дифференцированные жилы содержат (%): Cs_2O_5 — 0,06—0,158, Ta_2O_5 — 0,012—0,018, LiO — 0,48—0,735, BeO — 0,02—0,03. В отдельных интервалах содержание (%): Cs_2O — 0,319—0,766, Ta_2O_3 — 0,023, Nb_2O_5 — 0,022, Li_2O — 0,0839, BeO — 0,444. Основным цезиевым минералом является цезиевый лепидолит с отношением Rb/Cs — 2, для других — танталит-колумбит, фергюссонит, берилл, сподумен. Прогнозные запасы по категории P_2 (тыс. т): Cs — 2,9, Ta — 0,5, Nb — 0,85, Be — 2,3, Rb — 15,3 [419, 455].

Один пункт минерализации цезия (V-5-18) установлен по левому берегу р. Тунгурчакан в 300 м ниже устья рч. В. Колбас. Здесь среди глыб биотитовых микрогнейсов тунгурчинской толщи глыбы пегматитов прослежены на 130 м. Они содержат (%): Cs_2O—0,011; Rb_2O — 0,139; Sn — 0,01; BeO — 0,075; Nb_2O_5 — 0,004; Ta_2O_5 — 0,055 [430, 455].

ТАНТАЛ И НИОБИЙ. Большинство месторождений, проявлений и пунктов минерализации тантала, ниобия приурочено к пегматитовым жилам и метасоматическим образованиям позднего архея, раннего протерозоя.

Комплексное месторождение редких земель, тантала, ниобия, бериллия Катугинское состоит из двух участков. На участке Центральный (VI-3-43) тантал-ниобиевые руды залегают в тектонически ослабленных зонах среди кристаллосланцев и гнейсов архея. Они имеют пластообразную форму, прослежены на 700—800 м при мощности от 0,6—0,8 до 2,5 м. Околорудные изменения выражены во флюоритизации, окварцевании и грейзенизации вмещающих пород. Оруденение вкрапленное, в виде силиката титана (тантал-ниобийсодержащего), ксенотима, монацита, циркона, молибденита, шеелита, пирита. Соотношение тантала—ниобия 1 : 10—1 : 15. Содержание тантала до 0,03 %, ниобия — до 0,4 %. В промежуточных типах руд характерно существенное повышение концентрации редких земель иттриевой группы до 3,12 %, тантала — до 0,04 %, ниобия — до 0,53 %, циркония — до 5 % [119, 426].

На участке Восточный (VI-3-44) три крупных тела тантал-ниобиевых руд связаны с гнейсовидными щелочными гранитами и граносиенитами катугинского комплекса. Рудные тела неправильной формы вытянуты вдоль северного и юго-восточного контактов массива и разделены участками слабооруденелых пород. Оруденение представлено вкраплениями зерен пирохлора размером до 2—3 мм. Содержание тантала в рудах достигает сотых долей процента. Отношение тантал—ниобий 1 : 10—1 : 20. Извлечение тантала, ниобия при технологических испытаниях составляет 62 и 52 % соответственно.

В результате оценочных работ ожидаемые запасы тантала, ниобия и попутных компонентов (редкие земли, бериллий, цирконий) оценены как крупные.

В районе месторождения установлен также ряд пунктов минерализации и проявлений тантала, ниобия. В пункте (VI-3-49) оконтурена зона (1 м) кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов протяженностью первые десятки метров, согласно залегающих среди образований усувкаунского комплекса. Содержание тантала в одной пробе 0,007 %, ниобия — 0,15 %, циркония — 1 %.

В 6 км к юго-западу от месторождения обнаружена линейная зона 150×0,6 м оруденелых кварц-микроклиновых метасоматитов с содержанием Ta_2O_5 — 0,03 %, Nb_2O_5 — 0,4 %, циркония — 4 %, иттрия — 0,25 %.

В 6 км к югу от участка Восточный выявлена линейная зона альбит-микроклин-кварцевых метасоматитов площадью 4×1800 м (VI-3-54). Содержание в ней (%): ниобия — 0,3—0,7, тантала — до 0,01—0,015, циркония — до 1—3, гафния — 0,01—0,02, иттрия — 0,2—0,6.

По правому борту долины р. Катугин (VI-3-47) залежь амфибол-микроклин-альбитовых метасоматитов по гнейсам по данным бороздового опробования содержит Ta_2O_5 — 0,02 %, Nb_2O_5 — 0,41 %, ZrO_2 — 1,28 %.

В левом борту р. Катугин (VI-2-45) выявлены щелочные редкометалльные граниты с рассеянной вкрапленностью пирохлора и циркона. Содержание ниобия, циркона по данным штуфного и бороздового опробования — 0,005—0,1 и 0,05—0,3 % соответственно. Участками содержание Ta_2O_5 — 0,023 %, Nb_2O_5 — 0,35 %, ZrO_2 — 0,27 % [426].

В близко расположенных пунктах с пегматитовыми жилами связана минерализация тантала, ниобия (VI-3-30, 33, 35, 40). Жилы, как правило, маломощные, часто быстро выклинивающиеся с содержанием (%): ниобия — 0,1—0,3, иногда олова — до 0,01, иттрия — до 0,06, иттербия — до 0,006, лантана — 0,01; практического интереса не представляют [406, 426, 435].

С жилой пегматоидного гранита (до 2—3 м) кодарского комплекса связан пункт минерализации ниобия на междуречье Пр. Сакукана и Катугина (VI-2-41). По результатам штуфного опробования содержание ниобия — 0,03 %, циркония — 0,1 %, лития — 0,01 %.

На водоразделе рек Мал. Чолбочи и Джолтукта (VI-2-49) дайка гранит-порфиров ингамакитского комплекса мощностью 50 м, длиной 500 м, по данным сколкового опробования содержит 0,07 % ниобия и 0,5 % циркония [426].

В правом борту р. Джело в гранитах кодарского комплекса (VI-1-59) установлены две зоны альбитизации и микроклинизации площадью 0,35—0,4 км^2 с содержанием ниобия 0,005—0,02 %, иногда — до 0,06 %. Тантал обнаружен в двух пробах в количестве 0,005 и 0,008 %, в одной пробе — золото 0,2 г/т. Промышленных содержаний не отмечено [400].

Месторождение Тунгурчинское (площадь 4,75 км^2) размещается на р. Олекма (V-5-6) среди отложений тунгурчинской толщи. Они прорваны 50 согласными и секущими жилами (0,5—10,0 м) редкометалльных пегматитов длиной от 50 до 750 м. Пегматиты кварц-микроклиновые, кварц-альбит-микроклиновые, зонального строения. Содержание в них (%): ниобия — 0,05, тантала — до 0,1, бериллия — до 0,05, олова — до 0,3, лития — до 0,01. Прогнозные ресурсы на глубину 200 м составляют (тыс. т): Ta_2O_5 — 1,6—2,5, Nb_2O_5 — 0,9—1,6, BeO — 2,5—3,7, Sn — 0,8—1,5. В районе этого месторождения выявлены четыре проявления тантала, ниобия; одно из них — совместно с оловом. Первое расположено примерно в 1 км восточнее месторождения. Здесь среди глыб гранитов ярогинского комплекса обнаружены глыбы альбит-микроклиновых пегматитов, прослеженные на 250—300 м, с содержанием (%): Ta_2O_5 — 0,2, Nb_2O_5 — 0,02—0,05, BeO — до 0,05, Sn — до 0,03, W — до 0,1, Li — до 0,005. Другое обнаружено на водоразделе рек Токур—Тунгурчакан (V-5-9). Здесь на площади 20 км^2 выявлено более 60 жил (0,5—2,0 м) микроклин-альбитовых пегматитов длиной до 200 м, содержащих (%): тантала 0,003—0,2, ниобия — 0,005—0,08, бериллия — до 0,1 [429, 430]. Третье вмещает на площади 1,6 км^2 (V-5-10) 25 кварц-микроклин-альбитовых с мусковитом пегматитовых жил (0,2—3,0 м) длиной 50—400 м со средним содержанием (%): Nb_2O_5 — 0,015, BeO — 0,001, Li_2O — 0,008, Ta_2O_5 — 0,007.

Совместное проявление тантала, ниобия и олова расположено в районе устья Тунгурчи (V-5-1) и связано с двумя жилами пегматитов. Содержание в них Ta_2O_5 — 0,004 %, Nb_2O_5 — 0,003 %. В верховьях рч. Ср. Кудуликан (V-5-20) на площади 2×0,5 км обнаружены пегматитовые жилы с содержанием ниобия 0,005—0,2 % [430].

Проявление Высотное (V-3-28) расположено на водоразделе рек Олондо и Кабакан. Здесь среди архейских пород установлено семь пегматитовых жил (1,5—20,0 м), расположенных кулисообразно относительно друг друга на расстоянии 190—900 м одна от другой. Жилы недифференцированны, их длина от 50 до 250 м, структура гранитная, участками аплитовидная. В трех жилах встречен микролит, который образует гнезда и рассеянную вкрапленность. Содержание редких элементов (%): Nb — 0,001—0,4, Ta — до 0,1, Ce — до 0,05, La — до 0,008, Y — до 0,2, Yb — до 0,1, Zr — до 0,2. По данным количественного спектрального анализа, в одной пробе (%): Ta_2O_5 — 0,013, Nb_2O_5 — 0,143, ΣTR_2O_3 — 0,270, ZrO_2 — 0,02 [419, 455].

В бассейне Мурурина (V-3-40) короткие (до 80 м) пегматитовые жилы (0,3—2,5 м) по данным минералогического анализа содержат микролит в количестве 4,5 г/т. На левобережье рч. Веселый (V-3-74) пегматитовые жилы мощностью 4—16 м, длиной 120—600 м содержат ниобий — 0,01—0,08 %, тантал — 0,005—0,01 %. В протолочках установлены самарскит, фергуссонит, эвксенит [406]. В качестве сопутствующих компонентов тантал, ниобий присутствуют на Олондинском проявлении цезия (V-3-19) (см. «Цезий»).

На левобережье Мал. Кабакана в делювии встречены глыбы диопсид-скаполитовых метасоматитов, связанных с гранитами кодарского комплекса (V-3-32). По данным штуфного опробования установлено, что метасоматиты содержат (%): ниобия — более 1, тантала — 0,02, иттрия — 0,07, лантана — 0,07, цезия — 0,1.

На правобережье р. Итчилях (V-3-15) жила кварц-полевошпатовых метасоматитов пегматоидного облика по данным сколкового опробования содержит 0,1 % ниобия [419, 455].

В бассейне р. Тянькарь выявлены два пункта минерализации тантала, ниобия, молибдена (IV-2-12, 16), приуроченные к жилам гранитов, пегматитов, кварца и кварц-карбонатных пород, прорывающих биотит-амфиболовые гнейсы архея. В первом случае мощность жил от 1,2 см до 1 м (длина до 3—7 м), во втором — мощность до 1,5 м. Рудные минералы, представленные титано-тантало-ниобатами, галенитом, халькопиритом, образуют гнездовые скопления, а молибденит — рассеянную вкрапленность. Присутствуют сфен, торит, оранжит, пирит. Околорудные процессы выражены в окварцевании, амфиболизации, хлоритизации. Химический анализ одной бороздовой пробы и восьми штуфных проб из кварцевых и кварц-карбонатных жил показал содержание Nb_2O_5 — от 0,05 до 0,106 %, свинца — от 0,072 до 0,327 %, V_2O_5 — от 0,04 до 0,09 %. В одной пробе из гранитов по данным спектрального анализа Nb — 0,3—1 %. В кварцевых жилах с галенитом, кроме свинца, обнаружены Bi — 0,003 %, Ag — 0,001 %.

На соседнем пункте (IV-2-16) химический анализ двух бороздовых и четырнадцати точечных проб показал: Nb_2O_5 — 0,005—0,625 %, Pb — до 0,98 %, и кроме того, молибдена в девяти пробах от 0,12 до 0,32 %, в одной — до 1,2 %, Bi — 0,075—0,12 % [113, 424].

По р. Сень (IV-2-3) гнейсы кодарской подсерии прорваны несколькими параллельными жилами (0,2—1,0 м) мусковитовых пегматитов северо-восточного простирания. Они содержат редкие кристаллы ильмено-рутила до 1 см в поперечнике. По данным спектрального анализа штуфной пробы

содержание (%): тантала — 0,1, ниобия — 0,3, церия — до 0,03, иттербия — 0,03 [440].

На контакте гранитов кодарского комплекса с песчаниками сакуканской свиты в бассейне р. Бурунгна (V-2-60) обнаружены жилы (до 3 м) пегматитов с содержанием ниобия до 0,08 %, тантала — 0,005 % [406]. Здесь же, в зоне экзоконтакта (до 1,5 м) пород александровской и читкандинской свит и пегматитов наблюдаются скарны с содержанием Nb — до 0,02 %, W — до 0,01 %, Au — 0,02 г/т.

У оз. Деканда (IV-1-28) на площади 7 км^2 граниты ничатского комплекса прорваны многочисленными жилами пегматитов и сопровождаются зонами катаклаза, рассланцевания, реже — брекчирования, контролируя тем самым зоны микроклинизации и биотитизации шириной до 60 м, длиной 400—700 м. В этих зонах граниты разнозернистые, часто пегматоидного облика, хлоритизированы, серицитизированы, с большим количеством жил (первые метры) кварц-мусковитовых, длиной до 200 м. Наиболее высоким содержанием ниобия обладают мелкозернистые мусковитовые граниты, микроклиновые метасоматиты и розовые пегматиты (0,01—0,03 %). В одной пробе отмечен Ta — 0,005 %, в другой колумбит — 227 г/т. Вблизи контакта с сиенит-порфирами пегматиты содержат 0,007—0,02 % ниобия. Биотитовые метасоматиты содержат 0,007 % ниобия, катаклазированные граниты — 0,005 %, сиенит-порфиры — до 0,002 %. Отмечаются элементы-примеси в пегматоидных гранитах (%): Sn — 0,002, Zr — 0,03—0,5, Sr — до 0,5, Ba — 1, La, Ce — до 0,02. Мусковитовые пегматиты содержат (%): Li — 0,01—0,06, Rb — 0,05, редко Sr — до 0,15. В некоторых пробах сиенит-порфиров установлены (%): Ba — 0,5, Y — 0,01, Ce — 0,03 [112, 440].

Проявление (IV-1-47), расположенное на водоразделе рек Саймаган—Чухахта, приурочено к сиенитам и альбитизированным сиенитам ничатского комплекса, прорывающим биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы нижнего протерозоя, и представляет собой прямолинейно вытянутую в северо-восточном направлении приразломную зону шириной 50 м, длиной 1 км. В четырех пробах, располагающихся равномерно по всей зоне, установлены (%): Ta_2O_5 — 0,003—0,008, Nb_2O_5 — 0,012—0,103, TR — 0,82—2,06, P_2O_5 — 3,6—13,2. В пробах с повышенным содержанием TR выявлены (%): Ce — 0,3, La — 0,1—0,3, Y — 0,11, Yb — 0,003—0,01, Be — до 0,006. Минералогическим анализом установлены пирохлор, танталит-колумбит, фергюссонит, кейльгауит, апатит. По уточненным сведениям содержание тантала до 0,01 %, ниобия до 0,05 %.

В 5 км южнее встречены глыбы сиенитов альбитизированных (IV-1-52) с содержанием (%): Ta_2O_5 — 0,003, Nb_2O_5 — 0,019, TR — 2,36, P_2O_5 — 8,7.

У оз. Ничатка (IV-1-33) граниты ничатского комплекса содержат в протолочках танталит-колумбит до 1,92 г/т в ассоциации с ильменорутилом, цирконом, ксенотимом, а у подножия восточного водораздела (IV-1-37) в них дополнительно установлен танталит-колумбит — 4,66 г/т [112].

В бассейне Нижн. Атбастаха (III-2-5) в мезозойской зоне дробления и фенитизации песчаников сеньской свиты установлено 0,8 % ниобия. Мощность зоны 100 м, длина более 500 м, падение крутое. По данным химического анализа проб из фенитов брекчиевой структуры содержание (%): Nb_2O_5 — 0,33, Ta_2O_5 — 0,002, Pb — до 1, Ba — до 3, Ti — до 3, Bi — до 0,02, V — до 0,05 [417].

На правом водоразделе р. Средняя Ченча (III-1-32) биотитовые гранитоиды содержат ниобий до 0,1 % [458].

По р. Нелюка (IV-6-8) выявлены жилы пегматитов с содержанием ниобия 0,1—0,2 %, иттрия — 0,07 %, а на р. Очек (IV-6-34) пегматитовая жила содержит 0,02 % тантала.

Два близкорасположенных пункта минерализации тантала, ниобия (IV-6-13) связаны с массивом щелочных гранитов куортинского комплекса площадью 0,6 км². Граниты прорваны кварц-полевошпатовыми прожилками с содержанием (%): тантала — 0,03, ниобия — до 0,08, олова — до 0,07, бериллия — до 0,01. В центральной части массива эти прожилки содержат (%): ниобия — до 0,1, лития — до 0,05, висмута — до 0,05 [436]. Поблизости в качестве совместного компонента с редкими землями ниобий присутствует в амазонитовых пегматитах (IV-6-31) в количестве 0,15—0,1 %.

По р. Бол. Нимныр (III-8-51) пункт минерализации приурочен к линейной зоне (5—6 м) красно-бурых гидротермально измененных пород предположительно федоровской серии длиной в первые десятки метров. Содержание в штуфных пробах (%): ниобия — 0,01—0,03, олова — 0,001, циркония — 0,05, серебра — 0,002 [131]. Рядом (IV-8-43) обнаружены две жилы колумбитсодержащих турмалиновых гранитов на расстоянии 1 км друг от друга. По данным полуколичественного спектрального анализа содержание (%): Nb — 0,5, Ta — 0,05—0,5, Y — 0,5, Yb — 0,01.

По р. Хаир (IV-8-55) в 400 м друг от друга обнаружены граниты (Nb — 0,01 %) с колумбитовой вкрапленностью. В пунктах (IV-8-62) крупнозернистые граниты образуют небольшие тела в пределах железорудной пачки Десовского месторождения. Содержание в них ниобия 0,1—0,3 % [420].

На водоразделе рек Алдан—Мал. Чульман (VI-7-20) выявлена пегматитовая жила (5 м) с вкрапленностью бломстрандина, ортита, циркона, магнетита [147].

По рч. Сулуматский (V-2-2) выявлен шлиховой ореол протяженностью 3 км, связанный с плагиогранито-гнейсами, содержащими тела амфиболитов. Здесь установлены единичные знаки тантало-ниобатов и ториевых минералов [424].

На водоразделе рек Чара—Сулумат (VI-2-4) шлиховой ореол связан с гнейсо-гранитами куандинского комплекса. Минералы в шлихах относятся к группе поликраз-эвксенита. Размер зерен 0,1—0,7 мм. Спектральным анализом гранитоидов в пределах ореола установлен ниобий в количестве 0,003 %. Шлиховой ореол на правом водоразделе р. Бол. Тора (IV-2-6) установлен с единичными знаками тантало-ниобатов [424]. Металлометрический ореол на левобережье р. Аятукта (IV-6-5) площадью 8 км² выявлен по точкам, содержащим ниобий (0,006—0,1 %) [437].

В правом борту долины р. Катугин (VI-3-53) в районе устья рч. Буричи в поле развития диафторированных гранитоидов древнестанового комплекса обнаружены многочисленные маломощные (до 1 м) кварцевые жилы с сульфидной минерализацией и микроклин-кварц-альбитовые залежи мощностью до 0,5 м. Первые содержат (%): цинка — до 1,0, свинца — до 0,1, меди — до 0,15; вторые тантала — 0,007, ниобия — 0,1, циркония — 1, иттербия — 0,1, лантана — 0,1, бериллия — 0,01, церия — 0,15. Проявление имеет поисковый признак [426].

СТРОНЦИЙ. Выявлено три проявления и ряд пунктов минерализации. Проявление стронция и редких земель Штокверковое (III-3-14) в Мурунском районе связано с телом (10 м) таусонитсодержащих кальсилит-эгириновых пород. В нем содержание таусонита 5 %, прогнозные ресурсы по категории P_2 — 1,5 тыс. т [455]. В близкорасположенных проявлениях

Коренное и Южное единичными скважинами обнаружены два крупных тела редкоземельно-барий-стронциевых руд в карбонатитах. Площадь проявления Коренное 0,036 км². Средние содержания стронция 3,9 %, прогнозные ресурсы по категории P_2 — 380 тыс. т. Площадь проявления Южное — 0,0149 км², среднее содержание стронция — 8,6 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 350 тыс. т [455].

В верховьях р. Пеляга (V-4-66) выявлено тело кварцевых сиенитов, секущее гнейсо-граниты архея, которые содержат (%): Sr — 0,37, Rb — 0,015, Zr — 0,009, Nb — 0,0014. В 2 км к юго-востоку среди гнейсо-гранитов архея обнаружены предположительно метасоматические образования с содержанием (%): Sr — 0,12, Rb — 0,0003, Zr — 0,009, Nb — 0,0002 [422].

В верховьях р. Тунгурчакан в ореоле фенитов около сиенитов палеозоя (V-5-30) содержание стронция 0,5 %, олова — 0,002 % [430].

Довольно многочисленные пункты минерализации расположены в бассейнах рек Арбагас, Имангра, Тас-Юрях [422]. Все они связаны с палеозойскими сиенитами (VI-4-15, 19), монцодиоритами (VI-4-20, 26), монцонитами (VI-4-27), диоритовыми порфиритами (VI-4-24). Они определяются следующими содержаниями (%): Sr — 0,11—0,39, Rb — 0,004—0,016, Zr — 0,003—0,017, Nb — 0,0002—0,0009.

На водоразделе рч. Холера и Мал. Аян (III-9-105, 107), в верховьях рч. Веселый, в бассейне рч. Рябиновый в делювии глыбы жильного кварца (иногда с галенитом) с содержанием по данным спектрального анализа штуфных проб (%): ванадия — 0,5—1, свинца — до 1, цинка — 0,05—0,3, кобальта — 0,01, редко стронция — до 0,2, лития — до 0,1 [132].

В верховьях р. Холболох (IV-1-35) и на ее правом водоразделе (IV-1-23) катаклазированные биотит-амфиболовые гнейсы кодарской подсерии карбонатизированы и лимонитизированы. В штуфных пробах содержание (%): цинка — 0,08—0,1, свинца — 0,07—0,1, меди — 0,005, стронция, бария, лантана, церия — по 0,02 [440].

По долине левого притока рч. Николкин Ключ (III-9-114) среди глыб диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев архея глыбы диопсидитов сульфидизированных, содержащих (%): стронций и никель — по 0,1, кобальт — 0,01, олово — 0,002 [132].

В качестве полезного компонента стронций присутствует на проявлении алюминия (V-3-20). Здесь либнеритизированные нефелинититы содержат стронция 0,05—0,1 % [116, 407].

ТЕЛЛУР. Известен только один пункт минерализации теллура в междуречье Саикта—Сайболах (V-4-88): в зоне разлома широтного простирания обнаружены мангериты с содержанием теллура до 0,2 % [422].

ЦИРКОНИЙ. Часто встречается как сопутствующий элемент, иногда образует самостоятельные пункты минерализации, проявление россыпи и ряд металлометрических и шлиховых ореолов.

Проявление Утесное, обнаруженное на водоразделе левых притоков р. Тарын (IV-1-36), приурочено к зоне тектонического контакта гранодиоритов кодарского и гранитов ничатского комплексов. Гранодиориты хлоритизированы, эпидотизированы, неяснополосчатой текстуры. Они содержат крутопадающие линзовидные тела шириной до 450 м, длиной до 2,5 км кварц-полевошпат-магнетитовой породы. Центральная часть тел имеет пегматоидный облик, здесь содержание магнетита 30 %, пирита до 1 %, отмечаются кварцевые прожилки с галенитом, ильменитом. По данным минералогического опробования содержание магнетита — 80 кг/т, ильменита — 3 кг/т, пирита — 2,4 кг/т, апатита — 2,9 кг/т, сфена —

1 кг/т, циркона — 414 г/т, гиацинта — 225 г/т, монацита — 54 г/т. Спектральным анализом установлены (%): Cu — 0,1, Mo — 0,03, Pb — 0,4, Zr — 0,06, P — 0,6, F — 0,9 [440].

В пределах Мурунского массива щелочных сиенитов (III-2-2) обнаружены сближенные проявления титана, циркония. Одно из них приурочено к штокверковой зоне мощностью 10—20 м, длиной не менее 2 км. Содержание TiO_2 в штуфных пробах 10—12 %, ZrO_2 — до 2,0 %, Nb_2O_5 — до 0,3—0,5 % [110].

В бассейне Олекмы (V-5-28) архейские плагиограниты содержат до 1 % циркония [422]; в верховьях р. Ченча (IV-6-30) в гранитах неустановленного возраста до 0,5 % циркония; в верховьях Крестяха (III-5-3) граниты крестяхского комплекса содержат 0,02 % циркония; в бассейне рч. Инэннэх (IV-7-64) магнетитсодержащие аляскитовые граниты содержат 0,2 % циркония [436].

Пункт минерализации по р. Крестях (III-6-6) связан с пегматитами среди гнейсов, содержащими (%): Zr — 0,3, Be — 0,0003, Sn — 0,01, Nb — 0,3, Y — 0,03, Sr — 0,03.

Известны шлиховые ореолы и проявление россыпи циркония (III-1-4, III-9-96). В последнем на участке Усмун содержание циркона достигает 2,1—4,1 кг/м^3 [109, 132]. Металлометрические ореолы оконтурены: в пунктах (III-5-3, 8) по содержанию Zr — 0,05 %; в пункте (V-4-1) по содержанию на одном участке Zr — 0,08—0,1 % на площади 4,5 км^2, а на другом участке на площади 12 км^2 содержание Zr — 0,05—0,1 %, Mo — 0,002 %, P — 0,1 % [128, 422].

В качестве важнейшего сопутствующего элемента цирконий содержится в рудах комплексного месторождения редких земель Катугинское (VI-3-43) в тантал-ниобиевых рудах в количестве 2,3 % и в промежуточном типе редкоземельно-редкометалльных руд в количестве до 5 %. Рядом расположена циркониевая россыпь [119, 426].

СКАНДИЙ. Известно три пункта минерализации этого элемента. По р. Б. Сэйм (V-4-83) пироксениты протерозоя содержат Sc — 0,6—0,3 %, Ni — 0,04—0,06 %, Co — 0,006 %. В 5 км к югу от предыдущего пункта в районе титан-железо-фосфорного месторождения (см. «Титан») аналогичные пироксениты содержат до 1 % Sc; 0,01 % Ni. По р. Имангра (V-5-37) в рудном габбро каларского комплекса содержание Sc — до 0,2 % [422].

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (ЦЕРИЕВЫЕ). Выделяются следующие типы редкоземельно-цериевой минерализации различного масштаба: 1) редкоземельных метасоматитов; 2) редкоземельных пегматитов; 3) редкоземельных гранитоидов раннего докембрия; 4) эндогенный и приразломный палеозоя и мезозоя; 5) стратиформный.

1. Тип редкоземельных метасоматитов. Месторождение Тас-Юрях (VI-4-40) площадью 8 км^2 сложено олигоклазитами и прорывающими их сиенитами Тасского массива. Оруденение приурочено к зонам разломов и полевошпатовым жилам. Рудные тела мощностью от нескольких до 30 см, длиной до 2 м, часто пересекаются друг с другом и содержат скопления ортита и монацита. Содержание редких земель от следов до 11 %. По данным химического анализа 13 проб содержание окислов отдельных элементов от суммы редких земель (%): лантана — 23,3, церия — 28,4, неодимия — 18,3, празеодимия — 6,1, самария — 2,8, европия и гадолиния — 1,6, тербия — 0,1, иттрия и диспрозия — 8,1, гальмия — менее 0,1, эрбия и туллия — 0,5, иттербия — 0,3, лютеция — менее 0,1.

Элементы цериевой группы составляют 90 % редких земель, иттриевой — 10 %. Во всех пробах присутствует цирконий 0,003—0,1 % [143].

По рч. Арбагастыр (V-4-85) среди габбро-норитов Каларского массива выявлены кварц-биотитовые метасоматиты, в которых 0,2 % церия, 0,03 % лантана, 0,01 % иттрия. В пункте (V-4-86) среди плагиогранитов архея установлены метасоматиты с содержанием (%): церия — 0,3, лантана — 0,03, циркония — 0,03 [422]. В верховье рч. Мекю-Сала (V-4-28) микроклиновые метасоматиты содержат (%): лантана — 0,02—0,05, церия — 0,02—0,03, иттрия — 0,005 [444].

Пункт минерализации Итчилях (V-3-11) у тектонизированного контакта гранитов Камкандинского массива содержит на участке размером 5,2×1,7 км несколько тел калиевых и калиево-натриевых метасоматитов. Они слагают поля площадью 1,5—2,0 км^2 или узкие (4—70 м) протяженные (0,3—3,5 км) зоны с расплывчатыми границами. Содержание редких земель в метасоматитах по данным полуколичественного спектрального анализа составляет (%): лантана — 0,006—0,05, церия — 0,03—0,05, иттрия — до 0,008, иттербия — до 0,0005. Выделены катаклазированные метасоматиты в телах мощностью от 0,1 до 30 м, длиной 1,5—150 м, которые содержат десятые доли процента церия, циркония, сотые доли — лантана. В одной пробе установлена сумма редких земель 0,187 % (количественный спектральный анализ). С метасоматитами ассоциируют пегматитовые жилы (0,3—3,0 м) неправильной формы блокового строения, длиной 5—7 м. В двух жилах установлено содержание (%): ниобия — 0,08—0,2, тантала — до 0,03, циркония — 0,03—0,04, бериллия — 0,005—0,007, иттрия — 0,003—0,03, иттербия — 0,04, лантана — 0,03. Редкоземельные минералы образуют в жилах редкую гнездовую вкрапленность до 2 см в поперечнике [419].

По р. Хани (V-3-43) в делювии амфибол-кварц-полевошпатовые метасоматиты пятнисто-полосчатой текстуры содержат церия 0,2 %, свинца — 0,2 %. По р. Мал. Кабакан (V-3-32) в делювии обнаружены диопсид-скаполитовые метасоматиты, содержащие (%): ниобия — более 1, тантала — 0,02, лантана — 0,07, церия — 0,1, иттрия — 0,07 [419].

Проявление Активный (V-4-33) приурочено к экзоконтакту ультраметагенных гранитов и высокоглиноземистых гнейсов борсалинской серии, которые насыщены согласными кварц-полевошпатовыми прожилками с мономинеральными скоплениями монацита размером до 0,5 см. Спектральным анализом двух штуфных проб установлено содержание (%): церия — более 1, лантана — более 1, тория — более 1, галлия — до 0,01, бериллия — 0,01, свинца — до 0,6 [116, 419]. По уточненным данным мощность зоны окварцевания 60—80 м, длина не менее 2,2 км на левом берегу и 0,9 км по правому берегу левого притока р. Хани. В этой зоне выделено 11 рудных тел. Они представляют собой послойные или секущие линзовидные, иногда ветвящиеся желваковые обособления монацит-кварцевого, кварц-монацит-кордиеритового состава. Размеры обособлений от 5×5×5 см до 1,5×2,5×4,0 м. Контакты жил нечеткие. Монацит равномерно рассеян по породе. В целом, среднее содержание TR_2O_3 0,085 %. Ориентировочные запасы редких земель в блоке 8×15 м на глубину 50 м составили 150 т TR_2O_3.

В зоне разломов (VI-5-22), образующих полосу длиной 15 км, шириной от 200 м до 2 км, редкоземельная минерализация связана с катаклазированными и диафторированными гнейсами и кристаллосланцами, инъецированными кварц-полевошпатовыми метасоматитами с монацитом, цирконом, реже ортитом. Содержание суммы редких земель по данным химического анализа 12 бороздовых проб составляет 0,01—0,68 %. Содержание окислов отдельных элементов от суммы редких земель составляет

(%): лантана — 20—28,1, церия — 42,5—55,0, празеодимия — 1,8—8,1, неодимия — 12,2—20,2, самария — 0,4—3,0, европия и гадолиния — 0,2—2,0, тербия — 0,5, иттрия и диопрозия — 0,4—3,0, гольмий отсутствует, эрбия — 0,2, иттербия, туллия, лютеция — по 0,2. Элементы цериевой группы составляют более 95 % от суммы редких земель [145].

Пункт минерализации (IV-1-50) приурочен к мелким телам (от 1—2 до 30 м) метасоматитов, залегающих согласно в диафторированных гранат-биотитовых сланцах борсалинской серии. Содержание в бороздовой пробе (%): иттрия — 0,01, лантана — 0,23, церия — 0,3. В штуфе содержание (%): иттрия — до 0,007, лантана — 0,025, церия — 0,035 [424].

2. Тип редкоземельных пегматитов. Месторождение Куранах (VI-4-8) приурочено к контакту андезинитов с сиенитами Тасского массива, где развиты разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простираний. Рудные тела представлены серией пегматитовых жил, образующих пегматитовое поле площадью 4—5 км^2. Выделены две крупные жилы: Центральная длиной 380 м, мощностью от 2 до 7 м и Восточная длиной 260 м, мощностью 3 м. На южном конце участка жилы соединяются, образуя узел размером 20×45 м. Преобладают жилы среднего размера мощностью 0,5—3 м, длиной 30—80 м. Основным редкоземельным минералом является ортит, образующий неравномерную вкрапленность или гнезда. По данным химического анализа 12 проб содержание окислов отдельных элементов от суммы редких земель составило (%): лантана — 26,2, церия — 38,7, празеодимия — 6,7, ниодимия — 22,4, самария — 2,2, европия и гадолиния — 0,9, тербия — менее 0,1, иттрия и диспрозия — 2,9, гольмия — менее 0,1, эрбия — 0,1. Элементы цериевой группы составляют более 95 %, иттриевой — менее 5 % [42].

Пять пунктов минерализации сходного типа установлены на левом водоразделе р. Тас-Юрях, на водоразделе рек Джелу и Куранах. В пункте (V-5-38) обохренные пегматиты среди плагиогранитов архея содержат 0,1 % лантана, 0,1 % церия [144, 422].

Проявление у оз. Буричи (VI-2-50) представлено многочисленными пегматитовыми жилами (10—40 м) кодарского комплекса длиной до 400 м, прорывающими биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы архея. Они содержат гнездовые скопления редкоземельных минералов в эндоконтакте жил. Содержание (%): лантана — 0,01—1, церия — 0,015—2, циркония — 0,02—3, свинца — до 0,1 [426].

Пункты минерализации (V-4-79, V-4-73) представлены жилами пегматитов, прорывающими плагиограниты архея, содержащими церия 0,1—0,2 %, лантана — 0,02—0,03 %. На левом берегу р. Олекма (V-4-25) пегматитовая жила, рвущая породы олекминской серии, содержит лантана и церия по 0,2 % [422, 444].

По р. Икабъекан (V-3-39) в породах чарской серии установлена серия пегматитовых жил (до 6 м), длиной до 50 м с мелкорассеянной вкрапленностью и гнездами магнетита, ортита, монацита, циркона. По данным минералогического анализа двух проб содержание тантало-ниобатов 0,1—1,1 кг/т, ортита — 3 г/т, циркона — 15—52 г/т, уранторита — 1—4 г/т. По данным спектрального анализа в единичных пробах содержится (%): лантана — 0,008—0,02, церия — 0,01—0,03, тория — до 0,015 [407].

В бассейне р. Дывэктэ три пункта минерализации (V-2-10, 11, 23) приурочены к отдельным жилам пегматитов мощностью 1,2—7 м, длиной до 15 м с содержанием церия до 1 %, лантана — от 0,03—0,06 до 1 %. В одном пункте (V-2-10) установлен гафний — до 0,1 %, радий — 2,46 · 10^{-10} %. Пегматитовая крутопадающая жила (0,4—1,6 м), секущая биотитовые плагиограниты, содержат (%): редких земель — 1,1, церия — 1, лантана — 1, иттрия — 0,1—0,3, иттербия — 0,01 [115, 416]. Рядом (V-2-10) пегматитовые жилы в гнейсогранитах содержат редкие обособления монацита, циркона. По данным спектрального анализа содержание (%): лантана — 0,1, церия — 0,12, иттрия — 0,04, ниобия — 0,001. Здесь же обнаружены пегматитовые жилы с содержанием гафния 0,01—0,1 % [416].

В бассейне Сулумата (IV-2-20, 29, 30) установлены пегматитовые жилы (0,7—3 м) длиной до 300 м, реже кварцевые жилы, содержащие ортит, монацит, циркон, торит. Их распределение обычно неравномерное, гнездовое. По данным химического анализа они содержат (%): церия — 0,1—1,0, лантана — 0,01—0,3, реже — 0,6, иттрия — 0,003—0,06, иттербия — 0,001. Пункты минерализации (IV-2-7, 11, 28) аналогичны предыдущим, с добавлением содержания циркония от 0,01 до 0,6 % и гафния — 0,01—0,06 % [113].

На водоразделе ручьев Бол. и Мал. Чалбочи (VI-2-54) глыба пегматита среди глыб гнейсогранитов архея содержит лантана — 0,15 %, церия — 0,2 %, циркония — 0,1 % [426]. В правом борту р. Имангра (VI-5-1) в поле развития пород имангрской свиты архея жила пегматита содержит церия 0,4 %, лантана 0,03 % [422].

Проявление Куэнгрокан (VI-6-31) на участке 0,4 км^2 сложено биотит-гранатовыми гнейсами чебаркасской свиты, прорванными жилами биотитового зонального пегматита с неравномерной вкрапленностью циркона (70—270 г/т), монацита (260—760 г/т) мощностью до первых метров, длиной до 10 м. По данным химического анализа содержание суммы редких земель 0,03—2,85 %; по данным спектрального анализа (%): церия — 0,01—0,08, лантана — 0,01—0,1, иттрия — 0,001—0,003. Прогнозные ресурсы на глубину 100 м составляют (т): церия — 23,5, лантана — 47,8, иттрия — 3,85. В 1 км к югу от этого проявления жила пегматита содержит 0,18—1 % редких земель. В 1,5 км к юго-востоку от проявления еще одна пегматитовая жила содержит (%): редких земель — 0,28, церия — 0,15—0,5, лантана — 0,15—1,0, иттрия — 0,006, скандия — 0,001.

В бассейне р. Нижн. Сувельга (VI-6-33) отдельные пегматитовые жилы содержат 0,16—0,45 % редких земель [146, 456]. В пункте (VI-7-25) обнаружен развал глыб циркон-монацитовых пегматитов на площади 0,3 км^2. По данным спектрального анализа, содержание (%): церия — 0,3, лантана — 0,01, иттрия — 0,01, иттербия — 0,001 [414].

Проявление Окурдан (VI-9-10) сложено породами верхнеалданской свиты, прорванными аляскитовыми гранитами, в эндоконтакте которых наблюдаются жилы пегматитов мощностью 0,2—1,0 м. По данным минералогического анализа они содержат 100—210 г/т монацита, 33—65 г/т циркона. Спектральным анализом установлен 1 % церия, 1 % лантана [149, 455]. В верховье р. Джелинда (VI-9-21) установлены схожие жилы пегматита с вкрапленностью монацита, прорывающие аляскитовые граниты [149].

3. Тип редкоземельных гранитоидов раннего докембрия. Проявление р. Бол. Нимныр (IV-9-16) приурочено к биотитовым гранитам с содержаниями (%): La — 0,4, Ce — 1, Ti — 5. На проявлении р. Охогош (IV-3-48) зона катаклаза по архейским образованиям широтного простирания, длиной более 10 км контролирует в своей северо-западной части (полоса шириной 0,4 км, длиной более 1,5 км) две линейные площадные аномалии радиоактивности, отстоящие друг от друга на 200 м. Они связаны с лейкократовыми биотитовыми и аляскитовыми плагиогранитами. Всего установлено 14 тел этих гранитов длиной до 200 м, мощностью от 1—2

до 35 м. Помимо уран-ториевой минерализации, они содержат лантана — от 0,01—0,03 до 0,08 %, церия — 0,01—0,03 %, причем в двух пробах — до 0,1 % [407].

Пункт минерализации р. Кабаханыр (V-4-75) связан с архейскими плагиогранитами, катаклазированными, содержащими (%): церия — 0,1, лантана — 0,02, иттрия — 0,001 [422]. На этой же площади (V-4-1) гранито-гнейсы милонитизированные содержат в штуфе (%): церия — 0,1, лантана — 0,1 %, иттрия — 0,05, ниобия — 0,3 [419].

На правобережье р. Компангна (IV-1-41) выявлены глыбы ультраметагенных гранитов с содержанием по данным семи штуфных проб (%): церия — 0,2—0,5, лантана — 0,2—0,6, иттрия — до 0,1. Содержание монацита в них по данным минералогической пробы 3,6 кг/т [424].

На водоразделе рек Хара-Юрях и Эксачи (IV-2-1) крупнозернистые ультраметагенные граниты на площади 20 м^2 обогащены цирконом, ортитом, магнетитом. Спектральным анализом в них установлено (%): церия — до 1, лантана — 0,3, иттрия — 0,01, тория — 0,1—0,3, циркония — 0,003 [113]. По рч. Сулуматский (V-2-12) выявлена жила гранитов мощностью 4,5 м, длиной 50 м с содержанием лантана — 0,1 %, церия — 0,1 % в одной пробе [424]. На правом водоразделе р. Курунг-Юрях (V-3-21) гнезда ортита размером 5—7 см обнаружены в ультраметагенных гранитах. Содержание ортита в них от 1—2 до 15—25 %, присутствуют ильменит, магнетит, циркон. В штуфе спектральным анализом установлено содержание (%): церия — 1, иттрия — десятые доли процента, гадолиния — до 1, гафния — 1, циркония — более 1, тория — более 1 [407].

По р. Хардагас (III-8-62) широко распространены катаклазированные, эпидотизированные граниты с содержанием лантана до 0,1 %, церия — до 0,5 % по данным спектрального анализа [131]. В пункте (IV-4-25) интрузия (150 м) биотитовых гранодиоритов в гнейсах содержит рассеянную вкрапленность монацита. По данным спектрального анализа содержание церия 0,1 %, лантана — 0,02 % [133].

По р. Хани (V-4-44) две сколковые пробы из крупного массива порфировидных гранитов показали содержание (%): лантана — 0,1, церия — 0,1, висмута — 0,002 [444]. По р. Ср. Ченча (III-1-31) гранодиориты содержат (%): лантана — 1, церия — 0,1—0,6, иттрия — 0,04—0,06, иттербия — 0,005—0,006, циркония — 0,3—0,4 [458].

Проявление р. Бишь (VI-9-6) и пункт (VI-9-15) сложены мигматитами гранатовыми. В лейкократовой и меланократовой частях мигматитов установлена вкрапленность монацита, апатита [149, 455].

4. Эндогенная и приразломная минерализация палеозоя и мезозоя. В бассейне р. Бульджиней (III-2-8) в небольшом (700×100 м) выходе щелочных трахитов и трахитовых порфиров мезозоя, прорывающих отложения сеньской свиты, обнаружены три линзы альбититов шириной 10—50 м, длиной до 800 м. Содержание (%): лантана, церия, иттербия — до 0,02 каждого, циркония — до 0,04, иттрия — 0,0016, бериллия — до 0,015 [417].

Комплексный пункт минерализации редких земель и молибдена по р. Мокрый Кумах-Улах (III-1-41) приурочен к массиву щелочных сиенит-порфиров Солдат. Здесь обнаружены кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки в пределах массива и во вмещающих карбонатных породах рифея. Кварцевые жилы (от 0,5—5,0 до 40 см), связанные с зонами катаклаза и дробления, группируются в участки неправильной формы, реже в линейные зоны шириной 1,5—5 м, длиной до 30 м. Иногда в жилах присутствует флюорит, альбит. Содержание лантана 0,01—0,8 %, в одной пробе — до 6 %, церия — 0,1—3 %. Количественным спектральным анализом установлено (%): LiO_2 — 0,015—0,025, Rb_2O — 0,021—0,030, Cs_2O — 0,001. В шлифе установлена вкрапленность золота [442].

На водоразделе р. Прав. Нимгеркан и рч. Нуча (III-9-43) граниты и кварцевые порфиры, участками обохренные, содержат 0,3 % лантана, 0,5 % церия, 0,01 % мышьяка, 0,5 % фосфора, 0,001 % олова [132, 455].

В зоне надвига гранитов кодарского комплекса на отложения рифея (IV-2-4) между песчаниками и доломитами фиксируется зона брекчированных пород шириной 20 м. Надвиг прослежен на 5 км. В этой зоне содержание (%): вольфрама — до 0,02, олова — 0,001, ниобия — 0,01, ванадия и хрома — до 0,02 каждого, церия, лантана, циркония — до 0,03 каждого [113, 417].

К зоне диафтореза Каларского массива (VI-4-14) приурочен пункт минерализации, представленный гнейсоидами с содержанием (%): церия — 0,1, лантана — 0,01, циркония — 0,04 [422]. В зоне разлома (IV-4-7) катаклазиты среди гнейсов сильно карбонатизированные и серицитизированные с тонкой вкрапленностью гематита (до 10 %) содержат церия 0,1 %, лантана — 0,02 % [138].

5. Стратиформный тип. По р. Тепракан (VI-3-69) обнаружена крупноглыбовая элювиальная россыпь ортит-гранат-биотитовых кварцито-гнейсов среди архейских габброидов. Кварцито-гнейсы содержат лантана 0,05 %, церия 0,08 % [434]. По р. Чуга (IV-6-9) среди гнейсогранитов архея выявлены гранат-биотитовые гнейсы с содержанием лантана и церия по 0,1 %. По р. Джалтунда (IV-7-40) гранат-биотитовые гнейсы по данным сколкового опробования содержат по 0,1 % лантана и церия и 0,05 % иттрия [437]. Два пункта минерализации редких земель в бассейне р. Хангас-Нимгеркан (III-8-25, 26) связаны с гематитизированными кварцитами архея и содержат лантана — 0,05 %, церия — 0,3 % [131, 455].

В верховье рч. Нижн. Юсюрях (III-1-20) комплексный пункт минерализации олова, циркония, редких земель приурочен к грубозернистым гравелистым кварцитам пурпольской свиты. По результатам рентгеноспектрального анализа бороздовых проб в нем содержание (%): лантана — 0,6, иттрия — 0,1, церия — 0,6, иттербия — 0,004. Минералогическим анализом установлены содержания (кг/т): монацита — 5,8, циркона — 0,015, циркона радиоактивного — 0,053 [458].

На р. Хани (V-4-32) нижнепротерозойские песчаники содержат церия 0,02 %, лантана — 0,03 % [444]. Южнее (V-4-39) из контакта юрских отложений с подстилающими протерозойскими песчаниками из последних взято четыре сколковые пробы, в которых установлено содержание (%): лантана — 0,01, церия — 0,01, цинка — 0,016, меди — до 0,03 [444].

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (ИТТРИЕВЫЕ И ЦЕРИЕВО-ИТТРИЕВЫЕ). Оруденение этой сложной группы представлено: 1) метасоматитами; 2) редкоземельными пегматитами; 3) редкими проявлениями иных типов.

1. Метасоматиты. Комплексное месторождение Катугинское представлено двумя участками. Участок Центральный (VI-3-43) занимает площадь 10 км^2. Здесь выделено 38 рудных тел и десятки локальных и монометалльных ореолов рассеяния. В поле рудного тела № 1 на площади 0,04 км^2 обнаружено девять мелких зон катаклаза, альбитизации, окварцевания с аномальным содержанием ниобия, тантала, бериллия, иттриевых редких земель, молибдена, вольфрама, олова, галлия, стронция, меди, свинца, цинка, бария. Здесь выделены редкоземельно-бериллиевые руды, приуроченные к зонам трещиноватости на контакте гнейсогранитов и сланцев.

Рудные тела имеют пластовую форму, они прослежены на десятки и сотни метров (до 250 м) при мощности до 1—2 м. Околорудные изменения

выражены в альбитизации и флюоритизации гнейсогранитов и амфиболитизации и биотитизации кристаллосланцев аянской свиты. Эти же измененные породы слагают рудное тело. Оруденение выражено в виде вкрапленности, гнездовидных скоплений (до 10 см) и прожилков мощностью до 3 см гадолинита, оранжита, иттроортита, гельвина, циркона, которым сопутствуют молибденит, шеелит, ортит, реже монацит.

Распределение рудных минералов неравномерное. Богатые гнезда размером 1×0,5 м разделены бедными участками протяженностью от первых до первых десятков метров. По данным химического анализа содержание в богатых гнездах (%): редких земель 2,1—5,06, бериллия — 0,17—0,48, ниобия — 0,006—0,013, тантала — до 0,003; в бедных рудах: редких земель — 0,027—0,84, бериллия — 0,01—0,2, ниобия — 0,005—0,028, тантала — до 0,003. Поэлементное определение редких земель в рудных минералах показало резкое преобладание элементов иттриевой группы.

Тантал-ниобиевые руды залегают в виде тел (от 0,6—0,8 до 2,5 м) пластовой формы длиной до 700—800 м. Околорудные изменения выражены во флюоритизации, окварцевании, грейзенизации. Оруденение представлено тантал-ниобиевым силикатом титана, ксенотимом, монацитом, цирконом, молибденитом, шеелитом, пиритом. Содержание (%): тантала — 0,03, ниобия — до 0,4, циркония — до 1,3. Обнаружены промежуточные типы руд. Для них характерно высокое содежание (%): редких земель существенно иттриевой группы — до 3,12, тантала — до 0,04, ниобия — до 0,53, циркония — до 5. Прогнозные запасы по шести рудным телам участка из 38 тел составили: редкие земли иттриевой группы — 6200 т, тантал — 150 т, ниобий — 2500 т, бериллий — 500 т, цирконий — 10 тыс. т [119, 426].

В ряде пунктов участка обнаружена молибденитовая минерализация в кварцевых жилах, представленная вкрапленностью молибденита в редких мелких гнездах размером до 10 см в диаметре.

На участке Восточный (VI-3-44) тантал-ниобиевые рудные тела в гнейсовидных щелочных гранитах и граносиенитах обычно неправильной формы вытянуты вдоль северного и юго-восточного контактов массива гранитов и разделены участками бедных руд. Оруденение представлено вкрапленностью пирохлора размером 2—3 мм. Содержание тантала достигает сотых долей процента, отношение содержания тантала к ниобию 1 : 10, 1 : 20. Редкоземельно-бериллиевые руды по данным химического анализа содержат 1,94 % редких земель при равном соотношении иттриевых и цериевых групп, Be — до 15 %, Nb — 0,003 %, Ta — 0,003 %. Прогнозные ресурсы TR + Ta + Nb оценены как крупные [119].

Проявление Аргукан (V-3-3) расположено на площади 7,0×1,8 км, сложенной биотит-амфибол-кварц-полевошпатовыми метасоматитами. Они простираются в субмеридиональном направлении, с крутым падением на восток. Суммарная протяженность этих пород 3,6 км, ширина выхода 100—300 м. Рудная минерализация представлена цирконом, торитом, ортитом, флюоритом, сфеном, монацитом, апатитом. Частично метасоматиты катаклазированы. Здесь по данным полуколичественного спектрального анализа установлено (%): церия — 0,03—0,3, лантана — 0,001—0,1, иттрия — 0,003—0,1, иттербия — 0,0003—0,01, ниобия — 0,003—0,2, тантала — 0,003—0,05, циркония — 0,01—0,3, урана — 0,03—0,07, тория — 0,01—0,1, олова — до 0,005, бериллия — до 0,001, вольфрама — до 0,01, свинца — до 0,2.

На крайнем севере зоны катаклазированных метасоматитов, на участке их пересечения с субширотным разломом, обнаружено три сближенных линзовидных тела размером от 0,3—0,6 до 0,35×1,0 м. Они сложены массивной черной породой с большим удельным весом и высокой радиоактивностью. Порода содержит (%): магнетит — 40, биотит, хлорит — 20—25, эпидот — 10—15, полевой шпат и кварц — 10, монацит — 1—1,5, апатит — 2—3, циркон — около 1, флюорит — 5, единичные зерна ксенотима. Полуколичественным спектральным анализом в ней установлено содержание (%): церия — более 0,1, лантана — 0,1, иттрия — более 0,03, иттербия — более 0,003, циркония — 0,1, бериллия — 0,002. Количественный спектральный анализ трех проб показал содержание суммы редких земель — 1,24, 0,32, 0 %; Nb_2O_5 — 0,047, 0,027, 0 %; в одной пробе ZrO_2 — 0,40 %.

По левобережью р. Кабакан (V-3-25) в делювии найдены ортитоносные амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые метасоматиты (La — 0,08 %, Ce — 0,1—0,5 %, Y — 0,2 %) [419, 455].

Проявление Память в 500 м к северу от пункта (VI-6-22) на площади 1×0,3 км представлено жилами и линзами метасоматитов длиной первые десятки метров, мощностью 0,2—15 м. Они состоят из альбита-олигоклаза, микроклина, кварца, магнетита, щелочной роговой обманки. По данным спектрального анализа, эти породы содержат (%): лантана — 0,0003—0,1, церия — 0,01—0,05, иттрия — 0,002—0,1, иттербия — 0,0005—0,01, ниобия — 0,0015—0,1, циркония — 0,04—0,3, урана — 0,01—0,06; золота — 0,1—10 г/т. Прогнозные ресурсы этого проявления составили (т): церия — 280, иттрия — 378, урана — 260.

Проявление Сирокан (VI-6-23) является восточным флангом проявления Память, где рудоносные жилы и линзы кварц-магнетитовых, кварц-микроклиновых метасоматитов с флюоритом мощностью первые десятки метров и длиной 2—3 км приурочены к милонитизированным гранитам. Жилы содержат в сумме иттербия и иттрия 0,065 %, церия и лантана — 0,025 % [456].

По р. Хани (V-3-31) в делювии выявлены биотит-кварц-полевошпатовые метасоматиты из краевой части зоны милонитизации, которые содержат (%): церия — более 1, лантана — 0,05—0,2, иттрия — до 0,01 [419].

Проявление Верхняя Камканда (V-3-15) площадью 2,5×0,75 км сложено пятнисто-полосчатыми метасоматитами амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми. В них выявлена зона (350—400 м) тектонического нарушения, в пределах которой широко развиты калиевый и (в меньшей степени) натриевый метасоматоз. На протяжении не менее 6 км здесь выделяются три разновидности рудных образований. Это широко распространенные амфибол-биотит-кварц-микроклиновые метасоматиты крупнозернистые, красные порфиробластические с ортитом, цирконом, сфеном, флюоритом. Ортит и магнетит образуют гнезда размером до 15 см². В меньшей степени распространены амфибол-биотит-кварц-альбитовые метасоматиты, слагающие линзообразные тела (до 50 м) длиной до 200 м. По полуколичественному спектральному анализу они содержат (%): лантана — до 0,07, церия — до 0,01, иттрия — до 0,02, иттербия — 0,004. В одной пробе установлено (%): лантана — 0,1, иттрия — 0,02, иттербия — 0,0015, ниобия — 0,01.

Третьей разновидностью являются катаклазированные жилообразные тела биотит-амфибол-кварц-полевошпатовых метасоматитов мощностью от нескольких сантиметров до первых метров, длиной до 100 м с нечеткими контактами. Они выполняют серию сближенных трещин в зоне длиной 1 км, шириной 150 м, где насыщенность жилами 35—40 %. По данным сколкового и линейно-точечного опробования полуколичественным спектральным анализом установлено содержание (%): лантана — 0,001—0,04, церия — до 0,2, иттрия — до 0,03, иттербия — до 0,002, ниобия — до 0,1, вольфрама — до 0,01, циркония — до 0,04. В одной пробе содер-

жание (%): иттербия и иттрия — более 1 каждого, ниобия — 1,0, тантала — 0,2, вольфрама — 0,03 [419, 455].

По р. Катугин (VI-2-45) выявлены зоны микроклин-кварцевых метасоматитов малых размеров с гнездовой вкрапленностью (кг/т): монацита — 0,7—2,5, рабдофанита — 2—17, ксенотима — 0,03, ортита — 0,07, торита, уранторита — 0,65—3,3. По данным штуфного и бороздового опробования содержание (%): церия — 0,5—3, лантана — 0,3—2, иттрия — 0,1—2,0, иттербия — 0,01—0,1 [42].

Рядом к зоне (1 м) кварц-альбитовых метасоматитов с флюоритом, ортитом, торитом приурочено проявление (VI-2-45), где в штуфах установлено (%): иттрия — 0,5, иттербия — 0,05, лантана — 0,15, церия — 0,2, свинца — 0,2, молибдена — 0,05, вольфрама — 0,01 [426].

2. Редкоземельные пегматиты. По р. Крестях (III-6-6) биотит-амфибол-диопсидовые кристаллосланцы крестяхской свиты прорваны жилами пегматитов и лейкократовых гранитов. По данным спектрального анализа штуфа содержание в них (%): иттрия — 0,03, иттербия — 0,01, ниобия — 0,3, олова — 0,01, бериллия — 0,003, циркония — 0,3, стронция — 0,03 [129].

Пункт минерализации Очек (IV-6-3) представлен пегматитовыми жилами, прорывающими граниты кодарского комплекса. Выявлено 36 жил, из них 14 жил амазонитовых пегматитов. Все жилы имеют вертикальное падение, простирание субмеридиональное. Редкоземельная минерализация приурочена к четырем жилам (2—3 м) микроклин-амазонитовых и микроклин-плагиоклазовых пегматитов длиной 110—450 м. По данным спектрального анализа содержание иттрия — 0,02—1 %, иттербия — 0,01 %. Прогнозные ресурсы иттрия — 484,6 т, иттербия — 25,6 т. Сопутствующими компонентами могут быть литий, бериллий, олово, ниобий.

Рядом (IV-6-31) в пегматитах содержание (%): иттрия — 0,1, иттербия — 0,01, ниобия — 0,15—0,1 [436, 455].

По рч. Эмергачи (VI-2-4) в грейзенизированных гранитах на площади 1 км^2 обнаружены многочисленные пегматоидные обособления. Они содержат лепидолит, флюорит, турмалин. По данным спектрального анализа содержание (%): лития — 0,035, иттербия — 0,05, иттрия — 0,08 [435].

По р. Куорта (IV-6-12) биотитовые граниты с флюоритом на площади около 2 км^2 содержат (%): лантана — 0,1, церия — 0,1, иттрия и иттербия — по 0,3, ниобия — 0,01 [135]. Граниты с вкрапленностью сульфидов на правом берегу р. Амедичи (IV-7-57) содержат иттрия и иттербия до 1,1 % [437].

В проявлении Бол. Тора (V-2-6) в зоне разлома на протяжении 2 км (площадь 1,5 км^2) обнаружены четыре пегматитовые жилы мощностью 0,4—1,6 м, длиной 10 м, 40 кварцевых жил мощностью 0,1—1,5 м и кварц-карбонатных жил мощностью до 4 м, длиной до 30—35 м. В пегматитах установлен ортит. Они по данным химического анализа содержат до 0,67 % редких земель. По данным спектрального анализа (%): лантана — 0,1, гадолиния — 0,1, иттербия — 0,003—0,01, иттрия — 0,03—0,1, гафния — 0,03, циркония — 0,3. Редкоземельная минерализация в кварцевых жилах приурочена к редким гнездам пирита размером до 0,15 м^2. Здесь по данным химического анализа двух штуфов содержится 0,02 и 0,04 % редких земель, а также 13,6 г/т серебра и 0,06 г/т золота [115, 416].

По р. Девак (V-2-23) пегматитовые жилы (до 2 м) длиной до 20 м секут гипербазиты и гнейсы имангрской свиты. По данным химического анализа они содержат 0,40 % редких земель. Спектральным анализом установлен гафний — 0,06 %, галлий — 0,001 %, стронций — 0,03 %.

Рядом на площади 400×50 м небольшой штокверк мелких жил. На северо-западном фланге разлома в 4—5 км от этого проявления — поле пегматитовых жил на площади 1,5 км^2. Выделено пять ортитоносных жил мощностью 0,5—6 м, длиной 6—20 м. На юго-восточном фланге разлома установлен участок монацитоносных мигматитов площадью 250×250 м. Всего в этом районе отмечено 37 пегматитовых жил и пять участков мигматизации, содержащих ортит, монацит, иногда фергюссонит, поликраз-эвксенит. По данным химического анализа содержание суммы редких земель от 0,01—0,05 до 2,78 %. Они представлены цериевой группой, иногда с иттрием (до 0,1—0,3 %), иттербием (0,01—0,03 %) [115, 416].

По р. Саку (V-3-60) амфиболовые гнейсы пронизаны жилами пегматитов (0,1—0,5 м), которые содержат ортит в виде неравномерной мелкой вкрапленности или крупных (до 3 см) выделений, а также сросшиеся агрегаты ортита, магнетита, монацита, циркона. По данным минералогического опробования содержание (кг/т): ортита — 1,5, циркона — 3,9, монацита — 2,6, магнетита — 44, ильменита — 18. Спектральным анализом точечных проб в пегматитах установлено (%): иттрия — до 0,06, редко до 0,1, иттербия — до 0,003, лантана — 0,01 (редко до 0,1—1), циркония — обычно 0,01 (редко 0,1—0,3), в двух пробах церия — 0,1—0,6 [116].

В верховьях рч. Ян (VI-7-10) пегматитовая жила (4 м) залегает в гнейсах и кристаллосланцах зверевской серии. Рудные минералы представлены ортитом, монацитом, цирконом, пиритом, пирротином, галенитом, молибденитом, шеелитом. Редкоземельная минерализация установлена во внешних зонах, суммарная мощность которых 0,3—1,4 м, длина более 100 м. Содержание суммы редких земель по данным химического анализа бороздовых проб от 0,86 до 1,63 %. По данным спектрального анализа этих проб содержания (%): церия — 0,3—1,0, лантана — 0,03—0,1, иттрия — 0,03—0,1, иттербия — до 0,03, циркония — 0,01—0,03, ниобия — 0,003—0,03, олова — 0,01 [147].

В верховье р. Кегей (III-2-10) субмеридиональная зона милонитизации и катаклаза в гнейсогранитах насыщена маломощными (до 0,1 м) пегматоидными жилами в виде линз (ширина 0,4 км, длина 3 км), прожилков, содержащими (%): лантана и церия — по 0,03, иттрия — до 0,01, бериллия — до 0,002 [417].

3. Редкие проявления оруденения невыясненного типа. По р. Чуга (IV-6-17) ультраметагенные гнейсограниты позднего архея по данным сколкового опробования содержат (%): лантана — 0,1, церия — 0,05—0,02, иттрия — 0,02. Рядом (IV-6-27) эти же породы содержат (%): лантана — 0,08—0,02, церия — 0,05—0,1, иттрия — 0,08, бария и стронция — по 0,02. Поблизости (IV-6-39) гнейсограниты содержат (%): лантана — 0,1, церия — 0,05, иттрия — 0,02, ниобия — 0,03, бериллия — 0,005 [437].

В проявлении Подкова у пос. Митинга (VI-9-42) биотит-гранатовые мигматиты содержат монацит, пирит, пирротин, марказит, халькопирит, рутил, ильменит. Спектральным анализом установлено содержание (%): церия — 0,2, лантана — 0,01, иттрия — 0,003, иттербия — 0,003—0,1 [149, 455].

Проявление Треугольник (VI-9-35) расположено в бассейне Кабакты. Здесь в кварцитах установлена монацитовая жила (от 2—3 до 60 см) длиной 6 м. Она сложена среднезернистым красно-бурым монацитом (90 %), магнетитом, цирконом, единичными зернами ксенотима, оранжита, рабдофанита. Спектральным анализом установлено содержание (%): церия — 0,1—1,0, лантана — 0,3—1,0, иттрия — 0,03—1,0, иттербия —

0,01—0,03. Во вмещающих породах редкие земли содержатся в количестве от сотых до десятых долей процента [455].

В бассейне Олекмы (V-5-5) пласт серицитизированных кварцитов сырылырской серии длиной 1,2 км и мощностью 10—15 м содержит по данным штуфного опробования (%): лантана — 0,05, церия — 0,05, иттрия — 0,01 [430].

Пункт минерализации, связанный с мезозойскими жилами кварца с горным хрусталем (III-9-81), содержит 0,03 % лантана, 0,1 % церия, 0,01 % иттрия, 0,03 % иттербия, 0,1 % свинца [132].

По р. Чара (V-2-39) скиалиты слоев гранатовых кварцитов мощностью до 5 м в плагиогранитах архея содержат (%): иттрия — 0,08, лантана — 0,02, церия — 0,03, циркония — 0,03, ниобия — 0,001 [416]. На водоразделе р. Аянах и рч. Медленный (III-1-30) конгломераты и песчаники джемкуканской свиты на протяжении 650 м содержат (%): иттрия — до 0,1, иттербия — до 0,007, лантана, церия — до 0,02, циркония — до 0,04 [417].

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (без разделения на группы). Редкоземельное оруденение приурочено: 1) к редкоземельным кристаллосланцам; 2) пегматитовым жилам мощностью до 7 м; 3) минерализованным разломам; 4) россыпям.

1. Редкоземельные кристаллосланцы обнаружены на комплексном месторождении Пионерское (IV-8-76) в железных рудах, представляющих собой сфен-скаполит-салит-магнетитовые породы (иногда слоисто-полосчатые), установлены прослои, обогащенные ортитом. Минералом-носителем TR является ортит (лантан, церий, реже иттрий) и сфен. Основная часть руды со средним содержанием TR — 0,1 % сосредоточена в лежачем боку наиболее мощной части рудного тела. В богатых рудах TR до 1,26 %. Подсчитанные ресурсы по категории C_2 — 17,87 тыс. т при $TR_{ср}$ — 0,16 %, прогнозные — 36,88 тыс. т [137, 420].

На комплексном месторождении Гематитовое (IV-9-40) редкоземельное оруденение приурочено к богатым гематитовым рудам и связано с апатитом. По данным В. М. Кравченко, среднее содержание TR — 0,18 %. Прогнозные ресурсы — 68,4 тыс. т руды. По данным В. В. Шошина, содержание $TR_{ср}$ — 0,03—0,05 % и соответственно прогнозные ресурсы не более 15 тыс. т [138, 420].

2. Редкоземельные пегматиты. Жилы ортитоносных пегматитов в гнейсах и мигматитах архея обнаружены в пунктах: (III-8-4) с содержанием TR — 0,03 %; (VI-4-39) [144, 422]. Жилы ортит-циркон-монацитовых пегматитов в гнейсах и мигматитах архея обнаружены в пунктах (V-3-1; VI-5-17; VI-7-12; VI-8-64, 44, 24) с содержанием TR — 0,02—0,5 %; (VI-3-34) и (VI-2-39) с содержанием TR — 0,01—0,04 % [118, 435].

Жилы монацитовых пегматитов в гнейсах и мигматитах обнаружены в пунктах (V-2-5) с содержанием TR — 0,06—0,67 %; (VI-7-21) с содержанием TR — 0,8—1,3 % [115, 147].

3. К минерализованным разломам приурочено проявление Усмунское (III-9-88). В тектоническом контакте кристаллосланцев федоровской серии с гиперстен-плагиоклазовыми гнейсами нимнырской свиты оруденелыми являются вмещающие катаклазированные и лимонитизированные диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы и кальцифиры, а также жилы кварцевые (иногда с гематитом). Выявлено три линзы (15—37 м) означенных пород длиной до 160 м. Среднее содержание суммы редких земель 0,915 %, прогнозные запасы составляют 2000 т.

Пункт минерализации р. Дырынмакит (VI-5-21) приурочен к зоне разлома, где биотитовые гнейсы и сланцы милонитизированы, катаклазированы и инъецированы монацит-ортит-цирконсодержащими кварц-полевошпатовыми породами. Выделено шесть участков этих образований мощностью 5—40 м. С мигматитами связаны четыре пункта сходной минерализации (VI-4-42, 47, 48, 49). Сумма редких земель не превышает сотых долей процента [144, 422].

Пункт минерализации р. Жуя (II-1-12) приурочен к известковистым катаклазированным лимонитизированным песчаникам жербинской свиты (TR — 0,137 %) [106].

4. Россыпи кайнозойские. В регионе установлены два россыпных месторождения и ряд проявлений россыпей минералов редких земель цериевой группы. Они сосредоточены в восточной части территории.

Месторождение Монацитовое (IV-9-12) [138, 423]. В 1947 г. балансовые запасы монацита по категории C_1 составили 3641,8 т. В 1951 г. россыпь частично отработана. В 1968 г. здесь выделен крупный ореол рассеяния лантана, церия. Содержание лантана 0,01—0,05 %, церия — 0,1—0,2 %.

Комплексное месторождение редких земель и титана на р. Лев. Нимгеркан (IV-9-25) [420]. Содержание монацита в среднем 720 г/м^3. Концентрация монацита, ильменита, циркона, рутила выявлена в виде тонких (0,1—1,5 м) быстро выклинивающихся линз в русловом аллювии, а также в отложениях поймы и двух надпойменных террас. Ильменитсодержащие линзы обнаружены только в верхней части разреза русловых и пойменных отложений, в надпойменных террасах ильменитсодержащие линзы расположены беспорядочно по всему разрезу. Запасы ильменита и рутила на участке 4,8 км россыпи составили 2959 т при среднем содержании 17 кг/м^3. Общие его запасы 11,8 тыс. т. Содержание циркона на отрезке 8 км составило 0,1—0,2 кг/м^3.

Проявление Хардагасское (IV-9-1) представляет собой прерывистую аллювиальную россыпь ильменита, монацита, циркона длиной 15 км. В верхней и нижней части этого отрезка долины р. Хардагас преобладает монацит, в средней — ильменит. Содержание (кг/м^3): ильменита — от 1 до 16, монацита — не более 1, циркона — 0,1—0,2.

Проявление Николкин Ключ (IV-9-2) [455] представлено аллювиальной россыпью длиной 4 км с содержанием монацита не более 1 кг/м^3, ильменита — 4—10 кг/м^3. В русле р. Манахта (IV-9-5) обнаружена аллювиальная россыпь, содержащая монацит до 1 кг/м^3.

Россыпное проявление Большой Нимныр-1 (IV-9-6) включает также россыпи Халтымалахскую и Малохалтымалахскую. Общая их протяженность 12 км. Содержание (кг/м^3): монацита — не более 1, ильменита — не более 10, циркона — 0,1—0,2.

Проявление Ороченка-Раздольное (IV-9-11) представлено аллювиальной россыпью длиной 14 км с содержанием монацита не более 1 кг/м^3, ильменита — не более 15 кг/м^3. В верховье р. Леглиер (IV-9-31) аллювиальные отложения на протяжении 5 км содержат (кг/м^3): монацит — 0,2—0,5, ильменит — 5—11, циркон — 0,1.

Аллювиальная россыпь р. Леглиер (IV-9-91) длиной 8 км содержит монацита 0,1—0,2 кг/м^3 [138, 420]. По долине р. Эрге (V-9-1) аллювиальная россыпь содержит знаки монацита. В русле р. Аччыгый-Нимныр (IV-8-12) аллювиальная россыпь содержит 70—100 г/м^3 монацита, в некоторых пробах до 10 кг/м^3 [137]. Проявление Амутканское (IV-8-19) представлено аллювиальной россыпью длиной 6 км с такими же содержаниями монацита. Проявление монацита Хаир (IV-8-49) представлено аллювиальной россыпью длиной 2,5 км с содержанием монацита 0,1 кг/м^3.

Комплексное россыпное проявление Большой Нимныр (III-9-111) представлено аллювиальной россыпью с содержанием (кг/м^3): ильменита — 28—68, монацита — 0,2—1,0, циркона — до 0,5 [455].

В регионе установлено пять шлиховых ореолов рассеяния редкоземельных минералов. Шлиховой ореол (III-1-9) связан с гранитами кодарского комплекса. В верховье правого притока р. Сыгыкта (V-1-1) в аллювии установлены знаки ксенотима, монацита, ортита. Шлиховой ореол р. Хатыми (V-9-1) характеризуется монацитом, который присутствует в каждой пробе в знаковых содержаниях. По долине р. Тимптон (V-9-2) в аллювии установлено знаковое содержание монацита. В бассейне р. Чильчи (VI-6-13) установлен ореол циркона, монацита, ильменита, молибденита, который приурочен к Чильчинскому разлому [146].

Металлометрический ореол р. Килиэрги (II-7-1) приурочен к зоне разломов северо-восточного простирания, насыщенной дайками долеритов и кимберлитов. Максимальное содержание церия 0,3—0,5 %, лантана — 0,1 % по результатам спектрального анализа [427]. Ореол рч. Яелах (IV-5-2) оконтурен по содержанию (%): иттрия — 0,005—0,2, лантана и церия — 0,02—0,05, ниобия — 0,03—0,07 [436]. По рч. Иранник (IV-5-6) в зоне развития щелочных метасоматитов содержание в ореоле (%): иттрия — 0,01—0,05, лантана и церия — по 0,1, ниобия — до 0,02. По долине р. Мал. Мелемкен (V-9-3) по данным спектрального анализа выделен ореол лантана, содержание которого до 0,01 % [143].

Геохимическая аномалия по вторичным потокам рассеяния установлена в верховье ручьев — левых притоков р. Чильчи (VI-7-2). В вершине нижнего левого притока р. Талума (VI-6-3) геохимическая аномалия площадью 1 км^2 оконтурена по содержанию иттрия более 0,03 % [456].

УРАН. Основными генетическими типами являются: 1) ураноносный торий-редкоземельный в кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитах; 2) ураноносный торий-редкоземельно-редкометалльный в квальмитах; 3) урановорудный в эйситах и эйситизированных породах; 4) урановорудный в фенитах; 5) золото-урановорудный в гумбеитах и гумбеитизированных породах; 6) фосфорно-урановый в цеолититах и цеолитизированных породах; 7) урановый в сульфатно-карбонатно-галлоидных гидротермалитах.

1. Тип уран-торий-редкоземельных кварц-плагиоклаз-ортоклазовых метасоматитов. Месторождение Увальное (III-9-28) вмещает оруденение, которое локализуется в телах кремнещелочных метасоматитов, имеющих согласное залегание с гнейсами нимнырской свиты. Рудные тела мощностью до первых метров имеют уплощенно-вытянутую жилоподобную и линзовидную форму и длину от первых до нескольких десятков метров и редко — первые сотни метров. Рудные тела в пегматоидных, часто порфиробластических гранитах представлены полевошпат-кварцевыми и биотит-кварцевыми метасоматитами и содержат уранинит, ассоциирующий с молибденитом, биотитом, циртолитом, ураноторитом, монацитом, магнетитом. Содержание урана в рудных телах от 0,03 % на мощность 0,7 м до 0,0435 % на мощность 0,5 м, содержание тория от 0,004 до 0,131 %. Элементами-спутниками являются торий, свинец, молибден, иногда цирконий.

2. Тип ураноносных торий-редкоземельно-редкометалльных квальмитов. На месторождении Мраморное (V-1-23) рудные тела сосредоточены в кварц-полевошпатовых метасоматитах, минералы породообразующие — альбит, кварц, диопсид, сфен; второстепенные — пренит, тремолит, волластонит, гранат, эпидот; акцессорные — апатит, циркон, ортит, титаномагнетит, ильменит. В рудах отмечается пространственная разобщенность уранинита и браннерита. Браннерит образует вкрапления из отдельных кристаллов или гнезд, не обнаруживая отчетливой парагенетической связи с диопсидом и сфеном. В полосчатых метасоматитах кристаллы браннерита распределяются в виде цепочек, ориентированных согласно полосчатости.

Кристаллы уранинита приурочены к гнездообразным скоплениям зерен диопсида, пренита и сопровождаются повышенным содержанием сфена. Уранинит тяготеет к зонкам трещиноватости.

Месторождение Хадатканда (V-1-44) размещено среди мраморов и песчаников бутунской свиты, прорванных телами диоритов и гранодиоритов. Рудные тела сосредоточены как среди тел собственно кварц-полевошпатовых метасоматитов согласных и секущих, так и в линзах скарнированных и сульфидизированных известняков. Главными минералами метасоматитов являются альбит, калиевый полевой шпат, диопсид, актинолит, второстепенными — эпидот, цоизит, гранат, биотит, кальцит. Акцессорные — сфен, апатит, урановорудные — урановая слюдка, часто в ассоциации с пиритом, халькопиритом, редко молибденитом и галенитом. Слюдка образует вкрапления размером от долей до 3—5 мм, редко прожилки и гнезда. Ее выделения часто приурочены к зернам диопсида.

Главные рудные тела (10—70 см) месторождения приурочены к зонам трещиноватости в метасоматитах и имеют длину до 10 м. Содержание урана в рудах 0,1 %. В линзах скарнированных известняков уранинит и браннерит образуют мелкую (от долей до 1,5 мм) спорадическую вкрапленность.

3. Тип урановорудных эйситов и эйситизированных пород. Месторождение Беркакит (VI-8-11) размещается среди метаморфических образований курультинской серии, где приурочено к зонам трещиноватости, брекчирования, катаклаза, развитым по гранитоидам и квальмитам позднеархейского возраста, а также дайкам сиенитов раннего протерозоя (?). Зоны брекчирования и катаклаза имеют близмеридиональное, реже северо-восточное простирание и длину до 1,5—3 км, мощность до 300 м. Протяженность отдельных швов внутри таких зон 250—300 м, ширина не более 20 м. Брекчии сцементированы эйситом, состоящим из альбита, хлорита, карбоната, гематита. Относительно богатые настуран-уранинитовые руды приурочены к участкам интенсивно эйситизированных пород. Содержание урана в штуфных пробах до 0,184 %, среднее содержание урана в бороздовых пробах 0,06 %, тория — 0,007 %. Вторичные минералы — уранотил, склодовскит, торбернит. В рудных брекчиях отмечаются вышекларковые содержания фосфора, лантана, церия, реже — иттрия, ванадия, кобальта.

Сходные проявления известны в приконтактных частях Ярогинской грабен-синклинали, в низовьях Унгры, в бассейнах рек Иенгра и Тимптон, где некоторые из них обладают смешанной, а иногда отчетливо ториевой природой радиоактивности.

Месторождение Читкандинское (V-3-68) содержит как оруденелые участки сингенетического накопления урана в отложениях читкандинской и александровской свит, так и урановорудные скопления явно гидротермально-метасоматического генезиса. Ураноносные образования представлены измененными браннерит-магнетитовыми метапесчаниками в нескольких пластах (0,1—2,5 м) длиной до сотен метров. Часто это серии параллельно идущих, линзующихся пластов, расположенных кулисообразно. Наличие прослоев, обильно насыщенных магнетитом, браннеритом, цирконом, рутилом, обусловливает полосчатость песчаников (нередко с турмалином, ильменитом). На перекристаллизованные песчаники наложены поздние процессы, приведшие к биотитизации и альбитизации и более поздней сульфидизации с окварцеванием и переотложением урана в виде окислов. Выделяются несколько разновидностей урансодержащих песчаников:

1. Биотитизированные ураноносные браннеритсодержащие магнетитовые метапесчаники (урана 0,011 %, редко 0,11 %).

2. Альбитизированные ураноносные метапесчаники с магнетитом (урана 0,0011—0,011 %) с линзообразными и неправильной формы телами (до 1,5 м) альбититов, прослеженных на 10—20 м по простиранию и 10—15 м по падению. Браннеритовая минерализация вкрапленная и гнездово-вкрапленная приурочена к зонам дробления в альбититах.

3. Сульфидизированные (вкрапленно-гнездовый пирит) браннерит-магнетитовые метапесчаники встречаются спорадически, образуя линзы и гнезда (урана от 0,001—0,011 %).

4. Тип урановорудных фенитов. Рудные объекты в фенитах представлены в регионе лишь незначительными по масштабам проявлениями и генетически связаны с интрузиями щелочных пород алданского комплекса и его аналогов. Они известны в районах Атбастах-Торгойском, Эльконском, Дес-Эвотинском и Южно-Угусском. На карте объекты этого типа не показаны ввиду их незначительности.

5. Тип золото-урановорудных гумбеитов и гумбеитизированных пород представлен в пунктах минерализации, не отображенных на карте, поэтому его описание дается в сводной форме по районам.

I. Дёс-Леглиерский район представляет собой узкую (2 км) субширотную зону длиной до 15 км, которая (Гребенюк, 1982) проявлена на местности сетью мелких трещин, микробрекчиями, катаклазитами и гидротермально-метасоматическими новообразованиями уровня гумбеитов, развитыми в сетчато-прожилковой и интерстициально-объемной формах. Урановое оруденение представлено маломощными настуран-карбонатными прожилками, развитыми как в основных структурах субширотной полосы разломов — Северной и Десовской, так и в оперяющих их субмеридиональных трещинах. Урановорудные объекты относятся к уранинит-браннерит-настурановому минеральному типу, который иногда дополняется коффинитом, урановыми чернями и вторичными минералами урана, а также сфеном и молибденитом. Концентрация урана в рудах обычно составляет первые десятые доли процента на мощность в десятки сантиметров. Элементами-спутниками являются серебро, висмут, молибден, золото.

II. Эльконский район с сетью крупных мезозойских разломов в фундаменте и чехле, многие из которых несут урановую минерализацию. Одной из главных вещественных составляющих района являются пирит-карбонат-адуляровые метасоматиты (гумбеиты), которые и определяют положение рудных тел рудопроявлений, оруденение прослеживается в зонах мощностью 2—5 м на длину 10—700 м, а на глубину — до 2 км. Системы сближенных рудных тел образуют рудные залежи протяженностью до первых километров, кулисообразно сменяющие друг друга. Основной рудный минерал — браннерит, а также продукты его изменения, реже встречается коффинит, постоянно присутствуют золото, серебро, молибден.

III. В Алдано-Чульманском районе рудные объекты приурочены к базальным слоям отложений, к горизонтам серых средне-крупнозернистых кварц-полевошпатовых песчаников гумбеитизированных. Форма залежей пластообразная, их мощность первые десятки метров. Они имеют зональное строение (сверху вниз): I — зона натровых (альбитовых) гумбеитов; II — зона калий-натровых (адуляр-альбитовых) гумбеитов; III — зона калиевых (адуляровых) гумбеитов. На гумбеиты накладываются более поздние гидрослюдисто-карбонатные метасоматиты. Урановорудные тела тяготеют к зоне II и ее границе с зоной III. Рудные тела (до 3 м) имеют линзо- и пластообразную форму, равномерно распределены по разрезу и прослеживаются до 350 м (урана — первые сотые доли процента). Рудные минералы представлены фторапатитом, гояцитом, урановой чернью, настураном, гидронастураном, урансодержащим гиалитом, коллофаном, стенитом.

IV. В Южноугуском районе оруденение тяготеет к зоне структурно-стратиграфического несогласия протерозоид с археидами. Рудоносными породами являются гумбеитизированные брекчированные конгломераты, гравелиты, гравелито-песчаники, крупнозернистые песчаники. Рудные тела простираются на 100—300 м, ширина выхода до 30 м. Новообразованными рудосопровождающими минералами являются адуляр, морион и сульфиды. По данным штуфного опробования U — 0,004—0,1 %, Th — 0,001—0,03 %.

V. В Олдонгсинском районе оруденение по маломощным зонам брекчирования, рассланцевания приурочено к будинажу, межпластовым срывам и трещинам кливажа осевых поверхностей складок в толще тонкозернистых отложений ханинской свиты. Основным типом рудоносных пород являются гумбеитизированные тектониты по черным сланцам. Главными минералами руд являются адуляр, карбонат, кварц, сульфиды, второстепенными — барит, реже флюорит, серицит. Основным урановорудным минералом является настуран, из вторичных — уранофан, ураноспинит, ураноцирцит, отенит, метаторбернит, масюйит, карнотит. Общая мощность гумбеитизированных пород до 60 м, рудных тел — до 1,5 м, длина до 50 м. По данным штуфного опробования U — 0,05—0,1 %; при бороздовом опробовании — от 0,03 до 0,05 % на мощность 0,5—2,5 м и до 0,27—0,52 % на мощность 1,15—0,27 м соответственно; тория менее 0,001 %.

6. Урановорудный тип в цеолититах и цеолитизированных породах состоит из двух минеральных разновидностей: бета-уранофан-уранотиловой и уран-фторапатитовой.

Месторождение Горбыляхское (VI-8-23) относится к первой разновидности и сложено позднеархейскими—раннепротерозойскими гранитоидами, где прослежена зона (50 м) разлома северо-восточного простирания с интенсивной гидротермально-метасоматической проработкой. Рудная линза мощностью до 3 м, длиной 8 м имеет зональность: центральная часть — уранофан-уранотиловая, облекаемая новообразованиями ломонтита; внешняя часть — десмин-апатитовая. Содержание урана в штуфных пробах 0,7 %, тория — 0,02 %. В рудах вкрапленного типа из внешней части рудной линзы содержание урана до 0,03 %. Рудными минералами являются бетауранофан, стенит, ренардит, настуран, метатюямунит. Сопутствующая минерализация представлена цеолитами, подчиненное значение имеют апатит, барит, монтмориллонит.

Представителем второй минеральной разновидности является рудопроявление Хоюмканское (VI-9-16), которое сложено позднеархейскими—раннепротерозойскими гранитоидами, брекчированными и катаклазированными, среди которых рудные тела приурочены к зонам брекчирования с признаками субщелочного метасоматоза мощностью до 600 м, длиной до 4 км. Содержание урана в этих зонах 0,01 % при торий-урановом отношении, не превышающем 3. Здесь установлен урансодержащий фторапатит (U — до 0,3 %) как в кристаллах (до 1,2 мм), так и в тонкозернистых карбонатно-апатитовых агрегатах, слагающих прожилки толщиной до 5 см, в которых сосредоточена большая часть урана.

7. Тип ураноносных сульфатно-карбонатно-галлоидных гидротермалов установлен в Мурунском узле щелочных пород алданского комплекса. Месторождение Торгойское (III-3-6) охватывает площадь около 150 км^2, где большинство рудных тел находится внутри Мурунского массива щелочных пород и приурочено к разрывным нарушениям с рудными линзами в зонах брекчирования или в полосах трещиноватости, рудными жилами

и гнездами. Основные концентрации металла сосредоточены в линзах зон брекчирования и полос трещиноватых пород. Жилы сложены кварцем, баритом, флюоритом и имеют мощность от 1—5 см до 5 м, длиной от 1—3 до 100 м. Содержание урана не более 0,011 %. Рудные гнезда редки.

Урановорудные минералы: уранинит, браннерит, настуран; сопутствующие минералы: барит, флюорит, кварц, сульфиды. Выделяются руды трех главных ассоциаций: уранинитовой с кварц-барит-флюоритовой сопутствующей минерализацией; браннеритовой с существенно кварцевой сопутствующей минерализацией; уранинит-настурановой промышленной с кварц-карбонат-флюорит-сульфидной сопутствующей минерализацией. Последняя ассоциация проявлена в большинстве рудных тел, где сосредоточена в центральных частях зон и слагает линзообразные скопления урановых минералов в брекчиях и микробрекчиях (уран от 0,08 до 0,7 %, среднее 0,2 %). Тонкозернистый цемент брекчий состоит из кварца, флюорита, карбоната, сульфидов, уранинита, настурана, апатита, барита, гидрослюд. В других пунктах со сходной минерализацией в составе подобных руд встречаются молибденит, сфалерит, блеклая руда, золото, халькозин.

ЗОЛОТО. Установлено в самых разнообразных месторождениях, проявлениях и пунктах минерализации, нередко только на основании геохимических аномалий. Поэтому типизация всего комплексного разнообразия золотой минерализации не может быть полной. Предварительная группировка позволяет выделить следующие типы золотого оруденения: 1) стратиформный залежный; 2) золотоносных джаспероидов залежный; 3) золото-сульфидный жильно-залежный; 4) золото-кварцевый жильный; 5) полиметалльно-золоторудный залежно-жильный низкотемпературный; 6) золотоносных гумбеитов залежно-жильный; 7) золотоносных метасоматитов высокотемпературных залежно-жильный; 8) золотоносных приразломных зон; 9) золотоконтролирующих магматических образований; 10) золотоносных скарнов; 11) россыпной.

1. Стратиформный тип залежный. На р. Иннели (II-8-2) в толще кристаллосланцев с кварцитами нижнего архея залегают линзы и прослои сульфидно-диопсидовых пород, в которых по пробирному анализу Au — 1,9 г/т, Ag — 8 г/т. В 3 км к юго-востоку находится аналогичный пункт минерализации (II-8-6). По р. Унгра (IV-7-17) отмечается ряд точечных аномалий золота (0,03—0,06 г/т), связанных с мелкомасштабной пиритоносностью кварцитов и высокоглиноземистых гнейсов верхнеалданской свиты. Сходный пункт минерализации (Au 1 г/т) обнаружен на правом водоразделе р. Алдан (IV-7-32) [125, 421, 455].

Пункт минерализации у рч. Верхн. Булгуняхтах (IV-7-69) приурочен к сульфидизированным слюдистым кварцитам, силлиманитовым гнейсам, амфиболовым кристаллосланцам амедичинской серии архея, которые соответственно содержат 4; 0,08; 0,1 г/т золота. Пункт минерализации на водоразделе рек Алдан и Амедичи (IV-7-51) приурочен к ксенолиту биотитовых гнейсов (Au — 0,2 г/т), залегающему среди позднеархейских гнейсогранитов. По рч. Хобордох (IV-6-5) гнейсы диопсид-амфиболовые содержат 2 г/т золота и 0,1 % бария. По р. Субган (IV-6-18) пиритизированные биотит-амфиболовые кристаллосланцы содержат 0,1 г/т золота [436]. По р. Тунгурчакан в устье рч. Верхний Колбас (V-5-14) биотитовые и биотит-амфиболовые микрогнейсы содержат зону (50 м) вкрапленности пирита, халькопирита длиной 300—400 м (Au — 0,1 г/т, Bi — 0,002 %, Cu — 3 %). В 5 км выше устья р. Бол. Беркакит (VI-8-6) сульфидизированные гнейсы и кристаллосланцы нижнего архея содержат 0,8 г/т

золота. На р. Имангра (VI-4-22) сульфидизированные сланцы позднего архея содержат 0,1—0,9 г/т золота [422].

На месторождении Тарынныахское (III-3-23) протолочка штуфной пробы из магнетит-железослюдковых кварцитов показала 104 знака самородного золота (3,5 г/т) и 8,9 г/т дисперсного и мелкопылеватого золота [429, 455]. На месторождении Ималыкское (III-3-35) штуфное опробование железистых кварцитов из керна скважины с глубины 258 и 259 м показало содержание золота 10 г/т, где оно образует сростки с магнетитом и железистой слюдкой. В долине Эвонокита (V-4-30) железистые кварциты содержат Au — 0,1—1,9 г/т. В долине р. Кебекте (III-3-41) линзы и пласты железистых кварцитов и амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы содержат следы золота, иногда 0,2—0,4 г/т.

На проявлении Чулангдинское (V-4-27) магнетитовые кварциты несут послойную сульфидизацию (пирит и пирротин) и секущее окварцевание в зоне (0,5—10 м) меридионального простирания, длиной 300—500 м. В десяти пробах этих пород содержание золота от следов до 1,5 г/т. Здесь же амфиболовые ортосланцы содержат 0,1—0,4 г/т золота, хлорит-тремолитовые сланцы и лиственизированные гипербазиты по данным нейтронноактивизационного анализа содержат 10,87 г/т золота и 3,1 г/т серебра, а по данным пробирного анализа — 2,4 г/т золота и 7,5 г/т серебра [419, 455]. Железистые кварциты в верховьях р. Соготок-Харыйя содержат 0,1—1,9 г/т золота [419].

Свита отрадная верхнего архея, обнаженная в бассейне р. Дьякунда, содержит золото в пунктах минерализации: (IV-6-28) среди магнетит-биотит-полевошпат-кварцевых сланцев (Au — 4 г/т); пункт (IV-6-29), именуемый участком Белрой, среди пирит-графитсодержащих сланцев (Au — 0,2 г/т). Здесь же в метаконгломератах буравчинской свиты установлено присутствие золота в количестве от 0,02—0,2 до 2 г/т [437].

В бассейне Сени нижнепротерозойские графитоносные сланцы содержат золота до 1 г/т. На р. Джалтукта (V-3-83) установлено золото в филлитовидных графитовых сланцах икабийской свиты. Здесь в четырех штуфных пробах содержание золота 0,12—0,78 г/т, в двух пробах 1,4—3,35 г/т. В ходе дальнейших исследований установлено по данным спектрозолотометрического анализа штуфов содержание золота 0,001—0,002 г/т [406].

В правом борту долины р. Джалтукта (V-3-86) углеродистые графитовые сланцы с вкрапленностью сульфидов содержат золото — 0,65—1,4 г/т.

В бассейне р. Саку установлены сульфидизированные алевропесчаники икабийской свиты (V-3-34, 47). Ширина их выхода первые метры, длина до 10 м. По данным спектрозолотометрического анализа точечных проб содержание золота в них 0,5 г/т [116, 419]. В нижнем течении р. Сакукан медистые песчаники с зернами борнита и кварцевыми прожилками содержат 4,6—5,2 г/т золота.

Исследования В. Кудрявцева по золотоносности пород бытыгырской серии дали интересные результаты. В пункте Верхнее Хохолло (IV-4-28) базальный горизонт чародаканской свиты мощностью 15 м по данным пробирного анализа штуфов (16 проб), отобранных вкрест простирания пласта, содержит золота 0,1—0,76 г/т (в шести пробах) и 8,9 г/т (в одной пробе). В перекрывающих кварцито-песчаниках в двух пробах 0,3 и 11,9 г/т золота. В иных пунктах (III-4-17; IV-4-8, 10, 23, 29) конгломераты и гравелиты этого участка характеризуются содержанием золота от 0,1 до 0,6 г/т.

Конгломераты сходных пунктов (IV-4-18, V-4-47) содержат 1,4 и 1,3 г/т золота; конгломераты на правом склоне р. Олдонгсо — 2,3 г/т. Опробование в бассейне Юс-Кюэля (V-4-60) показало для пласта (25 м) метаконгломератов и кварцитов: Au — 0,5 г/т (четыре пробы из 33), Au —

0,1 г/т (две пробы); кварцитов и пуддингов: Au — 0,1 г/т (12 проб из 50), Au — 1,5 г/т (одна проба), Au — 0,5 г/т (четыре пробы), Au — 0,6—1,0 г/т (пять проб) [430, 455].

В верховье Чаруоды (III-4-14) конгломераты туостайской свиты нижнего протерозоя содержат 0,1—0,2 г/т золота; песчаники этой же свиты по р. Тас-Миеле (IV-4-12) содержат его не более 0,3 г/т. На р. Хани (V-4-41, 47) песчаники и кварцитопесчаники намсалинской свиты содержат 0,8 г/т, редко 1,3 г/т золота. По долине руч. Тэтингнэх (V-4-11) отложения этой же свиты содержат 3 г/т Au [444].

В песчаниках и конгломератах кебектинской свиты на р. Токко (III-3-33) пробирным анализом установлено до 1,9 г/т золота и до 4,5 г/т серебра соответственно. На водоразделе рек Угу—Токко (III-3-42) в них же по данным пробирного анализа штуфных проб содержания составляют 0,2—0,5 г/т [111, 403].

На комплексном проявлении золота, меди Олоннокон (IV-4-3) [457] пласт (7 м) гематитизированных песчаников и доломитов кебектинской свиты, прослеженный на 1100 м, содержит рассеянную вкрапленность пирита, примазки малахита в цементе. Песчаники содержат 1,2 г/т золота, среднее содержание меди 0,01 %. По р. Олдонгсо (IV-5-19) полимиктовые песчаники нижнего протерозоя содержат 0,48—0,55 г/т Au [134].

В верховье рч. Сиена (III-1-15) золото (2 г/т) обнаружено в базальных конгломератах и кварцевых песчаниках пурпольской свиты рифея [109]. На р. Кудуми (IV-3-14) в базальных гравелитах и песчаниках сеньской свиты рифея в штуфных пробах установлено золото — до 0,2—0,3 г/т [114, 429].

На р. Токко (III-3-2) сульфидизированные песчаники и известняки торгинской свиты несут аномальное содержание золота. Здесь в стяжениях пирита пробирным анализом установлено золото до 5 г/т; повторные анализы показали 0,8 г/т золота и 7,7 г/т серебра [111]. К юго-западу от оз. Урагинское (IV-3-7) на площади 2,25 км^2 конгломераты кондинской свиты (?) содержат Au от 0,006 до 0,4 г/т [398].

В долине Олекмы (II-5-4) в песчаниках и гравелитах дикимдинской свиты пробирным анализом установлено от 0,1 до 0,4 г/т золота [122].

На берегу р. Ченча (II-1-19) в пласте (25 м) мергелистых известняков жуинской свиты наблюдаются линейно вытянутые слоистые агрегаты пирита с содержанием золота 176 г/т по данным пробирного анализа [106].

С отложениями жербинской свиты венда связаны два пункта минерализации: (I-1-10), где конгломераты содержат 0,2 г/т золота [102]; (III-1-10), где среднегалечные конгломераты в нижней части разреза содержат золота 0,1 г/т [109]. Гравелитистые песчаники юдомской свиты (II-5-4) содержат Au — 0,3 г/т [122].

В цементе юрских песчаников кутиканской свиты (I-1-1) золото содержится в количестве до 0,2 г/т [102]. По рч. Угольный (V-2-43) в одной из канав вскрыт контакт песчаников и углистых алевролитов. В четырех интервалах по 2 м каждый было отмечено содержание золота в борозде от 0,4 до 1,2 г/т и аномальное содержание свинца, цинка, меди [418].

В долине р. Кудуми (IV-3-2) на площади 1 км^2 песчаники и гравелиты рифея содержат Au 0,001—0,2 г/т [429].

2. Тип золотоносных джаспероидов залежный. Месторождения Куранахского рудного поля охватывают обширный ареал горизонтально залегающих нижнекембрийских карбонатных и нижнеюрских обломочных отложений, прорванных дайками минетта-ортофир-бостонитового состава. К границе этих отложений и дайкам приурочена объемная джаспериза с самородным золотом, редкими сульфидами, адуляром, карбонатами, хлоритами. Трещинно-площадное выветривание с карстом привело к формированию наложенной минерализации — гидрослюд, каолинита, монтмориллонита, гетита, лимонита. Геохимический тип оруденения — золото-серебряно-теллуровый.

Большинство месторождений тяготеет к трем системам разрывных нарушений меридионального простирания. К западной системе приурочены месторождения Боковое, Южное, к центральной — Северное, Порфировое, Центральное, Канавное, Сомнительное, к восточной — Дорожное, Гагарское. По этим разломам широко развито образование кор выветривания, в полостях которых залегают золоторудные залежи, в то время как вне их контуров располагаются тела, менее выгодные для эксплуатации. Все залежи представляют собой песчано-глинистые образования с обломками и глыбами окисленных, реже неокисленных золото-пирит-кварцево-карбонатных джаспероидов, карбонатных пород, порфиров, песчаников, заполняющих полости и щели. Содержание золота по залежам рудного поля увеличивается от краевых частей к центру.

Проявление Дальнее (II-9-3) представлено линзообразным телом длиной 150 м, шириной 40—50 м, мощностью 37 м. В период поисковых работ содержание золота составляло от следов до 3,6 г/т, что при разведке не подтвердилось [126].

Месторождение Северное (II-9-4) представлено пластообразными телами, прослеженными на 4 км, мощностью 1—38 м. Наибольшая мощность тел приурочена к северной части месторождения (Au в среднем 5,3 г/т).

Месторождение Порфировое (II-9-6) сложено серией параллельных дихотомирующих и кулисообразных рудных тел (три на юге, девять на севере) длиной 1400 м. Ширина рудной зоны от 110 м на юге до 480 м на севере, мощность отдельных тел 50 м. Содержание золота до 25 г/т, в дайках 0,58—33 г/т.

Месторождение Центральное (II-9-10) представлено двумя типами рудных тел: пластообразными залежами, находящимися в разрушенном состоянии, и оруденелыми магматическими образованиями. Протяженность залежей 100—300 м, ширина выходов 60—80 м, мощность 1—30 м. Наблюдается чередование богатых и бедных золотом участков вдоль зоны длиной 4 км. Содержание золота от следов до 1951,8 г/т, в среднем 5,3 г/т.

Месторождение Боковое (II-9-14) представлено рудной зоной длиной не более 4 км, шириной от 10 до 300 м. Состав руды аналогичен рудам месторождения Центральное. Глубина залегания их 0—6 м (золота — от следов до 574,2 г/т, в среднем 5—10 г/т).

Месторождение Якокутское (II-9-15) представляет собой рудную зону, состоящую из серии рудных тел, лентообразных, пластообразных, линзовидных с раздувами. Одна из частей рудной зоны является продолжением рудного тела месторождения Канавное (здесь Au от следов до 1 г/т). В другой части отмечаются участки с содержанием золота 3—5 г/т, из которых три наиболее крупных тянутся на 500 м.

Месторождение Канавное (II-9-16) сложено одним рудным телом длиной 800 м, мощностью 2—32 м (содержание золота 2—46 г/т).

Месторождение Дэлбэ представлено одним рудным телом длиной 1 км, длина промышленной части первой очереди более 600 м, мощность 1—20 м. По отдельным горным выработкам содержание золота от 1 до 1100 г/т (в среднем 4 г/т).

Проявление Дорожное (II-9-19) представлено тремя рудными телами длиной от 300 м до 1 км при мощности от 1 до 33 м. Рудные тела имеют пластообразную форму со сложным строением лежачего бока, обусловленным карстовым рельефом вмещающих известняков. Висячий

бок имеет выходы на поверхность, но большая часть месторождения залегает под покровом (1—51 м) нижнеюрских песчаников (содержание золота 2,5—4,1 г/т).

Месторождение Новое (II-9-27) представлено одним рудным телом длиной 1,5 км, мощностью 1—30 м (Au в среднем 4,82 г/т).

Проявление Гагарское (II-9-28) представлено глыбами и щебнем микрокварцитов и кварц-гематитовых пород, образующих зону длиной 200 м, шириной от 30 м на севере до 80 м на юге, уходящую под юрские песчаники (Au не более 1,2 г/т).

Проявление Сомнительное (II-9-29) представлено рудным слабо оконтуренным телом длиной 750 м, шириной 20—59 м, неправильной формы с многочисленными пережимами и раздувами, в том числе и на глубину (содержание золота от 3,8 до 22,4 г/т). К этому же типу оруденения, совмещающему в себе признаки золоторудных гумбеитов и руд поверхностей несогласия, относятся проявления и пункты минерализации Амбинского потенциально рудоносного поля.

Проявление Верхнеолорбохское (II-6-22) приурочено к узлу пересечения разломов на контакте нижнекембрийских и юрских отложений с ареальным проявлением окварцевания, сульфидизации, гематитизации, кальцитизации и гумбеитизации, приуроченных к верхней части разреза унгелинской свиты. Сульфидизация имеет прожилково-вкрапленный характер, мощность прожилков — доли сантиметра, гнезда размером 1—1,5 см в поперечнике. Сульфидизированные доломиты содержат золота 0,1—1,0 г/т, серебра 131,8 г/т; гематитизированные гумбеиты содержат золота 0,1—0,8 г/т; пиритизированные осадочные брекчии содержат 0,3—0,5 г/т золота, 11,2—27,4 г/т серебра. Гематитизированные тектонические брекчии карбонатных пород, сцементированные гумбеитом, по данным пробирного анализа содержат 146 г/т серебра. Рядом, в верховье р. Олорбох-1 золотоносность связана с брекчированными джаспероидами по унгелинской свите (4,6 г/т золота). Базальные слои песчаников юры также брекчированы (2,9 г/т золота и 1,4 г/т серебра по данным пробирного анализа).

По руч. Онхой (II-6-12, 14) доломиты венда окварцованы, кавернозны (в охристых кавернах Au 0,4 г/т). Рядом глыбы доломитов с оолитами гематита содержат 3,5 г/т золота. В соседних местах (II-6-2) глыбы окварцованных доломитов содержат золота 1,2 г/т. В долине Амги (II-7-2) окварцованные доломиты на контакте с дайками минетт и вогезитов содержат до 0,6 г/т золота. В пункте (II-6-17) пестроцветной и тумулдурской свит окварцованные доломиты содержат 1,4 г/т золота. В бассейне р. Джангылах (II-7-7, 8) окварцованные доломиты и известняки содержат Au — 0,2 г/т, Ag — 1,8 г/т [124, 427].

С доломитами тумулдурской свиты связаны пункты минерализации (II-6-24; III-6-3, 10, 12), а в пункте (II-6-24) водорослевые окремненные и ожелезненные известняки (Au — 1,1 г/т). Невдалеке (III-6-3) обохренные доломиты содержат 1,4 г/т золота, мергелистые доломиты кавернозные — 0,6 г/т. На водоразделе рек Амга—Хонхолоох вендские мергелистые доломиты пористые содержат 0,2 г/т, а конгломераты — 0,7 г/т золота; здесь же рядом с контактом юрских песчаников окремненные гематитизированные доломиты с сульфидами содержат Au — 9,2 г/т, Ag — 14,6 г/т, Cu — 1,46 %.

Доломиты венда р. Алларах (III-6-8, 9) содержат золота 1,4—1,2 г/т. У поверхности несогласия (юра—венд) (III-7-1, 2, 3) располагается залежь песчаников с пирит-гематит-лимонитовой минерализацией (до 30 м, Au до 0,8 г/т). Подобный тип оруденения широко распространен в верховьях р. Чомполо (II-6-20; II-7-21, 27) — Au 0,2—0,7 г/т; на водоразделе рек Хохой—Джангилях (II-7-9), где в слое мощностью 0,3—0,6 м содержится

0,1—0,9 г/т золота и 8,7 г/т серебра; на р. Улахан-Джюкте (II-7-15), где ожелезненные песчаники содержат от 0,8 до 2,4 г/т золота; на водоразделе руч. Самоделкин и Аччыгай-Дьюкте (II-7-23) в подобных образованиях содержится Au — 0,2—0,6 г/т, Ag — 1,5—3 г/т, Co — 0,5 %.

Пункт минерализации по рч. Крестях (IV-8-40) связан с лимонитизированными конгломерато-брекчиями юры (2 г/т золота). С суглинками в карстовых воронках в карбонатных отложениях связан пункт минерализации золота (0,3 г/т) по р. Чомполо (II-7-20), а с лимонитизированными песчаниками р. Эрге (IV-9-90) — присутствие золота в количестве 1,75 г/т. По-видимому, с этим же типом минерализации связана золотоносность (0,3 г/т) ожелезненных (гематит и лимонит) доломитов в истоках р. Кеме (III-3-3) [403].

3. Золото-сульфидный тип жильно-залежный. Лебединское рудное поле (III-9-37, 38, 46) отработано (более 33 т золота, а также медь и висмут). Оно сложено карбонатными отложениями венда, прорванными многочисленными мезозойскими силлами, штоками, лакколитами и дайками. Оруденение локализовано в кембрийском чехле и расположено на четырех гипсометрических уровнях: 1) на границе фундамента и чехла; 2) в 15—25 м от поверхности фундамента; 3) в 40—80 м от поверхности фундамента (главный продуктивный горизонт); 4) 180—185 м от поверхности фундамента.

Морфология рудных тел представляет сложную комбинацию залежей и жил. Залежи (3—5 м) имеют форму лентовидных и пластовых тел длиной до 1 км, представляющих собой серию сближенных линз, гнезд с массивным и прожилково-вкрапленным оруденением. Жилы и залежи имеют преимущественно северо-восточное простирание и кулисообразные соотношения. Количество сульфидов в рудах от 5 до 80—100 %. Одни являются пирит-халькопиритовыми, другие — пирротин-гематит-галенитовыми, в отдельных телах присутствуют киноварь, платиноиды. Нерудные минералы — кварц, анкерит, тремолит. Текстура руд полосчатая, массивная, часто брекчиевая, содержание золота — 1—2 г/т, участками — десятки г/т. Окисленные руды, в том числе переотложенные кайнозойские, сложены гематитом, гидрогетитом, карбонатами меди, цинка, свинца, марганца. Выделяются шесть парагенетических минеральных типов: 1) кварц-пиритовый; 2) пирит-анкеритовый; 3) гематитовый; 4) тремолит-сульфидный; 5) полисульфидный; 6) полиметаллическо-сульфидный. Два последних типа обладают наиболее высокой золотоносностью. Некоторыми исследователями выделяются две разновидности золота — тонкодисперсное, связанное с пиритом, и свободное размером 0,001—0,04 мм [454].

Рудное поле Якокутское (III-9-71) включает проявления Контактовое, Таежное, Близнец-I, II, III. Залежи (2—4 м) Таежное, Близнец-I, II, III приурочены к контакту пластовой интрузии фельзитов с доломитами и имеют длину до 120 м. Одни из них сложены кварц-лимонит-анкеритовыми рудами с вкрапленностью пирита, флюорита (золота до 2,6 г/т); другие — анкеритизированными известняками в линзах размером 10×50 см (золота от следов до 1,5 г/т); третьи представляют собой залежь на площади 6 км^2 кварц-лимонит-гематитовых, реже кварц-пирит-халькопиритовых руд (золота от следов до 71 г/т). Здесь канавами вскрыты маломощные (30—40 см) жилы-залежи, сложенные этими же породами с низкими содержаниями золота [132, 454].

На месторождении Колтыконское (III-9-25) рудоконтролирующими являются субмеридиональные вертикальные трещины, выполненные рудными жилами, а также горизонтальные зоны, к которым приурочены рудоносные залежи. Рассеянное вкрапленное оруденение связано с зонами тонкой

трещиноватости вблизи тектонических нарушений. Всего установлено 60 рудных тел (Au от 4 до 39 г/т). Они сложены пирит-анкеритовыми и кварц-пиритовыми рудами, в подчиненном количестве развиты полиметаллические и кварц-гематитовые руды. Мощность тел от нескольких сантиметров до 3 м и более, протяженность от 50 до 600—700 м. Простирание северо-восточное, реже северо-западное [132, 455].

Месторождение Самодумовское (III-9-26) представлено жилами (до 1,8 м) длиной до 800 м, выполняющими вертикальные трещины в толще доломитов венда, содержащими пластовую залежь кварцевых порфиров. Руды представлены рыхлой массой с обломками кварц-лимонитовых руд, в меньшей степени развиты полиметаллические руды, состоящие из пирита, халькопирита, галенита, блеклых руд. Содержание золота невыдержано, на глубине его 90 г/т, на поверхности не более 10 г/т [132, 455].

Комплексное золото-ртутное проявление к северу от месторождения Самодумовское (III-9-20) представлено кварц-гематитовыми и лимонит-кварцевыми жилами (0,5—1,6 м) длиной до 50 м (Au — 1,0—1,4 г/т). Здесь же обнаружена жилообразная залежь лимонит-кварцевого состава (0,2—16,3 г/т золота) с киноварью, длиной не менее 100 м. Кроме этого, здесь и на северном склоне горы Верблюд установлены свалы таких же руд (Au 0,8—14,2 г/т) и лимонитизированных сиенитов (Au 0,6—2,4 г/т) [132].

На месторождении Радостное (III-9-48) на площади около 5 км^2 рудоносными являются шесть залежей и 24 ветвящиеся жилы, сложенные кварц-лимонитовыми породами с незначительным количеством сульфидов. На контактах этих рудных тел (Au — 20—1000 г/т) с доломитами широко развит анкерит, который содержит от 3 до 1050 г/т золота [132, 454].

К северо-западу от месторождения Радостное выявлены два сближенных проявления золота (III-9-35). Одно из них в верховье рч. Кыллых представлено жилой (0,3 м) длиной 130 м, кварц-лимонитового состава, залежью (0,1—0,3 м) и свалами оруденелых пород. Содержание золота в жиле 6,9 г/т, в залежи 0,9 г/т, в оруденелых кварц-лимонитовых свалах от следов до 1,4 г/т. В 1,5 км к северо-западу от этого пункта в долине рч. Удачнонайденный выявлены три аналогичные рудные залежи и жила (0,1—6,1 г/т золота). В рудных свалах в отдельных глыбах установлено содержание золота 0,6—26 г/т. В 300 м от этого пункта на юго-запад выявлены три жилы, залежь и рудные свалы. Кварц-лимонитовые жилы (1,9—11,3 до 25,2 г/т Au) содержат гнезда галенита. Залежь (0,1—1,6 м) лентообразной формы длиной 60 м, сложена окисленной рудой с мелкими выделениями галенита (золота 0,2—119 г/т, редко до 295 г/т). Между жилой и залежью установлена вертикальная трещина с оруденелой брекчией и отходящими от нее линзовидными телами кварц-лимонит-галенитовой руды (4,5 г/т золота). Здесь же в делювии в обломках кварц-лимонитовых пород установлено содержание золота 0,1—9,8 г/т.

В верховье рч. Печальный в 2 км на восток от гольца Турук обнаружены кварц-анкерит-лимонитовые жилы, залежи и кварц-лимонитовые залежи. Они частично разведаны. Мощность жил 0,2—3 м, длина 20—80 м, мощность залежей 1,7 м, длина до 35 м. Содержание Au в жилах — 3,8 г/т, в залежах — до 11,6 г/т. При эксплуатации залежи Террасовая добыто 1,9 кг золота [132].

В верховье рч. Амурский золотопроявление (III-9-55) установлено на площади 2 км^2, где среди доломитов выявлены свалы кварц-лимонитовых руд, а бурением установлена мощная рудная зона, состоящая из нескольких залежей. Их простирание северо-западное, длина до 500 м, мощность отдельных залежей 1—4,5 до 7—23 м. На левом склоне долины установлена зона с содержанием золота до 30 г/т.

Проявление Сульфидное (III-9-54) связано с зоной рассланцевания и катаклаза в штоке авгитовых сиенитов. Площадь интенсивного оруденения 15—20 км^2, где оно представлено гнездами и вкрапленниками размером 0,5—0,8 см халькопирита, борнита, ковеллина, малахита. Содержание золота до 10 г/т, в делювиальных глыбах — до 24,5 г/т.

На комплексном проявлении Пионерское (III-9-52) выявлена делювиальная россыпь лимонит-кварцевых, кварц-флюоритовых, гематит-лимонитовых руд (Au 0,1—0,5 г/т). Здесь же, в мощной тектонической зоне в краевой части интрузии сиенитов минерализованные брекчии содержат лантана 0,3 %, церия 1 %. В коренных выходах наблюдаются кварцевые и кварц-флюоритовые жилы мощностью 0,25—1,5 м, длиной до 200 м [132, 454].

Проявление рч. Горелый (II-6-8) связано с кварц-пиритовым и кварц-пирит-гематитовым прожилкованием песчаников, доломитов и контактово-метасоматических образований. Мощность прожилков не более 1 см. Максимальное содержание золота (до 0,1 г/т) приурочено к субпластовой залежи в тектонически обособленной зоне вокруг штока эссексита и дайковых тел [441].

По р. Сень установлены три пункта минерализации золота (IV-1-10, 12, 14), где золотоносными являются окварцованные доломиты и грубообломочные сульфидизированные породы. Содержание пирита в цементе валунно-галечных конгломератов ничатской свиты до 27 кг/т. Максимальное содержание золота в дресвяниках — 0,2 г/т, в конгломератах — 0,1 г/т [440].

Пункт минерализации в верховье р. Холболоох (IV-1-29) приурочен к измененным биотитовым гнейсам кодарской серии (золота 0,01—0,2 г/т) [440].

4. Золото-кварцевый тип жильный. Нимгерканское рудное поле (III-9-76, 77) расположено среди архейских пород фундамента. Мезозойские магматические породы формируют на севере поля крупный вулкано-плутонический комплекс, силлы, дайки щелочноземельных сиенит-порфиров и субщелочных сиенитов. В пределах поля выявлены штокверковые проявления Обман (III-9-76), Гранитный (III-9-77). Минерализация представлена жильной пирит-кварцевой ассоциацией. Содержание пирита не более 5 %, присутствуют борнит, халькопирит, азурит, малахит, гематит. Содержание золота от следов до 28,6 г/т, редко до 117,4 г/т.

На левобережье р. Турук (III-9-79) в делювии обнаружены глыбы лимонит-кварцевого метасоматита с содержанием золота от следов до 5,8 г/т, серебра — до 6047,3 г/т. Прогнозные ресурсы до глубины 60 м по двум проявлениям составляют 460 кг [454, 455].

В верховье рч. Горный (III-9-69) золотоносные жилы расположены в зонах дробления (50—100 м) юрских песчаников, имеют длину сотни метров. Жила Юрбет-I расположена у подножия гольца Бахвалова, ее мощность от 6 до 60 см, длина не менее 120 м. Она выполнена охристым кварцем, содержит пирит, арсенопирит (золота 1,6—5,2 г/т, серебра 13,5—16,8 г/т). Содержание золота в рудных свалах до 11,2 г/т. Магнетит-пирит-кварцевая жила Юрбет-II (мощность 0,1—1 м) расположена в 250 м восточнее жилы Юрбет-I (золота 1,5—5,8 г/т, серебра 13,5—32,8 г/т). В свалах этой жилы обнаружены глыбы с содержанием золота 720 г/т, серебра 86,5 г/т. Жила Юрбет-III (от 5—8 см до 25 м) расположена в 400 м к западу от жилы Юрбет-I, содержание золота от следов до 4,4 г/т. Эти жилы сопровождаются зонами рудных брекчий с золотосодержащим цементом, где содержание золота от следов до 7,7 г/т [132, 454].

По р. Прав. Унгра (V-7-2) найдены кварцевые и кварц-сидеритовые жилы с содержанием Au 0,003—0,5 г/т. Рядом (V-7-3) находится ме-

таллометрический ореол золота площадью 1 км^2 около диафторированных пород [412].

В бассейне Нечеры (IV-1-1) установлена серия крутопадающих кварцевых жил (0,5 м) длиной 20—40 м, с видимой вкрапленностью молибденита, прорывающих биотитовые гнейсы ортуряхской свиты. По данным точечного опробования содержание золота в одной из жил 0,3 г/т, серебра 2,2 г/т. В верховьях правого притока р. Нечера (IV-1-7) кварцевая жила мощностью до 1 м содержит 0,1—0,6 г/т золота [112].

В правом борту долины р. Амалык (IV-1-42) среди биотитовых гнейсов глыбы жильного кварца с сульфидами содержат 0,6 г/т Au. У подножия правого водораздела р. Лев. Тарын (IV-1-45) плагиограниты архея прорваны кварцевыми жилами мощностью 0,1—3 м с содержанием золота 0,1—0,4 г/т [112, 424].

В бассейне Маректы (II-1-3, 4, 6, 14) среди отложений дальнетайгинского горизонта рифея установлены хрусталеносные кварц-карбонатные и кварцевые жилы (0,2—0,5 м) с содержанием Au из штуфных и бороздовых проб от 0,4—0,8 до 1,4—1,6 г/т. Невдалеке по р. Жуя (II-1-9) в мергелистых известняках жуинского горизонта рифея обнаружена узкая (1 м) зона брекчирования с сульфидно-кварц-карбонатным цементом, в штуфной пробе из которой содержание Au 1,6 г/т [106].

В бассейне р. Верхний Сакукан обнаружено месторождение золота Верхнесакуканское (V-1-47), приуроченное к серии кварцевых жил, прорывающих турмалиновые пегматиты и порфириты в приконтактовой зоне гранитов кодарского комплекса. Установлено 50 кварцевых жил (от 0,5 до 2—3 м) длиной от 40—50 до 230 м. Они содержат пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, галенит, золото. Золото распределено неравномерно, его содержание от следов до 10 г/т. Здесь же в районе месторождения установлены делювиальные глыбы жильного кварца с вкрапленным золотом размером до 1 мм [435].

Интерес представляет вертикальная кварцевая жила, секущая габброиды Верхнесакуканского массива (V-1-30). Ее длина 2 км, мощность 0,4—1 м. Строение зональное, краевые части кварц-анкеритового состава. Рудная минерализация представлена пиритом в виде рассеянной вкрапленности и мелких гнезд (до 1 см) в кварц-анкеритовом агрегате. Содержание золота по данным пробирного анализа бороздовой пробы 9,2 г/т, серебра 36,6 г/т [439]. Карбонатно-кварцевая жила мощностью до 1 м на междуречье р. Верхний Сакукан и Биракачан (V-1-48), залегающая в гранитоидах кодарского комплекса, содержит 2,6—2,8 г/т золота [416]. Пункт минерализации по р. Хадатконда (V-1-46) представлен обломками жильного кварца с сульфидами с содержанием золота до 0,03 % по данным сколкового опробования [369].

Проявление р. Калакан-Каларский (VI-3-55) представлено жилами мелкозернистого молочно-белого кварца (Au 3,4 г/т по данным пробирного анализа). В этом же районе (VI-3-57) в поле развития катаклазированных анортозитов глыбы жильного кварца содержат 2,4 г/т Au. В районе гольца Туколачи (VI-3-63) в жильном кварце установлено 5,6 г/т золота. Проявление р. Тепракан (VI-3-64) в краевой зоне анортозитов Имангакитского массива представлено свалами жильного кварца с гнездами халькопирита. Спектрозолотометрический анализ штуфов кварца выявил в них золота 1—5 г/т.

В бассейне Орогочи (VI-3-66) в зоне разлома среди гнейсов установлены глыбы белого жильного кварца с содержанием Au 2,3 г/т по данным пробирного анализа. На водоразделе р. Туколачи и ее правого притока (VI-3-71) обнаружена линза крупнокристаллического кварца с рассеянной вкрапленностью пирита в ультраметагенных гранитах. В штуфе кварца

содержание золота до 1 г/т, свинца — 0,1 %, цинка и меди — по 0,01—0,03 %. На левобережье р. Тепракан (VI-3-76) в поле развития метагаббро тепраканского комплекса глыбы жильного кварца по данным пробирного анализа содержат 7 г/т золота.

Проявление Намаракское (VI-5-3) представлено кварцевыми жилами с сульфидами. Проявление Федоровское в бассейне Нюкжи (VI-5-14) представлено полем золотоносных кварцевых жил с малосульфидным оруденением. В его пределах установлены точечные аномалии с содержанием золота до 50 г/т [145, 455].

На водоразделе рек Бол. Тора и Игобман (V-2-14) кварцевые жилы секут амфиболовые мигматиты. Мощность жил 0,1—0,2 м, содержание золота 0,4 г/т [416]. В этом же районе (V-2-13) три кварцевые жилы мощностью до 0,2 м, длиной 10 м содержат гнезда пирита до 4 см в поперечнике. Содержание золота по данным пробирного анализа штуфов 0,4 г/т, серебра 2,8 г/т. На междуречье Нижн. Сакукан—Чара (V-2-20) в штокверке (0,02 км^2) в зоне субмеридионального разлома залегают кварцевые прожилки с сульфидами и магнетитом, молибденитом. По данным пробирного анализа содержание Au 0,2 г/т. Участок Узкий в бассейне Чары (V-2-24) также сложен штокверком (0,3 км^2), где пробирным анализом установлено содержание золота 0,001—0,7 г/т в 36 штуфных и бороздовых пробах из 62, в одной пробе 2 г/т [115, 424].

В истоках правого притока р. Соготох-Харыйя (V-4-55) в жиле голубовато-серого опаловидного кварца содержится 0,62—1,4 г/т золота. Пункт минерализации рч. Нижн. Солокит (VI-2-34) связан с маломощной кварцевой жилой, секущей плагиогранитогнейсы. Содержание золота в ней 0,2—0,3 г/т [435].

В бассейне рч. Мункудяк (VI-2-37) жила кварца с пиритом содержит 0,9 г/т золота. В 1 км западнее на правом водоразделе левого притока р. Чукчуду (VI-2-35) находится серия кварцевых жил мощностью 0,3 м с сульфидами. Содержание в жилах золота от следов до 0,3 г/т, серебра до 1,5 г/т. В среднем течении рч. Мункудяк обохренная сульфидизированная кварцевая жила, секущая ультраметагенные граниты протерозоя, содержит до 0,9 г/т золота, 0,5 г/т серебра. В шлихе из жилы золото установлено в знаковых количествах в виде золотин размером до 0,8 мм. В верховье правого притока р. Катугин (VI-2-51) в глыбах молочно-белого кварца с пиритом установлено до 0,5 г/т Au [118].

В долине р. Седольчи (VI-5-25) пункт минерализации золота приурочен к зоне разлома, где обнаружены сульфидизированные кварцевые жилы в окварцованных амфиболовых сланцах архея. Мощность зоны окварцевания 30 м. Содержание золота в штуфе из жильного кварца с пиритом по данным пробирного анализа 1,2 г/т [145].

В долине рч. Бол. Имэннээх (IV-7-27) на проявлении апатита Наледный выявлены кварцевые жилы в архейских кристаллосланцах. Жилы содержат вкрапленность халькопирита, азурита, малахита. Содержание в них золота 0,02—1 г/т, меди до 0,1 % [136, 421, 437].

В бассейне рч. Гранитный на левобережье р. Алдан три сближенных пункта минерализации золота (IV-7-36, 37) приурочены к кварцевым жилам, иногда хрусталеносным, прорывающим кварциты, граниты, метабазиты. Содержание золота в жилах 0,2—0,5 до 1—1,4 г/т.

На восточном фланге месторождения титана Имэннээх (IV-7-45) жила молочно-белого кварца с пирит-гематитовой минерализацией прорывает габбро. Параметры жилы 500×3000 м, содержание золота 0,1—0,9 г/т [421]. На левобережье р. Кэннэнэй в 1 км к западу от месторождения пирит-кварцевая жила длиной 140 м, мощностью 0,7—1,5 м содержит по данным спектрозолотометрического анализа от 0,6 до 4 г/т золота.

Проявление Березовое (VI-9-71) находится по р. Тимптон в 100 м выше рч. Иннокентьевский. Здесь в коренном выходе диафторированных кристаллосланцев обнаружены единичные маломощные (до 20 см) кварц-карбонатные жилки с пиритом. Пробирным анализом точечной пробы из жилы установлено 10,2 г/т золота. Участки жилы без сульфидов не содержат золота [149, 455].

Проявления Усть-Талуминское (VI-5-15), Пологое (V-8-14), Хонченгра (V-8-7), пункт минерализации Травянистое (VI-7-13), проявление Грамначи (VI-7-14), расположенные в бассейне Мал. Чульмана, относятся к сходному типу оруденения [147, 455].

Минерализация рч. Кварцевый (VI-6-9, 12, 14) приурочена к жиле кварца (Au 0,3—10 г/т) в диафторитах. В верховье р. Лев. Солокит (VI-6-36) обнаружены развалы желтоватого мелкозернистого кавернозного гребенчатого кварца, прослеженные на 200 м. Пробирным анализом в кварце установлено 1,0—1,5 г/т золота. По левому притоку рч. Выходной делювиальная россыпь (20×80 м) обохренного кварца содержит золота 1,3 г/т. На водоразделе р. Расторгуев—рч. Чистый (VI-6-7) жильный кварц в поле развития гнейсов содержит 1,1 г/т золота по данным пробирного анализа. В вершине рч. Крутой (VI-6-3) жильный кварц в поле диафторитов содержит 0,6—1,5 г/т золота [414].

Комплексное проявление золота, свинца в бассейне рч. Ульбят-Тобе (VI-8-19) представлено кварцевой жилой с галенитом мощностью 0,3 м. Она содержит 0,6—2,2 г/т золота. Жила залегает согласно в гранатовых гнейсах [148].

На водоразделе рек Холодникана и Манахты (VI-8-65) в биотит-гранатовых гнейсах установлен кварцевый прожилок с пиритом. Содержание золота в нем 0,5 г/т. В вершине рч. Дыгдалы (VI-9-51) в развалах глыб гранит-порфиров обнаружена жила кварца мощностью 0,2—0,3 м с вкрапленностью галенита, халькопирита, пирита. Она содержит 0,3 г/т золота, 0,001 % серебра, 1 % цинка [149].

В долине Алдана (III-8-21, 27) кварцевые жилы содержат до 1 г/т золота. В долине р. Чако (VI-8-20) кварцевая жила с пиритом мощностью 1 м сечет амфиболовые гнейсы. Она содержит 6,6 г/т золота. Рядом кварц-карбонатная жила с пиритом мощностью 10 см сечет диафториты. Она содержит 0,4—1,4 г/т золота.

В верховье рч. Тихий (IV-9-49) в поле развития пород архея установлены глыбы жильного обохренного кварца с обильной вкрапленностью пирита и знаками золота. По р. Прав. Унгра (V-7-21) в узле пересечения многочисленных мелких тел эгирин-авгитовых сиенитов расположено много кварцевых и кварц-карбонатных жил с обильной сульфидизацией (в девяти пробах пробирным анализом установлено 0,1—0,4 г/т золота) [412].

5. Полиметалльно-золоторудный низкотемпературный тип залежно-жильный. На водоразделе рек Ларбачан и Нижн. Ларба выявлено Тогунасское рудное поле. Проявление Атугей (VI-7-27) представлено раннемеловыми граносиенит-порфирами аргиллизированными с тонкопрожилковым окварцеванием. Протяженность рудных тел 1,2 км, средняя ширина 2,7 м. Руды полиметаллические вкрапленные, состоящие из гематита, пирита, золота, галенита, сфалерита, халькопирита, ковеллина, тетраэдрита, бронъярита. Среднее содержание золота в них 2,6 г/т, прогнозные ресурсы золота 2,4 т, серебра 134,8 т [456].

Проявление Чиктыкан (VI-7-28) представлено субширотной кварцевой жильно-прожилковой зоной, содержащей сереброносные каолинит-халцедоновые жилы и участки окварцевания общей протяженностью 300 м, мощность жил 0,2—4,7 м. Эти образования приурочены к контактам даек фельзитов и трахилипаритов с вмещающими породами. Жилы содержат пирит (2—3 %), аргентит, гематит, золото, сфалерит, вульфенит, халькопирит. Пункт минерализации (VI-7-29) аналогичен предыдущему проявлению. Здесь в протолочке из жил обнаружено шесть знаков золота.

Проявление Дениска (VI-7-30) южнее вышеописанного пункта минерализации сложено отложениями тогунасской свиты, прорванными дайками сиенит-порфиров ларбинского комплекса. На их контактах развита трещиноватость и жилки пирит-кварцевого состава. Вмещающие породы березитизированы, пиритизированы, окварцованы. Рудные тела согласны с простиранием даек. Установлены три крупные зоны окварцевания длиной 300, 400, 800 м, мощностью не менее 1 м. Содержание в них золота по данным пробирного анализа 0,2—15,2 г/т, серебра 5,0—148,2 г/т. Минеральный тип оруденения аргентит-золото-пиритовый [456].

В 5 км южнее проявления Дениска прослежены две зоны окварцевания (VI-7-33) площадью 100×200 и 600×300 м отложений тогунасской свиты на контакте с раннепротерозойскими гранитами. Кварцевые жилы толщиной от 1 до 40 см содержат до 1 г/т золота по данным пробирного анализа. Участок Верхний (VI-7-34) представлен зоной трещиноватости вдоль контакта вулканитов с дайками сиенит-порфиров. Здесь развиты пропилитизированные, серицитизированные, окварцованные породы. Между дайками установлена зона прожилкового окварцевания площадью 200×400 м, которая уходит на северо-восток под эффузивные образования. Содержание золота в окварцованных породах до 9,5 г/т, серебра — до 250 г/т, свинца — 0,01 %, молибдена — до 0,01 % [456].

На водоразделе рек Верхний Сирик и Нижний Сирик выявлено Сирикское рудное поле. Все проявления (VI-6-16, 22, 26, 27, 28, 36, 40) и пункты минерализации (VI-6-17, 19, 38) здесь представлены зонами прожилкового окварцевания (от первых до 30 м), длиной от 100 до 500 м в архейских кристаллосланцах, гнейсах и гранитах, прорванных дайками меловых гранит-порфиров. В зонах окварцевания развиты рассланцованные, пропилитизированные, брекчированные породы. Кварц часто гребенчатый, халцедоновидный, содержит сульфиды. На участке Лина (VI-6-28) содержание золота по данным штуфного и бороздового опробования кварца от 1,0 до 4,2 г/т, редко до 6,2 г/т, серебра — от 7,2 до 187,5 г/т, свинца — 0,1—1,0 %, цинка — до 0,1 %, молибдена — до 0,06 %.

На проявлении Верхнесириковское (VI-6-16) содержание золота до 3 г/т, свинца — до 1 %, вольфрама — до 0,15 %. Прогнозные ресурсы золота по категории P_3 составили 12 т. На проявлении Еловый (VI-6-26) по данным пробирного анализа бороздовых проб содержание золота от 1,0 до 9,3 г/т (в одной пробе 29 г/т), серебра до 140 г/т. Прогнозные ресурсы на глубину 100 м составили 1,0 т золота и 74,7 т серебра.

На проявлении Исток (VI-6-22) содержание золота 1,1—5,7 г/т, серебра — до 150 г/т, свинца — до 0,25 %, цинка — до 0,3 %, мышьяка — до 0,04 %. На проявлении Сирик (VI-7-36) пробирным анализом установлено 20,7 г/т золота, спектрозолотометрическим — до 2,1 г/т золота, до 200 г/т серебра.

На проявлении Галенитовый (VI-6-40) пробирным анализом установлено 2,5—5,8 г/т золота, спектральным — серебра до 60 г/т, свинца — 1,0—1,5 %, цинка — до 1 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 на глубину 100 м составили свинца 1,6 тыс. т, цинка — 1,1 тыс. т, серебра — 12,1 т. В пунктах минерализации Сирикского рудного поля содержания золота до 1,0 г/т, редко 2,0 г/т [456].

Проявление Ледяное (VI-4-50) сложено многочисленными мелкими кварцевыми жилами субширотного простирания. Их мощность 0,5—3 м, длина до 100 м. Среднее содержание золота 5,6 г/т. К юго-востоку от этого проявления установлено проявление Скалистое, сложенное гнейсами с согласными жилами кварца мощностью 0,2—3 м. Они содержат пирит, галенит, молибденит, халькопирит. Содержание золота 5 г/т, серебра — 10—50 г/т, меди — 0,1 %, молибдена — 0,03 %, свинца — 1,0—2,0 %. Прогнозируется 1,6 т золота. К этому же типу оруденения относятся два пункта минерализации р. Дырин-Юрях (VI-4-52, 53) [144].

Комплексное проявление золота и серебра по долине правого притока р. Бол. Тора (V-2-26) представлено двумя параллельными микроклин-кварцевыми жилами с сульфидами. Их мощность до 0,2 м, длина 50 м. Пробирный анализ сульфидизированных участков жил показал содержание в них золота 0,4 г/т, серебра 121,8 г/т; свинца по данным спектрального анализа до 1 % [115].

В истоках р. Курунг-Юрях (V-3-27) пять сульфидизированных кварцевых жил мощностью 0,04—1,9 м, прорывающие биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы архея, содержат 0,8—24,3 г/т золота и 2,0—103,8 г/т серебра [116].

В бассейне р. Олдонго (IV-4-10, 16) жилы халцедоновидного кварца, иногда с занорышами горного хрусталя, прорывают нижнепротерозойские отложения. Их мощность 0,2—0,5 м, длина до 200 м. Содержание золота 1,02—1,22 г/т. серебра 1,8—7,0 г/т [133, 398].

В верховье р. Солокит (VI-6-38) установлена зона окварцевания, связанная с дайками мезозойских пород. Содержание золота по данным пробирного анализа в гребенчатом халцедоновидном кварце составляет до 3,9 г/т, серебра — 418,8 г/т. Спектральным анализом установлен молибден до 0,1 %. Невдалеке (VI-6-45) установлена дайка граносиенит-порфиров с серым друзовидным кварцем, содержащим по данным спектрозолотометрического анализа штуфа до 1,0 г/т золота [456].

Обломки халцедоновидного кварца прослежены на 170 м по левому склону долины левого притока р. Унга-Дес (IV-8-38) среди глыб катаклазированных гематитизированных гранитов и сиенит-порфиров. Содержание золота по данным спектрозолотометрического анализа в кварце до 6 г/т. К сходному типу относится проявление Большой Горкит (IV-9-21). В долине Тас-Юряха (VI-5-6) среди сиенитов палеозоя найдены глыбы молочно-белого кварца, который содержит золота — 1 г/т, серебра — 2000 г/т, молибдена — 0,06 % [422]. В истоках р. Нескачан (VI-1-56) обнаружена глыба пиритизированного кварца с содержанием золота 7 г/т, серебра 1000 г/т [399].

6. Тип золотоносных гумбеитов залежно-жильный. Проявление Таборное (IV-3-35) занимает площадь 5 км² и представлено зоной гидротермально измененных нижнепротерозойских песчаников, содержащих гумбеиты в виде пластовых залежей средней мощности 39,5 м. Наиболее высокие содержания золота отмечаются в местах пересечения залежей с вертикальными разломами — 5,8—7 г/т, в остальных случаях — 0,5—0,6 до 1 г/т.

Проявление Темное (IV-3-38) занимает площадь 6,2 км². Геологическая ситуация сходна с проявлением Таборное. Содержание золота 1—1,2 г/т.

Проявление Перевальное (IV-3-34) приурочено к контакту архейского фундамента и нижнепротерозойских отложений, представлено калишпатовыми метасоматитами с пустотами выщелачивания и жилками серого полупрозрачного кварца с гематитом. Зона, насыщенная этими породами, прослежена на 1,5 км, ее мощность 250—500 м, угол падения 75°; содержание золота 0,1—0,8 г/т.

Проявление Гросс (IV-3-32), выявленное в верховье рч. Гросс, представлено пластовой залежью лимонитизированного гумбеита в зоне разлома. Площадь рудного тела 18,25 км². Это брекчированные, калишпатизированные и окварцованные кварц-полевошпатовые песчаники. По данным пробирного анализа бороздовых проб содержание золота от 0,1 до 1,1 г/т, штуфных проб — до 1,8 г/т [455, 457].

Пункты минерализации на правобережье р. Токко (IV-3-15, 20), левобережье р. Усу (IV-4-6) сходного характера с гумбеитами, содержащими золото (0,3 г/т).

К северу, в пунктах (IV-3-8, 5) к мощным зонам катаклаза приурочена минерализация золота (0,1—0,3 г/т). Аналогичный пункт установлен в приустьевой части р. Аян-Суоллах (IV-3-22) [114, 429].

7. Тип золотоносных метасоматитов высокотемпературных залежно-жильный. Проявление р. Быйики (V-2-42) сложено зоной кварц-полевошпатовых метасоматитов с кварцевыми жилами (0,1—0,3 м) длиной до 30 м (золота 6,7 г/т). По р. Нижн. Сакукан (V-2-29) архейские гранитогнейсы прорваны сульфидно-кварцевыми жилами (до 0,3 м), в которых по пробирному анализу золота 13,6 г/т, серебра — 30,6 г/т, свинца — 1 % [416].

Проявление Солнечное (V-2-27) по р. Быйики сложено линзообразными залежами кварц-полевошпатовых метасоматитов (850×50 м) в зоне Апсатского надвига, которые секутся тонкими прожилками кварца. Золота в прожилках 0,2—1 г/т, а в жилах кварца с сульфидами — до 5 г/т. В этом же районе в 2 км на северо-восток установлена сходная зона с содержанием золота в штуфах из прожилков кварца до 11,8 г/т [418].

В 750 м на юго-запад от проявления Солнечное установлены аналогичные породы с содержанием золота 0,4 г/т. По р. Тас-Юрях (V-2-3) в тектонической зоне тела кварц-полевошпатовых метасоматитов содержат 0,007—0,05 г/т золота [116]. Комплексная точка минерализации установлена в бассейне р. Дженкир (V-2-17), где в зоне разлома пиритизированные милониты (до 120 м), содержащие золота 0,2 г/т, церия — 1 %, лантана — 1 %, бария — 1 %, фосфора — 1 % [416].

В верховье р. Быйики (V-2-33) на участке площадью 200×30 м архейские биотит-амфиболовые гнейсы содержат кварцевые и микроклин-кварцевые жилы с вкрапленностью и гнездами пирита до 4 см в поперечнике. Две крупные жилы длиной 30 и 7 м, мощностью 0,3 м по данным пробирного анализа содержат 6,7 и 0,1 г/т золота.

По р. Эбкачан (IV-2-24) в зоне разлома пород чарской серии содержатся кварцевые, кварц-полевошпатовые и пегматитовые жилы мощностью от 0,3 до 2 м. Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы мощностью до 10 см секут пегматиты. Околожильные изменения выражены в пиритизации, окварцевании вмещающих пород. Рудные минералы в жилах представлены галенитом, пиритом, гематитом, ильменитом, магнетитом, ортитом. Они образуют неравномерную вкрапленность в жилах. Пробирным анализом в жиле кварца установлено содержание золота 0,2 г/т. Спектральным анализом пяти штуфов и точечных проб установлены содержания (%): серебра — 0,01, свинца — 0,3—0,6, цинка — 0,06—0,1, висмута — 0,03.

В верховье р. Кегей (III-2-13) в поле развития ультраметагенных гранитов обнаружено линзовидное тело альбитизированных гранитов мощностью до 1 км, длиной 7 км. Они содержат 0,002—0,05 г/т золота, в единичных пробах до 0,4 г/т. Отмечаются повышенные содержания свинца, цинка, меди, вольфрама, ванадия, хрома, лития до 0,01 %, лантана, церия, циркония до 0,03 % каждого.

8. Тип золотоносных приразломных зон по месту локализации делится на три подтипа.

8а. В диафторитах в верховье р. Нирачи (VI-9-67) среди сульфидизированных диафторитов обнаружены обломки жильного кварца с халькопиритом, пиритом. Пробирным анализом штуфа установлено 0,3 г/т золота [149].

По р. Мал. Чульман (VI-8-3, 4) хлорит-серицит-кварцевые сланцы с пиритом и халькопиритом содержат 4—4,8 г/т золота и 42,8 г/т серебра. Валун пиритизированного диафторита, найденный в русле рч. Черемуховый (VI-8-1) содержит 18 г/т золота. В вершине р. Нижн. Беркакит (VI-8-21) диафториты содержат четкообразные линзы кварц-карбонатной породы с пиритом. Они содержат 0,4—1,2 г/т золота.

По рч. Шатерка (VI-8-59) в отвалах россыпи встречены диафторированные кварц-карбонатные породы с галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Они содержат 0,2—0,5 г/т золота, 10—20 г/т серебра. Элювиальные и делювиальные свалы диафторитов вблизи проявления содержат золото от единичных знаков до 30—50 мг/м^3 [148].

Пиритизированные диафториты в долине р. Дьилиндэ (VI-8-48) содержат 1,0—1,2 г/т золота, по рч. Правый Чако (VI-8-26) — 1 г/т, по р. Прав. Чульман (VI-8-18) — 0,6 г/т золота. По левому водоразделу рч. Прав. Капрал (VI-8-32) диафториты с прожилками сульфидизированного кварца содержат 0,8; 1,6; 4,4 г/т золота. Сходные проявления установлены в верховье ручьев Хорогочикан и Олоруу (VI-8-63, 67).

На проявлении Колбычи (VI-9-68) в верховье одноименного ручья в диафторитах сохранился прослой (1—10 м) катаклазированных кварцитов, которые содержат рассеянную вкрапленность сульфидов (0,1—0,3 г/т золота). В среднем течении рч. Скобельницкий (VI-9-72) среди диафторитов сохранились катаклазированные граниты с халькопиритом. Содержание в них золота 0,3 г/т. Здесь же бороздовые пробы из пласта диафторированных кварцитов мощностью 15—20 м содержат 0,3—1 г/т золота и до 1 % свинца [149, 455].

8б. В археидах по р. Хани в ее верховьях (V-3-42) в разломе по архейским гнейсам северо-восточного простирания установлена зона пиритизации шириной 3—5 м, длиной 10 м (золота по спектрозолотометрическому анализу — до 0,5 г/т) [116, 419].

По р. Мурурин (V-3-35) в гнейсах установлена зона пиритизации и лимонитизации шириной 1 м, длиной 5 м. Пробирным анализом установлено 0,6 г/т золота, 5,9 г/т серебра, 0,6 % меди [116].

Два проявления в бассейне Аччыгый-Леглиер (IV-9-43, 44) относятся к золото-сульфидному типу минерализации. Здесь содержание золота 2,1 и 8,4 г/т. Рядом, в вершине рч. Медведевский (IV-9-35) в скудном оруденении содержание золота 2,1 г/т, мышьяка 0,3 % [420].

На склоне р. Калар (VI-3-74) в коренном выходе установлена зона пиритизации мощностью 0,6 м в плагиогранитах. Содержание золота в штуфе 7 г/т, меди 0,01 %. В бассейне р. Сулумат два пункта минерализации золота (IV-2-21, 27) приурочены к меридиональной зоне разломов, характеризующейся широким развитием катаклазированных пород архея, сульфидизированных и пронизанных кварцевыми жилами мощностью 0,1—0,5 м. Содержание золота по данным пробирного анализа в жилах 0,1—0,3 г/т, в пиритизированных породах 0,2 г/т, серебра — 1,6—2,5 г/т.

В пункте (IV-2-33) сульфидизированные амфиболиты чарской серии содержат 0,2 г/т золота и 2,1 г/т серебра, а в зоне разлома по ним (IV-2-32) сульфидизированы, окварцованы, пронизаны многочисленными кварцевыми жилами и прожилками. Содержание золота по данным пробирного анализа в кварцевых прожилках 0,5 г/т, серебра 2,4 г/т.

В верховье р. Джемку (III-2-11) комплексный пункт минерализации приурочен к зоне (1000 м) разломов северо-восточного простирания, длиной 2000 м в ультраметагенных гранитах (окварцованы, брекчированы, лимонитизированы). Из 30 проб в 12 установлено золото до 0,2 г/т, во всех пробах — церий, лантан по 0,02 % [417].

Проявление рч. Хвойный (IV-9-72) представляет собой глыбы катаклазированных, хлоритизированных гнейсов с сульфидами, которые прослежены на 125 м (золота по данным спектрозолотометрического анализа 10 г/т) [138]. Восточнее по рч. Крутой (IV-9-73) тектоническая зона северо-западного простирания, которая контролирует аномальные содержания золота (0,2 г/т) в донных осадках [420].

К разломам среди гранитов архея приурочена минерализация (Au от 0,2—0,7 до 1,0 г/т) по р. Нелюка, в бассейнах Чуги и Амги (III-6-7, 15, 18), в долине рч. Горкит (III-3-39). По уточненным данным в пункте (III-6-7) пробирным анализом установлено содержание золота 1,7 г/т, 5,2 г/т серебра, 0,58 % меди [129, 455]. Пункт минерализации (III-3-25) приурочен к зоне трещиноватости и окварцевания в гранитах. Здесь штокверковые зоны кварца с гематитом по данным штуфного опробования содержат 0,3—0,5 г/т золота [429].

По р. Дывэктэ (V-2-36) установлена приразломная зона (200 м) лимонитизированных, эпидотизированных и окварцованных пород архея с содержанием золота по данным спектрозолотометрического анализа до 15 г/т [416]. По р. Апсат (V-2-47) граниты кодарского комплекса милонитизированы и содержат тонкие прожилки и маломощные кварцевые жилы с сульфидами. Содержание золота в жилах до 1 г/т, в одной пробе 15 г/т [115].

По р. Бурпала (V-7-16) минерализованная зона находится у надвига архейских образований на юрские отложения и содержит аномалии золота в милонитах с пирит-кварц-карбонатными прожилками (по пяти штуфам до 0,2 г/т) [412].

Приразломные металлометрические ореолы золота встречаются неоднократно с содержаниями до 0,2 г/т (IV-3-1, 3, 8), лишь в одном из них (IV-3-5) содержание Au до 1,29 г/т (площадь 3,75 км^2).

8в. В протерозоидах и палеозоидах Кодаро-Удоканского района в бассейне р. Саку пункты минерализации золота (VI-1-3, 4, 6) приурочены к гидротермально измененным породам у разлома по породам удоканской серии. Здесь содержание золота 0,1—0,5 г/т.

Проявление Верхнесюльбанское (V-1-35) приурочено к зоне (около 950 м) гидротермально измененных отложений удоканской серии, длиной 2 км. Породы рассланцованы, лимонитизированы, сульфидизированы, окварцевание прожилковое, наиболее проявлено у висячего бока зоны. Рудная минерализация вкрапленная равномерная, редко образует гнезда, представлена пирротином, халькопиритом, арсенопиритом, галенитом и молибденитом (золота 0,02—1,5 г/т). В 2 км на площади 0,9 км^2 обнаружена зона катаклаза и милонитизации песчаников и алевролитов удоканской серии. Породы сильно окварцованы, сульфидизированы, карбонатизированы (золота в штуфах до 0,02 г/т).

На правом берегу р. Чепа (VI-3-9) пункт минерализации связан с субширотной зоной дробления мощностью 50—60 м, прослеженной в отложениях агланской и калаканской свит палеозоя на расстояние 1,5 км. Зона представлена окварцованными породами в центральной части, где мощность кварцевых прожилков от 1 до 10 см. На периферии зоны породы сульфидизированы. По данным спектрального анализа бороздовых и керновых проб из зоны дробления золото установлено в 16 % проб в количестве до 0,005 г/т и в двух пробах 0,07 г/т.

В междуречье Аглан—Чепа (VI-3-17) в поле развития песчаников сакуканской свиты установлен разлом северо-восточного простирания. К нему приурочена зона (5 м) дробления длиной 500 м. Породы интенсивно катаклазированы и замещены кварцево-кремнистым агрегатом с наложенной сульфидизацией, увеличивающейся к центральной части зоны, где установлены максимальные содержания золота — до 1 г/т [451].

Проявление Каменный (V-3-85) приурочено к разлому в отложениях удоканской серии. Зона динамометаморфизма длиной 1,8 км падает на юго-запад и имеет мощность в юго-восточной части 40—50 м, в северо-западной — 200—250 м. Здесь широко развито рассланцевание, реже милонитизация, трещиноватость, катаклаз. Второй по значению является тектоническая зона (200 м) субмеридионального простирания, которая сложена брекчиями и сильнотрещиноватыми породами. Помимо этих крупных зон, развиты разломы и зоны рассланцевания (от 20—50 до 100—150 м) с карбонатными брекчиями и вертикальным залеганием. На участке повсеместно развиты кварцевые и кварц-кальцитовые жилы. Кварцевые согласные жилы (от 5 см до 1 м) в отложениях аянской свиты сложены грубозернистым кварцем с примесью слюдистых минералов и обломками вмещающих пород, редко с сульфидами; их длина до 20—30 м (Au 0,002 г/т). Кварцевые жилы (до 10 см) в отложениях александровской, бутунской и талаканской свит сложены молочно-белым кварцем с редким пиритом и содержат 0,01 г/т золота. Кварц-кальцитовые жилы (до 1,8 см) в карбонатных породах бутунской и александровской свит содержат убогую вкрапленность пирита и гематита; их длина — первые десятки метров. Породы аянской свиты сильно пиритизированы. В местах пересечения разноориентированных тектонических нарушений в карбонатных брекчиях содержание золота достигает 2,0—2,4 г/т, кобальта — до 0,2 %, никеля — до 0,04 %, меди — до 0,2 %. Прогнозные ресурсы золота по участку по категории P_2 составили 2 т, кобальта — 1—2 тыс. т [405].

По рч. Эмирях (V-4-36) в зоне тектонического контакта юрских и раннепротерозойских отложений золота до 10 г/т, меди — 0,03 %, цинка — 0,03 %, в то время как рядом катаклазированные кварцитопесчаники бытыгырской серии (V-4-35) содержат 0,8 г/т золота, меди — менее 1 % [444].

9. Тип золотоконтролирующих плутонов и вулканитов по месту локализации подразделяется на три подтипа.

9а. В мезозойских щелочных плутонах в связи с метасоматитами комплексное молибденово-медно-золоторудное месторождение Рябиновое (III-9-12) охватывает мезозойский полихронный россыпеобразующий щелочной вулкано-плутон (50 км^2) с площадной эгиринизацией и массовым развитием микроклинизации и мусковитизации, сопровождаемой маломощными жилами, прожилками, залежами специфических метасоматитов — продуктов трехстадийного метасоматоза железо-калиевого и водородно-калиевого (по А. И. Угрюмову). Разведка месторождения продолжается. Рудные тела оконтуриваются обычно по содержанию металла и представляют собой крутопадающие штокверки и прожилково-вкрапленниковые зоны, иногда с рудными столбами изометричной или эллипсоидальной формы, которые приурочены обычно к фенгитовым слюдитам, микроклинитам и кварц-микроклиновым жилам и прожилкам. А. А. Ким и А. Я. Кочетковым установлена следующая последовательность послемагматических образований: 1) кварц-гематит-мусковит-ортоклазовые метасоматиты ареальные по щелочным сиенитам; 2) околорудные адуляр-серицит-мусковитовые локальные зоны; 3) продуктивные золото-пирит-микроклиновые залежи и жилы; 4) продуктивные гематит-кальцит-кварц-золото-полисульфидные залежи и жилы; 5) позднерудные молибденит-кварцевые и галенит-кварцевые жилы и прожилки.

На участке Мусковитовый золоторудные тела залегают в зоне метасоматитов между ортоклазовыми пегматитами и нефелиновыми сиенитами и прослежены на глубину более 200 м. Золотоносными являются верхние части зоны, приподошвенные — меденосные. Помимо этого, вкрапленниково-линзово-гнездовые меднорудные халькопирит-борнитовые залежи обнаружены вне зоны в эгиринизированных ортоклазовых пегматитах. Главным концентратором золота является пирит, содержащий помимо этого серебро, медь, цинк. Высокопродуктивно-золотоносной является гематит-кварц-карбонат-золото-полисульфидная ассоциация этой зоны, а менее продуктивной — ассоциация золото-карбонатно-микроклиновая в эгиринизированных пегматитах. Зона окисления мощностью 30 м содержит видимое золото. Кварцево-молибденовые прожилки и вкрапленномолибденитовая минерализация разобщены с золоторудными телами и находятся в слабосульфидизированных серицитолитах на северной периферии участка и на глубине 100 м ниже золоторудной залежи. Восточнее участка установлены кварцевые жилы с молибденсодержащими охрами.

На участке Новый оконтурен золотоносный штокверк (150 м) в сульфидизированных (2—5 %) и мусковитизированных эпилейцитовых порфирах и брекчиях. Здесь золотоносные тела сопровождаются аномалиями молибдена и серебра.

На участке Лагерный на 500 м прослежена прискарновая зона сульфидного оруденения шириной 100—300 м. Руды редковкрапленниковые (до 5 %, редко 10—20 %), приурочены к жилам и прожилкам микроклин-эгириновым, кварц-эгириновым, кварц-карбонатным, кварцевым, а также к окружающим их породам, являются полисульфидными, обычно халькопирит-галенитовыми, золотоносными в пиритсодержащих ассоциациях (содержание золота до 0,6 %, редко 10 г/т). Сопровождается апатитом, флюоритом, сфеном. Скарнированные доломиты в южной части месторождения содержат золота до 12,7 г/т [454].

9б. В архейских вулканитах и плутонах в истоках рч. Лыпхахай выявлены (IV-9-47) двупироксеновые кристаллосланцы с вкрапленностью пирротина, ильменита, арсенопирита (Au — 20—25 г/т, As — 1 %) [420]. Проявление Кокорин (V-3-26) сложено амфиболовыми сланцами (Au 20,7 г/т), пегматитами (Au 1,5 г/т), железистыми кварцитами (Au 2,6 г/т) и кварц-пиритовым штокверком (Au 1,24 г/т) [116]. В верховье рч. Медвежий (V-3-16) выявлена линза апогипербазитовых карбонат-тальковых сланцев (Au 0,9 г/т) [419].

Пункты минерализации на правобережье р. Олондо, по ручьям Перевальный и Ловушка (V-3-42, 47) приурочены к зонам тектонических нарушений и гидротермальной проработки катаклазированных и милонитизированных гнейсогранитов, амфиболовых сланцев, содержащих 0,2—0,8 г/т золота [116, 419].

В истоках рек Токко и Тарын-Юрях (V-3-10) обнаружено линзообразное тело хлоритизированных, актинолитизированных пироксенитов с сульфидами, в которых минералогический анализ показал золота 9 г/т. По р. Амедичи (IV-7-35) обнаружена зона сульфидизации (150 м) в гранитоидах, содержащих ксенолиты кристаллосланцев и силлиманитовых гнейсов. Минерализация представлена пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом. В 18 пробах из 20 сульфидизированных гранитов установлено 0,02—2 г/т золота. По рч. Сагар (IV-7-66) в зоне разлома сульфидизированные кристаллосланцы содержат 3 г/т золота [136, 421].

Томмотское рудное поле (III-9-73, 74) в большей своей части сложено карбонатными породами венда—нижнего кембрия. Здесь много мезозойских интрузий и проходит зона разломов, расчленяющих поле на мелкие блоки, погружающиеся в северо-восточном направлении. Золото-сульфидная минерализация носит жильный характер и приурочена к толще карбонатных пород или к сиенитам. На участке Центральный руды сложены, главным образом, кварц-лимонитовым агрегатом, иногда с гематитом, малахитом, азуритом. Содержание золота от следов до 51,9 г/т. Проявление Аномальное локализовано в щелочно-полевошпатовых сиенитах интрузии гольца Аномальный. Минерализация приурочена к зоне дробления северо-восточного простирания и носит прожилково-вкрапленный характер. Мощность прожилков не более 15 см. Главная минеральная ассоциация — кварц, пирит, второстепенная — борнит, халькозин, халькопирит. Содержание золота от следов до 93,8 г/т, в среднем 7,2 г/т. Проявление Томмотское расположено в отроге гольца Мрачный и приурочено к трубообразному телу эруптивных брекчий, прорывающих щелочнополевошпатовые сиениты. Многочисленные мелкие интервалы минерализованных пород и кварцевые, калишпат-кварцевые, карбонат-кварцевые, иногда с флюоритом жилы группируются в минерализованную зону меридионального простирания шириной около 300 м и длиной до 400 м. Эта зона в целом погружается на восток под углом 60—70°. Ее строение сложное, она состоит из серии сближенных субпараллельных жил и линз, образующих участки в пределах зоны. Сульфидная минерализация носит вкрапленный характер, содержание их 1—10 %. Преобладает пирит, реже галенит, халькопирит. Широко развиты гидроокислы железа, марганца в ассоциации с халцедоновидным кварцем. Распределение золота неравномерное — от следов до 2000 г/т, не отмечается количественная связь золота и сульфидов [132, 453, 454].

Участок Горный в бассейне Богаюкты (IV-1-3, 13, 16) занимает площадь 17 км^2 и сложен осадочными породами балаганнахской серии рифея, образующими синклинальную структуру субмеридионального направления с крутым западным и пологим восточным крыльями. Отложения хайвергинской свиты прорваны сиенитами и сиенит-порфирами мезозоя, которые образуют три штока площадью от 250×500 до 600×800 м. Здесь широко проявлены процессы гидротермально-метасоматических и контактовых изменений пород, выразившихся в ороговиковании, рассланцевании, сульфидизации, лимонитизации, реже флюоритизации. Литохимическим опробованием установлены вторичные ореолы рассеяния и точечные литохимические аномалии золота с содержанием от 0,002 до 0,3 г/т. Они совпадают с площадями выходов сиенитов и измененных вмещающих пород. Золото установлено в 47 % бороздовых проб в количестве 0,002—9,5 г/т. Две пробы содержат 2—3 г/т золота. Максимальное его количество в зоне ороговикования, березитизации, флюоритизации алевролитов. Здесь его среднее содержание 2,7 г/т на мощность 1,5 м, при максимуме 3 г/т на 1 м. В зонах рассланцевания и брекчирования алевролитов содержание золота до 0,5 г/т. Дайки сиенит-порфиров содержат до 0,1 г/т золота. Отмечается содержание бария и фосфора по 0,2 %, свинца — 0,02 %, лантана и церия — по 0,01 %, циркония — до 0,03 % [440].

Участок Емнях (IV-1-5), к которому приурочена трещинная интрузия гранитов (палеозой или мезозой), находится среди мелкогалечных конгломератов пурпольской свиты рифея и несет золотое оруденение в измененных конгломератах и гравелитах, которые рассланцованы, сульфидизированы, калишпатизированы, карбонатизированы, флюоритизированы. В них спектрозолотометрическим анализом установлено 2,6 г/т золота, а также (%): медь — 0,3, мышьяк — 0,05, цинк — 0,6, ниобий — 0,03, тантал — 0,005, цирконий — до 1 и более, рубидий — до 0,01, гафний — до 0,04, иттрий — 0,05, иттербий — 0,002, лантан и церий — до 0,08, барий — 0,02. Из 252 штуфных и бороздовых проб золото установлено в 70 % в количестве 0,002—0,5 г/т. В целом по участку, в минимальных количествах золото присутствует в полосе длиной 4,5 км, шириной 0,2—0,5 км [440].

Проявление Андреевское (III-3-15) приурочено к Мурунскому вулкано-плутону. Здесь выделены зоны дробления, с которыми связаны гидротермально измененные, пропитанные окислами железа породы с содержанием золота до 3,6 г/т. Общая мощность сближенных зон 1 км, длина — 2 км. Среднее содержание золота по зонам 0,93—1,2 г/т [429].

Рядом (III-3-16) расположен участок золотоносных зон проявления Андреевское, который представлен катаклазированными сиенитами, флюоритизированными, окварцованными, пиритизированными, а также карбонат-кварцевыми жилами с баритом. Их мощность 0,5—1,0 м, длина — до 100 м. Содержание золота в штуфах от следов до 2 г/т, среднее — 0,3 г/т. Здесь же отмечаются повышенные содержания молибдена — 0,05—0,5 %, свинца — до 1 %.

Севернее выявлены рудные зоны Серединская и Овражная (III-3-6, 11). Серединская зона имеет протяженность 3750 м, мощность 10—15 м, падение на юго-восток под углом 75—80°. Сложена брекчиями щелочных сиенитов с сульфидно-флюорит-кварцевой минерализацией в цементе. Сульфиды представлены пиритом, галенитом, халькопиритом. В 88 пробах из 94 содержание золота 0,005—10 г/т. В штуфных пробах из гематит-кварцевых жил содержание золота 10 г/т. Зона Овражная по строению и составу руд аналогична Серединской. Здесь содержание золота в 33 штуфных пробах 0,1—5,1 г/т.

Пункт (III-4-9) (участок Вершинный) сложен кристаллосланцами и гнейсами, прорванными меловыми дайками пуласкитов, вогезитов, сельвсбергитов. Вокруг них по зонам трещиноватости развиты железослюдковая минерализация и окварцевание. Содержание золота в этих зонах по данным штуфного опробования 2,1—2,3 г/т, по данным пробирного анализа — 0,1—0,4 г/т. Аналогичные пункты минерализации обнаружены рядом в пунктах (III-4-4, 5, 8), содержание золота 0,1—0,3 г/т [457].

В бассейне р. Унга-Дес установлены два пункта минерализации золота. Один из них (IV-8-41) приурочен к архейским катаклазированным гидротермально измененным образованиям (золота 1,2—3,0 г/т). Другой (IV-8-52) связан с обохренными измененными гранитами и сиенит-порфирами (золота по данным сколкового опробования 1 г/т). Схожие породы обнаружены в 1,5 км севернее Десовского месторождения (0,6 г/т золота по данным спектрозолотометрического анализа). Такие же содержания золота в сходной геологической ситуации установлены по соседству (IV-8-47, 67) [420, 455].

Металлометрические ореолы золота известны (IV-3-6) в интрузии щелочных сиенитов (площадь 3 км^2, Au — 0,2 г/т) и по р. Унгра (V-7-1), где среди архейских образований залегают дайки диоритовых порфиритов и обнаружены карбонатизированные и пиритизированные образования, содержащие Au в количестве 0,006—2,7 г/т [412].

10. Тип золотоносных скарнов. На р. Чара (I-3-5) в зоне (150 м) экзоконтакта дайки долеритов с известняками чарской свиты по пробирному анализу содержится 0,8 г/т золота [104].

На рч. Хатырхай (II-7-14) содержание золота в гематитизированной части даек минетт достигает 3,2 г/т, в ортофирах — 4,2 г/т, в то время как магнетитовый скарн с гнездами и прожилками (толщина 5—8 см) кварц-гематитовой руды содержит золота от 0,2—0,7 до 4,8 г/т.

Здесь же минерализация золота установлена и в других породах: в роговообманковых порфирах кварцсодержащих — 1—2 г/т, в эгириновых сиенит-порфирах кварцсодержащих с плагиоклазом — 2—5 г/т, в лейкократовых кварцсодержащих ортофирах с плагиоклазом из зоны дробления — 1—2 г/т [124, 427].

Скарны, в том числе пирит-магнетитовые, на контакте сиенит-порфиров с доломитами содержат золота: в пункте (II-6-9) — 10 г/т (а также Ag 4,4 г/т); в пункте (II-7-6) — 2,8 г/т, в одной пробе 25,4 г/т; в пункте (II-7-5) — 2,4 г/т (а также Ag 4,1—8,2 г/т) [441, 124].

Пункт минерализации Верхнехохойское (II-7-12) характеризуется содержанием Au — 0,1—1 г/т, Ag — 3,4 г/т в гематит-лимонитовых породах экзоскарна сиенит-порфиров с песчаниками [124, 427].

В бассейне Иннели установлены три пункта минерализации (II-8-2, 5, 6), представленные скарнами магнетитовыми, сульфидизированными, в архейских породах на границе с ортофирами. Пробирным анализом в скарнах установлено Au — 1,9 г/т, реже 2,9 г/т, Ag — 4,1—8,2 г/т [125, 455].

На водоразделе р. Бурунгна и левого притока р. Прав. Амудиса (V-2-62) обнаружено крутопадающее тело магнетитовых пироксенитов муруринского комплекса площадью 10×20 м, в эндоконтакте которого с доломитами бутунской свиты наблюдается налет медной зелени. В протолочке из измененных пироксенитов обнаружены магнетит, гематит, малахит, халькозин, азурит. В висячем контакте по данным спектрального анализа 12 сколков содержание золота 0,05—10 г/т, меди 0,1—1,0 %. В сторону лежачего контакта содержание снижается через 2 м почти до нуля. В монофракциях халькозина золота более 5 г/т, в магнетите до 0,2 г/т [115, 406].

На водоразделе рек Кебекте—Ималык (III-3-32) на площади 0,5 км^2 на контакте пластовой интрузии бостонитов и песчаников сеньской свиты в скарновой зоне установлено содержание золота по четырем штуфным пробам до 1 г/т [429].

Месторождение Зверева (III-9-45), сходное по характеру оруденения с месторождением Лебединое, отличается от последнего приуроченностью оруденения к скарнам. Здесь отработано восемь рудных тел, некоторые из них являются сложными наклонными залежами (3—20 м) длиной до 60 м, другие представляют собой сеть коротких сложных жил с мощными раздувами, третьи представлены линзообразными телами скарнов [132, 454].

Глыбы скарнов тремолитовых и магнетитовых обнаружены в верховьях р. Томмот (III-9-74) на гольце Аномальный. Тремолитовые скарны содержат 3 г/т золота, 14,5 г/т серебра; обломки обохренной породы — 1,5 г/т золота и 9,5 г/т серебра. На водоразделе Улуннах—Амуткан (IV-8-40) в зоне экзоконтакта штока щелочных сиенитов, в зоне окварцевания содержание золота 1,3 г/т [137, 455].

В пределах гольца Паленый на проявлении магнетитовых руд (III-9-44), сформировавшихся под покровом силла сиенит-порфиров, установлено халькопирит-пирротиновое золотоносное оруденение. Тремолит-магнетитовые руды с сульфидами содержат 0,7—54,6 г/т золота, 2,5 % меди, магнетитовые руды — 0,7—5 г/т [454].

Проявление в истоках рч. Лев. Хитачи и в истоках р. Эвота (IV-9-54, 64) связаны с Эвотинским массивом сиенитов. Содержание золота здесь 6,0 и 12,7 г/т [138, 420].

11. Тип кайнозойских россыпей. Центрально-Алданский район характеризуется крупными, в том числе полигенетическими сложными россыпями.

Россыпь р. Селигдар (II-9-5) распространена по всей долине и состоит из участков с различным качеством и содержанием металла. Золотоносными являются аллювиальные песчано-галечные отложения, возраст которых безусловно не может быть только современным. По уточненным данным, это либо ранне-среднечетвертичные, либо более древние — неогеновые или даже палеогеновые отложения. Плотик часто разновозрастный. Так, ниже устья р. Бол. Куранах он сложен среднечетвертичными (?) торфяно-глинистыми отложениями, а в нижней части россыпи содержит карстовые воронки, заполненные золотоносным аллювием до глубины 18 м. Промышленные концентрации золота начинаются с глубины 1,5—3 м и возрастают ниже, достигая наибольших величин на глубине 8—12 м.

Ниже устья Ортосалы длина россыпи 35 км, промышленные участки составляют 14 км, их ширина 167—235 м, мощность песков резко изменяется — от 4,19—4,42 до 15—20 м, а на участке Озерный достигает 50—60 м. Выше устья Селигдара россыпь связана с более молодыми отложениями с концентрацией металла в средних и нижних горизонтах аллювия. Промышленные участки (1,1—3,4 км) чередуются с малопродуктивными, содержание золота колеблется от следов до 13558 мг/м^3.

Участок Долговский полигон (III-9-3) длиной 11 км содержит богатое золото; на флангах россыпи его среднее содержание составляет 211 мг/м^3, общие запасы по категории $B+C_1$ — 3,6 т. Россыпи по правым притокам р. Селигдар (II-9-2) имеют длину 2,78 км, ширину 55 м, среднее содержание Au — 351 мг/м^3.

Россыпь р. Ортосалы (III-9-4) состоит из трех стратиформных горизонтов, из которых верхний малопродуктивный, а нижние давно отработаны. Доразведка выявила новые участки в приплотиковой части россыпи (длина 9,4 км, ширина 8—240 м, среднее содержание Au — 248 мг/м^3). Золотоносной является также приплотиковая часть остатков древней террасы (Аляска) с содержанием золота 800—20 000 мг/м^3 [131, 454, 455].

По рч. Незаметный, по уточненным данным, выявлена палеоцен-эоценовая россыпь с неравномерным распределением золота в песчано-глинистых отложениях (до 108 000 мг/м^3, иногда 1—3 мг/м^3).

По рч. Каменистый россыпь длиной 10 км содержит неравномерно распределенное золото (от следов до 1000 мг/м^3). Россыпи многих притоков р. Ортосалы отработаны с извлечением: по р. Орогон — 1654 кг, рч. Белка — 92 кг, рч. Геологический — 76,1 кг, рч. Западный — 151,9 кг.

Выявлен ряд делювиально-аллювиальных россыпей с содержанием золота от следов до 8 г/м^3 (рч. Пролетарский). Такие россыпи залегают на контакте архейских пород с доломитами венда и содержат обломки сульфидизированных скарноидов, золотокварцевых жил, а также самородки при постоянном присутствии тонкодисперсного золота в глинах из кор выветривания (палеоген—неоген).

Россыпь р. Бол. Куранах распространена по всей долине (III-9-8). Ее ширина 20—250 м, мощность песков 0,5—4 м, плотик местами залегает на погребенных террасах, содержание Au 2000—200 000 мг/м^3, встречаются самородки. Много россыпей по притокам этой реки [132, 455].

Россыпь рч. Тамарак (II-9-38) имеет длину 2780 м, ширину 90 м. Золотоносными являются аллювиально-делювиальные отложения с большим содержанием глинистой фракции, переотложенной из каолинитовой коры выветривания (по уточненным данным олигоцен, как и во многих других долинах этого района). Рабочий пласт (мощность 1,2 м) содержит 200 мг/м^3 золота и перекрыт торфами мощностью до 3,5 м.

По рч. Глубокий (II-9-35) промышленный участок россыпи (2610 м) сложен аллювиально-делювиальными отложениями мощностью 7—8 м, за-

легающими на глубине 4—6 м. Среднее содержание золота 328 мг/м^3 (местами до 2500 мг/м^3).

Россыпь рч. Сосновый (II-9-13 и III-9-8) длиной 6 км и шириной 20—40 м содержит на глубине 0,5—4,9 м золотоносный пласт (0,2—3,4 м) песчано-галечных отложений с валунами, сильноглинистыми, выветрелыми, в кровле которых находится каолинитовая кора выветривания (унгринская свита эоцена). Развитая по ним кора выветривания и продукты ее ближайшего переотложения рассматриваются как эоцен-олигоценовые. Содержание золота в верхней части россыпи 5—6 г/м^3, в нижней — 3—14 г/м^3. Россыпи подобного характера, местами с закартированным плотиком, обладают следующими параметрами: ручьи Надежный и Латы́шский (II-9-11) — длина 8,7 км, ширина 10—40 м, в нижней части до 80 м, мощность золотоносного пласта 1,2—1,44 м, содержание Au до 3000 мг/м^3; рч. Боковой — длина 1940 м, ширина 82 м, мощность золотоносного пласта 0,6—4 м (залегает на глубине 0,2—1,2 м).

Россыпь р. Якокут (II-9-35) имеет длину 10 км, ширину 1,5—2 км со следующими параметрами промышленных участков: длина 2346 м, ширина 200—800 м, мощность от 4—5 до 8—15 м. Золотоносный пласт сложен хорошосортированными песчано-галечными отложениями (6—8 м), залегающими на среднечетвертичных (?) галечниках с прослоями песчанистой глины. Среднее содержание Au — 200 мг/м^3.

По притокам р. Якокут установлен ряд промышленных (III-9-10, 11, 27) и непромышленных (III-9-18) россыпей. Россыпь Дэлбэ (II-9-7) имеет большую длину (16 км) при средней ширине 53 м и содержит золотоносный пласт (4—5 м) глинистых песков со слабоокатанной галькой окружающих пород, перекрытый обломочно-глинистыми отложениями [126, 455].

Разнообразна золотоносность бассейна р. Томмот. Главная — Верхнетоммотская россыпь (длина 11 км, ширина 60—200 м) сложного генезиса (III-9-95) приурочена, как и Якокутская, к грабен-долине с закарстованным плотиком, на котором с постепенным переходом залегают условно-верхненеогеновые каолинитовые коры выветривания, а иногда древний элювий (до 1 м). Распределение золота неравномерное с общей тенденцией к обогащению нижних частей разреза (от следов до 9420 мг/м^3), среднее содержание Au — 227 мг/м^3, запасы 13024 кг [132, 454]. На другом участке длиной 14 км (рч. Турукан—рч. Неряндж) россыпь содержит 848 кг золота.

Современная россыпь рч. Таежный (III-9-68) частично отработана, в пласте мощностью 0,5—6 м (до 11 м) добыто более 100 кг металла. Здесь же в пойменной части ширина россыпи достигает 360 м, вниз по течению она раздваивается, и здесь наиболее богатые участки содержат Au более 100 мг на 100 п. м. Общие запасы металла 2589 кг при среднем содержании 0,9 г/м^3. В среднем течении рч. Таежный золотоносный пласт начинается с глубин 40—60 м и содержит Au более 1000 мг/м^3.

Россыпь рч. Турук (III-9-78) представлена струей шириной от 40—60 до 116—140 м в современном аллювии со средним содержанием 382 мг/м^3 (имеются куэсты с Au до 277 213 мг/м^3). Россыпь рч. Турукан (III-9-89) имеет длину 2114 м, ширину 55 м со средним содержанием Au 409 мг/м^3 [454].

Проявление россыпей со следами золота установлено в ряде пунктов (III-9-86; III-8-12, 24, 29).

В Унгра-Нимнырском районе россыпи небольшие, рассредоточены с длиной 3—12 км и в значительной мере выработаны (IV-9-22, 51, 67), иногда содержали самородки (IV-9-32). В маломощных пластах установлено высокое содержание золота: по р. Амуткан (IV-8-1) — до

8000 мг/м^3 в пласте 0,5 м мощности; по р. Унгра (IV-8-69) в пласте мощностью 1,5 м — до первых тысяч мг/м^3 [137, 421].

Верхнетимптонский район. Здесь давно отработаны, несистематически доразведываются и разрабатываются многочисленные золотоносные россыпи как по руслу р. Тимптон, так и вдоль его притоков. Предполагается, что источником золота являются диафториты, а также секущие их мезозойские кварцевые жилы длиной 100—150 м (до 1000 м), мощностью 1—7 м [149, 455].

На россыпях рч. Скобельцинский и р. Тимптон (VI-9-59), ранее отработанных, продолжается в том или ином месте повторная эксплуатация. По рч. Скобельцинский золотоносный пласт (0,8—1,5 м) в рыхлых отложениях мощностью 3—6 м имеет длину 150 м при ширине 40—60 м. Среднее содержание Au 8—9 г/м^3.

Россыпь р. Тимптон представлена несколькими струями мощностью до 3 м при суммарной мощности рыхлых отложений на террасе 8—9 м, а в русле — 3,5—4,0 м. Общая длина россыпи 12 км, ширина 163 м, среднее содержание Au 276 мг/м^3.

Россыпь рч. Муравьевский (VI-9-58) имеет длину 7,5 км, ширину 20—90 м, общую мощность рыхлых отложений до 8 м, а содержание золота 400—1500 мг/м^3. Россыпь рч. Колбочи (VI-9-57) представлена песчано-глинистыми отложениями со щебнем диафторитов и содержанием золота 2—20 г/м^3; ее длина 8,5 км, ширина 10—60 м.

Россыпь между ручьями Березовый и Огиновский по р. Тимптон (VI-9-55) приурочена к террасе и руслу. В террасных отложениях (3,2—7,0 м) 250—520 мг/м^3, а в русловых отложениях (2,5—3,6 м) содержание золота 500—700 мг/м^3. Общая длина россыпи 9 км, ширина составляет на террасе 50—200 м, в русле — 30—87 м.

Россыпь р. Тимптон (VI-9-34) имеет длину 8 км, ширину 40—80 м, среднее содержание Au — 200—420 мг/м^3. Выше устья Иенгры имеются участки Подкова — длина 6 км, участок Думка — длина 5 км, участок Южный — длина 4 км, ниже которого имеется обособленная россыпь мощностью 10 м (длина 8,5 км, ширина 500—700 м) со средним содержанием золота от следов до 179 мг/м^3. Между реками Танграк и Кабакта выделен дражный полигон с невыясненными ресурсами, общей длиной 13 км при ширине 10—70 м. Золото обнаружено здесь в интервале мощностей 4—7 м. Характеристику иных россыпей см. в табл. 8.

Олекмо-Кабактинский район. Многочисленные и довольно крупные россыпи с плотиком из кристаллических пород докембрия, местами сильно раздробленных и диафторированных, в настоящее время отработаны с поверхности, но сохраняют высокий потенциал на глубоких горизонтах, особенно в грабен-долинах бассейна Амедичи. Характеристику россыпей см. в табл. 8.

Амгинский район. Содержит ряд коротких аллювиальных россыпей с гетерогенным плотиком. Две небольшие (1,3—4,0 км) маломощные (2,5—4,0 м) россыпи, частично отработанные, характеризуются наличием самородков и содержаниями золота: (II-7-14) — 1—19 г/м^3; (II-6-4) — менее 0,6 г/т. Самая длинная россыпь (11 км) по р. Хатын (II-6-3) шириной 31 м содержит в разрезе аллювия (6 м) золотоносный пласт мощностью 1 м с содержанием золота 650 мг/м^3. Самая богатая приплотиковая россыпь рч. Крутой (II-7-6) имеет длину 2 км, ширину 30—40 м с мощностью песков 0,8—1,1 м, находящихся на глубине 3—4 м (среднее содержание золота 2,5—6,0 г/м^3). В низовье той же реки (II-6-6) длина россыпи 5 км, мощность пласта 2,0 м, содержание золота не выше 335 мг/м^3. Проявления россыпей установлены по р. Улахан-Джюкте (II-7-17, 22). Характеристику остальных россыпей [124, 441, 455] см. в табл. 8.

Таблица 8

Основные характеристики золотоносных россыпей
(знак «+» означает присутствие самородков)

Местонахождение	Параметры россыпи, м				Среднее содержание золота, мг/м³
	Длина	Ширина	Мощность		
			Общая	Рудного пласта	
Верхнетимптонский район					
Рч. Таиграк (VI-9-53)	2500	10—50	4—5	1	20—25
Рч. Сыгынах (VI-9-45)	7500	15—100	4—7	0,2—0,6	50—5300
Рч. Вороновский	1900	15	3	0,2—0,6	270
Рч. Аччыгый-Сыгынах (VI-9-49)	2300	—	—	—	287
Рч. Шатровский (VI-9-46)	2200	7—10	3,2—3,6		3500
Рч. Дыгдали (VI-9-47)	16000	10—50	3—10	0,4—1,6	1000—7000
Рч. Улахан-Ниречи (VI-9-43)	3000	100—200	6	1—1,5	200—1600
Рч. Улахан-Ниречи (VI-9-48)	2000	260	5	—	700—800
Река Кабакта (VI-9-39)	100	—	—	—	—
	8000	20—60	4—4,4	—	2—198
Верховье р. Кабакта	2050	10	3—4,6	1—1,8	550—750
Верховье р. Кабакта	600	10		0,2—0,4	1083—5300
Река Иенгра (VI-9-41)	15000	60—100	3—9,4	—	Зн.—34—94
Река Окурдан (VI-9-40)	1500	65	3,5	—	425—1167
Река Окурдан	>1000	20—282	—	—	—
Река Улахан-Мелемкен (VI-9-24)	2000	40			До 100
Река Амнунакта (VI-9-52)	—	—	—	—	Зн.
Рч. Скрыпниковский (VI-8-51)	2400	38	5,5	—	200—500
Рч. Чайных (VI-8-40)	3500	40	4,6	0,2—10	1500—6500
Рч. Волковский (VI-8-50)	3020	14	4,2	—	200—500
Рч. Манай (VI-8-49)	—	—	—	—	Зн.—50
Проявление (VI-8-45)	1900	—	—	—	До 22
Река Тимптон-II (VI-9-23)	2,5	—	—	—	128,4—436,5
Река Тимптон-I (VI-9-14), русловая и косовая россыпь	2	—	—	—	—
Рч. Дорожный (VI-9-79)	4	40—150	6—10	—	440
Рч. Орогоччу (VI-9-65)	4	30—75	2,5—5,5	1,2	1900
Рч. Лебединый (VI-9-54)	6	20—80	5—6	1,4	5000—20 000
Рч. Троицкий (VI-9-54), ямная добыча	—	—	—	1,2—1,5	440—470
Рч. Иннокентьевский (VI-9-61)	1,2	10—30	4—7	1,8—2,0	?
Рч. Утанах (VI-9-60)	2,5	20—30	3—5	1,5—2,0	1700
Иенгрский район					
Река Иенгра (VI-8-53), терраса и русло	6,75	112	3,0—8,1	—	163
Участок Речной	2	47	2,8—3,2	—	500—600
Участок Сельдигир	1,2	22	5,4	—	100—200
Участок Шатерка	1,6	10—30	4	—	100
Река Холодникан (VI-8-52), терраса и русло	5,85	45—50 до 121	5,8	—	Сл.—40 000

Продолжение табл. 8

Местонахождение	Параметры россыпи, м				Среднее содержание золота, мг/м³
	Длина	Ширина	Мощность		
			Общая	Рудного пласта	
Верхнечульманский район					
Рч. Левый Верхний Беркакит (VI-8-15)	8	18—52	2,6	—	100—200
Рч. Правый Верхний Беркакит (VI-8-16)	2	20—30	2,0	—	Сл.—50
Река Беркакит (VI-8-9)	8	90—120	2,8	—	Сл.—50
Река Чако (VI-8-10)	5,0—5,75	17—72	3,2	—	200—500 до 726
Рч. Капрал (VI-8-17)	7	—	4,2	—	Сл.—50
Проявления (VI-8-14, 39, 41)	4—7	—	3,5—4,5	—	Сл.—50
Олекмо-Кабактанский район					
Река Дырын-Юрях (VI-5-26, 28, 30), русловой аллювий	—	—	—	—	Сл.—890; редко 1609
Река Кабактан (VI-6-4)	12	45—50	0,5—6	1—15	370
Река Лев. Расторгуев (VI-6-6)	5	50	3,2	1,0	650
Рч. Кварцевый, там же	—	—	—	—	19
Рч. Верхн. Сирик, там же	—	—	—	—	До 685—890
Рч. Расторгуев (VI-6-15) и р. Куртах (VI-6-13)	—	—	—	—	590
Рч. Иличи (V-6-10)	9	25	4,7	1,0	560
Река Конку (V-6-11)	5	45	4,0	1,1	720
Рч. Сланцевый (V-6-12)	15	25	6,6	1,1	740
Река Тунгурча (V-6-13)	14,5	50	4,4	1,2	710
Рч. Шумилин (V-6-16)	4,5	70	5,2	1,2	640
Река Амедичи (V-6-17)	11	65	8,1	1,5	700
Река Налдыкан (V-6-18)	11	60	5,2	1,4	680
Рч. Кабактан (V-6-19)	6,8	76	3,4	1,2	900
Рч. Симерик (V-7-6)	4,2	95	5,8	0,6	1540
Рч. Зловредный (V-7-7)	5	48	5,6	1,9	660
Река Сыллах (V-5-25)	18	45	6	1,0	580
Рч. Надежный (V-6-9)	12	30	4	1,0	480
Рч. Прав. Капрал (V-5-29)	10	50	4	1,0	710
Река Нюкжа (VI-6-43)	1,5	—	—	—	Сл.
Река Верхн. Серик (VI-6-18)	5	20—50	—	0,6—1,2	460
Река Аленмакит, там же	8	25	—	1,7	640
Река Чильчи (VI-6-50)	23	—	—	—	Сл.—100
Река Дюпан (VI-6-10)	12,5	—	—	—	Сл.—100
Река Дырынмакит:					
Первый участок (VI-5-7)	12	30—40	3—5	—	7—29
Второй участок (VI-5-19)	10	—	1—1,5	1—1,5	1,7 до 30 000
Река Олекма (VI-5-18, 19, 24)	—	—	—	—	Сл.
Река Синекта (VI-5-12)	—	—	от 5—6 до 14—27	—	3710
Рч. Федоровский (VI-5-9) и рч. Курум (VI-5-8)	—	—	—	—	Сл.

Местонахождение	Параметры россыпи, м				Среднее содержание золота, мг/м³
	Длина	Ширина	Мощность		
			Общая	Рудного пласта	
Амгинский район					
Рч. Таньяхтах (II-7-13)	2	45	4	0,6—1,0	1000—3000
Рч. Хатырхай (II-6-1, II-7-10)	29	40	6,4	1,0	650
Рч. Онхой (II-6-15)	7,5	39	3,6	1,1	580
Рч. Глухой	6	59	3,0	0,9	610
Молво-Жуинский район					
Река Молбо: рч. Тян-Юрюслере (I-2-11) и р. Чийдах (I-2-12)	—	—	—	—	200—400
Река Мал. Валюхта (I-1-14)	3,6	190	14,2	1,7	2250
Река Бол. Валюхта (I-1-16), современные галечники	—	20—300	—	1,5—2,5	390
Река Жуя (II-1-7)	30	140	7,5—14	—	?
Рч. Бол. Барчик (II-1-8)	7	50—100	2—2,5	—	1268—2689
Рч. Бол. Баракун (II-1-17)	12	60—250	до 8	2—2,5	Добыто 500 кг
Чаро-Токкинский район					
Участок Екатерина (II-3-1)	20	160	—	6	190
Участок Сукджу (II-3-2)	27	160	—	—	120
Пункт (II-3-4)	—	—	—	—	100
Река Токко (III-3-1), речная коса	4—5	—	—	—	50—200
Пункт (III-3-8)	7	—	—	—	Сл.
Река Нижн. Таррынах (III-3-19)	2	—	—	—	Сл.
Богодиктинский район					
Рч. Сибиркан (IV-3-11)	2	60	8,2	1,2	690
Рч. Ортогональный, там же	21	60	8,3	1,3	680
Рч. Контактовый (IV-3-12)	9,5	60	8,2	1,2	640
Река Угун-Урья (IV-3-20)	2,5	40	5,6	1,1	860
Река Богодикта (IV-3-24)	7	60	8,2	1,2	690
Река Прав. Богодикта, там же	1,5	40	5,6	1,1	860
Река Коняха (IV-3-31)	5	60	8,2	1,2	690
Река Мал. Усу (IV-3-27)	7	60	8,2	1,2	640
Рч. Гросс, там же	4	60	8,2	1,2	690
Рч. Темный (IV-3-26)	16,6	60	4,4	1,3	640
Рч. Бурный, там же	2,9	56	9,0	1,2	960
Рч. Перевальный (IV-3-34)	1	50	5,0	1,0	600
Рч. Пологий, там же	1,4	40	3,2	1,3	690
Рч. Чуостах (IV-3-39)	11	60	8,2	1,2	690

Местонахождение	Параметры россыпи, м				Среднее содержание золота, мг/м³
	Длина	Ширина	Мощность		
			Общая	Рудного пласта	
Рч. Оччугуй (IV-3-39)	7	40	8,2	1,2	690
Река Хотой (IV-3-41)	20	60	8,3	1,3	690
Рч. Таборный (IV-3-38)	1,4	88	5,7	1,4	2140
Рч. Темный, там же	3,4	93	4,4	1,4	640
Верховья рч. Таборный (IV-3-35)	0,4	40	8,1	1,7	1250
Пункт (IV-3-40)	5	30	7,5	1,0	700
Река Усу (IV-4-5)	39	60	7,5	1,0	700
Икабийский район					
Река Бол. Икабья (V-3-87) выше рч. Иныр:					
русло	4	10	2,0	0,5	5000
I терраса	3	20	5,1	1,0	5000
II терраса	2	20	5,0	1,0	5000
Ниже рч. Иныр (пойма)	4	30	5,0	1,0	5000
У рч. Амудиса (пойма)	3	60	5,0	1,0	5000
Между ручьями Перевальный и Комустах	9	200	4,0	?	4000
Между ручьями Красный и Перевальный	7	200—300	4,0	?	Сл.—120
Рч. Комустах (русло)	3,5	—	—	—	Сл.—2300
Рч. Горки (русло)	5	—	—	—	Сл.—2900

Молво-Жуинский район содержит россыпи часто разновозрастные и разнофациальные, нередко с присутствием золота в глинистых отложениях.

Россыпь в русловых и террасовых отложениях рч. Ильинский имеет длину 1,4 км, ширину 54 м, содержит глинисто-галечный пласт (5,8—7,5 м) на плотике сульфидизированных черных сланцев и концентрируется в глине, заполняющей трещины плотика. Здесь добыто 980 кг золота.

В проявлении россыпи р. М. Баракун (II-1-13) в рыхлых отложениях установлено обилие сульфидизированных пород, а в шлихах — золото, галенит, сфалерит, халькопирит, прогнозируется месторождение с запасами сотни килограммов золота [442].

Ледниковые и водно-ледниковые отложения характерны для трех коротких россыпей (1—1,2 км). Золото в них распределено неравномерно, а содержание колеблется от 245—774 мг/м³ (III-1-6) до 250—500 мг/м³ (III-1-7).

Россыпь (III-1-1) отработана. Частично отработаны моренно-аллювиальные россыпи р. Бол. Больбухта (III-1-4). Ее длина 17,8 м, ширина 16—600 м, содержание золота следы — 15000 мг/м³. Общее содержание золота на 1000 м наиболее обогащенных участков достигает 1,0 т [109]. На водоразделах в местах наложения древних речных долин (неоген-

четвертичных?) на карстовые воронки (глубина до 10 м) обнаружены россыпи, в которых золото находится в валунно-галечных отложениях, глинистых галечниках, а также в верхних делювиально-солифлюкционных образованиях общей мощностью не более 5 м. Содержание золота составляет: (I-1-15) — 100—200 мг/м^3, (I-1-20) — 410 мг/м^3.

Золотоносным является также древний аллювий на долинном карсте, где он представлен: конгломератами на глубине 4,5—30,5 м (I-1-28), песчано-галечниковыми отложениями общей мощностью до 7 м (I-1-19). Содержание золота колеблется в широких пределах — 74—160 мг/м^3. В древних речных долинах пункта (I-1-2) обнаружены валунно-галечниковые отложения с содержанием золота 100—200 мг/м^3 [102].

Характеристику аллювиальных россыпей района см. в табл. 8.

Чаро-Токкинский район. Здесь известны немногочисленные россыпи и проявления россыпей. Разновозрастными являются три россыпи по р. Чара. У пос. Бэс-Кюэль (I-3-9) россыпь имеет длину 10 км, ширину 1000—1200 м (в северной части до 2 км) и представлена отложениями речных кос, поймы и первой террасы общей мощностью 5—7 м, редко 10 м с содержанием Au 20—50 мг/м^3. Ниже по течению реки (I-3-3) длина россыпи 1 км, ширина 200 м. Содержание золота в речных косах 100—1000 мг/м^3, вниз по разрезу содержание уменьшается. В целом мощность слоя с содержанием Au 200—230 мг/м^3 составляет 5 м. В пойме и на террасе россыпь галечников мощностью 4—7 м содержит 200 мг/м^3 золота [104].

Остальные россыпи и проявления см. в табл. 8.

Богодиктинский район характеризуется россыпями со слабой геологической изученностью. Основные параметры россыпей этого района см. в табл. 8.

Икабийский район (V-3-87) характеризуется проявлениями россыпей, приведенных в табл. 8 [406].

Разрозненные проявления россыпей встречены еще в нескольких местах. По р. Большая Тора (IV-2-10) на протяжении 20 км спорадически встречается золото в отложениях поймы и первой террасы [113, 417], а по р. Малая Тора (IV-2-9) в отложениях первой террасы. По р. Баронка (VI-1-21) в отложениях различной мощности, иногда в четко фиксированном пласте мощностью 0,2—2,0 м установлено золото в количестве от следов до 99 мг/м^3 [439].

По р. Чепа в пласте (VI-3-10) мощностью 1,5 м, перекрытом торфами мощностью 5—10 м, установлено среднее содержание Au 1000 мг/м^3 на длину россыпи 4 км (ширина 50 м).

По р. Абнунмакит (VI-3-58) обнаружена россыпь (длина 4—5 км, ширина 60 м, мощность аллювия — 5—10 м) со средним содержанием Au 2000—3000 мг/м^3. Здесь же предполагается наличие погребенной россыпи.

По р. Калар золото (следы — 300 мг/м^3) приурочено к русловому, пойменному и террасовому аллювию (VI-3-79, 51). В бассейне р. Китемяхта (VI-3-77, 80) в отдельных пробах керна из аллювия содержится золота 216—234 мг/м^3 (редко до 1000 мг/м^3). По р. Тепракан (VI-3-68) золото установлено во всех шлихах в знаковых количествах [434].

СЕРЕБРО. Известно одно проявление, несколько пунктов минерализации и гидрохимические ореолы серебра. В качестве сопутствующего компонента присутствует, причем иногда в значительном количестве, в рудах золота, свинца и цинка.

Проявление серебра установлено на левом берегу р. Хатын — правого притока р. Амга (II-6-7). Здесь, в зоне разломов субширотного простирания, сульфидизированные и гематитизированные доломиты венда содержат серебро от 2—10 до 140 г/т [441]. В 150 м ниже устья рч. Дорожный по р. Тимптон (VI-9-69) на контакте гранатовых амфиболитов с гранитами обнаружена сульфидно-кварц-карбонатная жила мощностью 10—15 см. Спектральным анализом бороздовой пробы установлено содержание Ag — 1000 г/т, Au — 0,05 г/т, Cu — до 0,5 % [149].

С кварцевыми жилами связаны пункты минерализации в бассейне р. Якокут (II-9-23, 30, 34). Здесь содержание серебра в глыбах кварц-гематитового состава от 4,3 до 40,7 г/т. В бассейне рч. Кайлы (II-9-21, 22) кварц-гематитовые жилы содержат 0,6—3,4 г/т серебра [126]. А в долине р. Сакуканыр в пределах ореолов рассеяния молибдена (V-2-6) кварцевые жилы мощностью до 5 м содержат серебра по данным спектрального анализа 1500 г/т. В междуречье Нижнего Сирика и Левого Солокита (VI-6-29) глыбовая россыпь кварца и кварцевых брекчий длиной 50 м содержит серебра 30 г/т, молибдена — 0,4 %, свинца — 0,12 %. На правом водоразделе р. Нюкжа (VI-6-32) вблизи дайки порфиров нижнего мела найдены глыбы молочно-белого кварца с сульфидами, флюоритом (Ag — 40 г/т) [456].

Гидрохимические ореолы серебра установлены в верховьях р. Улахан-Тала, бассейне р. Усмун (II-3-4, 5, 6, 7). Здесь, в поле развития отложений венда отмечено проявление серебра в источниках трещинно-пластовых подземных вод. Содержание серебра до 0,002 мг/л. По р. Урага оконтурен (IV-3-4) ореол серебра по четырем гидрохимическим пробам с содержанием элемента в гаммах на литр при общем нулевом фоне [114].

ПЛАТИНА. К известным ранее редким проявлениям платины в последние годы добавляется много новых пунктов минерализации, часть из которых отражает пока только зафиксированные надкларковые концентрации этого металла в других месторождениях — таких, как титанорудное Чинейское, никелерудное Бурпалинское (ЭПГ>54 усл. ед), апатитовые Усть-Чульманское (ЭПГ 0,41—8,8 усл. ед.), Селигдарское (Pt — 0,04 усл. ед). Помимо этого, анализ архивов уточняет места находок платиноидов в золотоносных россыпях, особенно Центрально-Алданского района.

Россыпное мелкое месторождение платины в верхнем течении р. Инагли (III-8-6) дренирует Инаглинский массив дунитов. Россыпь приурочена к центральной части долины реки, ее исследованная протяженность 4940 м, ширина 45—130 м в средней части, в хвостовой — 43 м. Мощность россыпи — 3—7,6 м. Мощность торфов 1,4 м в средней части и 6,4 м в верхней. Россыпь тяготеет к правой стороне русла, и только в головной части правый приток р. Иннели пересекает ее. Платиноидные минералы локализованы в нижней части песчано-галечного слоя с глинистой примазкой, особенно в приплотиковой части, достигая наибольших концентраций на границе рыхлых отложений и плотика. В плотик платиноиды проникают на глубину 0,2—0,6 м. По категории C_1+C_2 запасы платины по россыпи составили 713,3 кг металла [131].

По долине р. Бол. Юхта (III-9-103) в аллювии совместно с золотом имеются находки самородной платины и сперрилита. В ходе валового опробования россыпеобразующих дунитов Инаглинского массива (III-8-7) в центральной его части установлено содержание платиноидов от 1 до 10 знаков в 28 пробах из 125. Дальнейшими исследованиями выявлено проявление платины в этом массиве [131].

Проявление платиноидов Сеньское (IV-1-15) является полихронным и фиксируется гипергенной минерализацией в раннерифейских корах вы-

ветривания по платиноносным черным сланцам нижнего протерозоя (платины и палладия по n×0,1 г/т каждого). В отложениях кор выветривания в горизонтах мощностью до 85 м обнаружено два слоя (нижний — 9 м, верхний — 10,5 м) с содержанием платины соответственно — 10 и 3,4 г/т, а иридия — 3 и 2,4 г/т. Повсеместно присутствуют повышенные концентрации родия, рутения, иногда золота.

Проявление Водораздельное (V-3-18) связано с расслоенной пластовой интрузией верхнеархейских метадолеритов длиной 7 км, шириной 300 м в бассейне р. Олондо [455]. На глубину 100 м ресурсы по категории P_3 платины — 120 т, палладия — 120 т. По левому водоразделу р. Олондо на площади 0,63 км^2 оконтурено тело субпластовой интрузии метагаббро-долеритов с ресурсами по категории P_3 платины — 2 т, палладия — 2 т. Магнетитовые кварциты бассейна Олондо (V-3-22), образующие выход шириной 20 м, длиной 500 м, содержат 6,8 г/т платины [455].

В верховьях р. Быйики (V-2-32) в поле ультраметагенных гранитов архея обнаружена дайка оливиновых габбро-норитов (90—130 м) длиной более 3 км. В центре дайки наблюдаются обособления горнблендитов, лампрофиров. Атомно-адсорбционным анализом штуфов габбро-норитов установлено содержание платины 0,029 г/т, палладия — 0,017 г/т.

В Мускуннахском массиве (V-2-41) среди расслоенных метагаббро одноименного комплекса содержится зона платинового оруденения длиной 4 км. Оруденение приурочено к ультрамафит-мафитовой фазе с низким содержанием сульфидов. В пяти пробах содержание платины 0,002—0,02 г/т, палладия — 0,02—0,2 г/т [418].

В бассейне Тепракана установлено несколько пунктов минерализации. Два из них находятся на расстоянии 500 м друг от друга (VI-3-65). У контакта плагиогранитов верхнего архея с сульфидизированными амфиболовыми сланцами и кварцитами обнаружены графитоносные метасоматиты, содержащие 0,02 г/т платины.

Два проявления (IV-3-64, 75) приурочены к краевой части Ингамакитского массива анортозитов. Здесь платина установлена как в пробе жильных магнетитсодержащих пироксенитов (Pt — 0,02 г/т), так и во вмещающих амфиболовых кристаллосланцах с рассеянной вкрапленностью сульфидов, в том числе борнита (Pt — 0,02—0,03 г/т). На левобережье р. Чукчуду (VI-2-31) платиноиды обнаружены в ксенолите (площадью 0,1 км^2) среди граносиенитов второй фазы ингамакитского комплекса. Отнесение диоритов этого ксенолита к первой фазе не бесспорное, возможно, это породы гнейсового комплекса. Диориты содержат тонкорассеянную вкрапленность магнетита, ильменита, сульфидов (Pt — 0,03 г/т, Pd — 0,03 г/т, V — 0,18 %, Au — до 0,5 г/т) [435].

К черным сланцам ханинской свиты нижнего протерозоя приурочено несколько пунктов минерализации. В пунктах (IV-4-11, 17) в одном горизонте установлено содержание (г/т): Pt — 0,16, Pd — 0,02, Ir — 0,48—0,8, Ru — 0,03, Ro — 0,01, Au — 0,056. В пункте (IV-4-15) содержание платины составляет 1,11 г/т и предполагается ее связь с силлом метадолеритов куранахского комплекса.

В долине Токко А. В. Молчановым установлено несколько пунктов платиновой минерализации: (III-4-45) — в теле ортоамфиболитов амнунактинского комплекса в зоне Коребинского разлома — Pt — 0,16 г/т; (IV-3-9, 33) — в долеритах (%): Pt — 0,03—0,31, Ir — 0,67, Pd — 0,07, Ru — 0,05, Ro — 0,03, Au — 0,09.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ. В восточной части площади широко развиты месторождения и проявления горного хрусталя, пригодного для изготовления пьезооптических изделий. Почти все они приурочены к кварцитам нижнего архея и относятся к кварцево-жильному генетическому типу раннепротерозойского возраста.

Суонтитская группа месторождений. На месторождении Северное (III-7-21) кварциты слагают часть крыла узкой антиклинальной складки северо-восточного простирания и содержат жилы, приуроченные к тектоническим трещинам с азимутом падения 170—205°, углом падения 70—90°. Установлены четыре жильные зоны, одна из них разведана. Ее ширина 7—12 м, длина по простиранию 210 м, по падению — 51 м. Гнезда хрусталя приурочены к области наибольшего сгущения трещин. Кристаллы дымчатого кварца короткостолбчатые, обелисковидные, часто уплощенные. Месторождение эксплуатировалось до 1955 г.

Месторождение Холодное (III-7-25) приурочено к асимметричной брахисинклинали, вытянутой на северо-восток и вмещающей рудную зону (20 м), которая прослежена на 400 м по простиранию и на 120 м по падению. Контакты кварцевых жил с кварцитами расплывчатые анатектитовые. Жилы сложены молочно-белым и полупрозрачным кварцем с шестоватой структурой и содержат многочисленные полости с кристаллами горного хрусталя, глиной, дресвой. Высота кристаллов 10—20 см, габитус длиннопризматический, реже обелископодобный. Средний выход моноблоков из пьезосырья 20 %. К настоящему времени месторождение считается отработанным.

В 1 км на юго-восток выявлено месторождение Доброе, где массивные полевошпатовые кварциты с линзами амфиболитов секутся пегматитовыми жилами. К контакту жил в амфиболитах приурочены хрусталенесущие тела мощностью до 4,5 м, длиной до 12 м. Месторождение считается выработанным [130].

Месторождения Оенское и Пустынное (III-7-31) представлены кварцевыми жилами длиной до 56 м и мощностью до 9 м. Месторождения законсервированы [130].

Месторождение Засуонтитское (III-7-30) имеет площадь 4 км^2 и сложено кварцитами, биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, прорванными жилами пегматитов, гранитов. Кварциты разбиты системой трещин, которые выполнены кварцем. Выявлены три жильные зоны, из которых одна промышленная. Месторождение законсервировано [130].

Месторождение Пять пальцев на р. Алдан (III-7-26) сложено кварцитами с прослоями амфиболитов, диопсид-амфиболовых кристаллосланцев, падающих на северо-восток под углом 35—50°. Хрусталеносные кварцевые жилы приурочены к зонам мелких тектонических нарушений широтного простирания. Месторождение эксплуатируется [130].

Нимгерканская группа месторождений. Месторождение Сосновое отработано; месторождение Соседка (III-7-17) имеет небольшое промышленное значение.

Месторождение Хрустальное (III-7-17) приурочено к кварцитам, слагающим антиклинальную складку северо-восточного простирания с падением крыльев 65—70°. Она осложнена надвигами субширотного простирания, к которым приурочены зоны рассланцевания и брекчирования. В одной из них, мощностью до 16 м, жилы кварца образуют сеть прожилков и жил мощностью до 1,5 м, в которых хрусталеносные полости длиной до 6 м содержат кондиционные кристаллы. С глубиной качество их ухудшается. Месторождение считается отработанным [130].

Месторождение Морион (III-7-28) в 4 км к югу от месторождения Хрустальное, сходно с ним и состоит из нескольких жильных зон. Одна из них прослежена на 75 м по простиранию и на 29 м по падению и приурочена к контакту кварцитов и амфиболитов. Ее простирание северо-западное, падение на север под углом 60—75°. Хрусталеносные гнезда в жилах кварца содержат глинистую бурую массу. Другая жильная зона разведана на 120 м по простиранию и на 33 м по падению. Она представляет собой выдержанное плосколинзовидное тело, сливающееся с кварцитами, которое сложено белым массивным кварцем мощностью 1,85 м с кондиционными кристаллами горного хрусталя. Месторождение законсервировано.

Месторождения Горелое, Стланиковое, Хантагай, Нижнечугинское и Ровное (III-7-12, 22, 23, 27) относятся к такому же типу и не имеют большого промышленного значения [130]. Месторождение Отрада (III-7-24) сходно с месторождением Северное и считается отработанным.

Месторождение Малютка на р. Чуга (III-7-13) приурочено к северо-восточному крылу Аппарахской антиклинали, сложенному кварцитами, и содержит ветвящиеся кварцевые жилы в жильной зоне штокверкового характера, ее мощность 8 м. В пределах зоны обнаружены хрусталеносные полости неправильной и щелевидной формы размером 1,5×0,3×0,6 м. По простиранию зона прослежена на 50 м и содержит кристаллы хрусталя чайного цвета [130].

Чампулинская группа месторождений. Чампулинское месторождение (III-7-4) приурочено к синклинальной складке на юго-западном крыле брахиантиклинали, сложенной кварцитами с пластами биотит-плагиоклазовых, роговообманково-плагиоклазовых кристаллосланцев и многочисленными телами аляскитовых гранитов протерозоя. Хрусталеносная зона имеет линзовидную форму, залегает в трещиноватых кварцитах. Кварцевые жилы имеют мощность 5—10—20 см. По простиранию зона прослежена на 78 м, ее ширина 5—25 м. Размеры гнезд с кондиционным материалом — 15×20×40 см, иногда — до 2—3 м в длину и до 0,5 м в поперечнике. Кристаллы бесцветные и дымчатые, короткопризматического или длиннопризматического габитуса. Месторождение законсервировано.

Месторождение Николаевское (III-7-6) приурочено к той же брахисинклинали. Главным его элементом является жильная зона, связанная с разломом широтного простирания. Хрусталеносные кварцевые жилы сосредоточены в центральной части жильной зоны (5—20 м). Она залегает вертикально, прослежена на 94 м. Кондиционные кристаллы находятся в многочисленных гнездах объемом до 1 м^3 и в единичных погребах объемом более 1 м^3. Кристаллы бесцветные и дымчатые пирамидального или длиннопризматического габитуса. Мелкие кварцевые прожилки содержат кристаллы низкого качества, годного для поделок и коллекционного сырья [130].

Малонихотская группа месторождений. На месторождении Малонихотское (V-9-13) выявлено 14 хрусталеносных жил, которые до недавнего времени эксплуатировались. Остальные месторождения и проявления этой группы признаны непромышленными [143, 455].

Митингское жильное поле. Месторождение Лукинда (VI-9-30) представлено двумя крупными кварцевыми жилами длиной 20—40 м, мощностью 0,7—1,6 м. Они содержат хрусталеносные полости и мелкие занорыши. На р. Кабакта обнаружено месторождение Гора Березовая (VI-9-37). Оно представлено серией субпараллельных жил длиной 10—15 м, мощностью 0,5—1 м. Общая длина зоны 15—90 м, средняя мощность 7 м. В жилах кварца выявлены отдельные кристаллы, реже полости с кондиционным горным хрусталем. Перспективные проявления Находка, Треугольная, Лагерное (VI-9-36, 29) представлены кварцевыми жилами в кварцитах. Месторождение Лагерное представлено жильной зоной, состоящей из кварцевых жил субширотного простирания. Их мощность от 0,1 до 6 м, длина до 70 м. Размер хрусталеносных полостей от 0,4×1,0 до 1×3 м. Высота кристаллов 12—14 см. Разведка на глубину не производилась [149, 455].

Окурданское жильное поле. Проявления пьезооптического кварца (VI-9-26, 32, 33) представлены кварцевыми жилами длиной до 55 м, мощностью до 16 м, прослеженными на глубину до 29 м в кварцитах. В одном случае это штокверк с сетью жил, которые содержат хрусталеносные полости размером 0,5×1 м. Кристаллы кондиционные высотой 8—10 см и 4—5 см в поперечнике [149, 455].

Вне рассмотренных групп полей обнаружены еще несколько месторождений. Месторождение Курумканское (IV-7-13) представляет собой жильное поле с тремя хрусталеносными зонами, насыщенными кварцевыми жилами. Наиболее крупная из зон имеет длину 130 м, ширину 60 м. Жилы приурочены к трещиноватым блокам в кварцитах или к контакту кварцитов и амфиболитов с пегматитовыми телами. Хрусталеносные полости размером 1×(2—3) м расположены в узлах пересечения трещин в кварцитах и в зальбандах кварцевых жил. В полостях преобладают кристаллы длиной 8—12 см и 3—4 см между гранями призмы. Цвет бледно-дымчатый, бесцветный, габитус призматический или обелисковидный. К дефектам относятся внутренняя трещиноватость, газово-жидкие включения, иногда твердые включения. Две другие зоны подобны описанной, но меньше площадью. С поверхности месторождение отработано открытым способом на глубину 12 м [421].

Месторождение Килеричи (IV-6-2) приурочено к замковой кварцитовой части Джалтундинской антиклинали субмеридионального простирания, которая разбита мелкими трещинами, контролирующими хрусталеносные кварцевые жилы, образующие жильные зоны неправильной формы, которые представлены пересекающимися жилами молочно-белого кварца, где выявлены хрусталеносные гнезда. Мощность жил и погребов до нескольких метров. Они часто заполнены бурой глиной, дресвой и кондиционными кристаллами [135].

Месторождение Таборное (IV-8-4) представлено жильной зоной длиной 218 м, со средней мощностью 30 м, которая приурочена к контакту кварцитов с гранитами. Простирание ее субширотное. Жилы кварца содержат раздувы и зальбанды, заполненные кондиционными кристаллами хрусталя и глинисто-дресвяной массой. Кристаллы темно-дымчатые, реже бесцветные, высотой 8—15 см (редко 60 см) и 3—7 см в поперечнике. Месторождение частично отработано [137].

Месторождение Гора Светлая в приустьевой части рч. Неричи (IV-7-15) представлено серией кварцевых жил северо-восточного простирания мощностью 25—50 см, в которых встречаются небольшие хрусталеносные полости. Месторождение недоразведано [136, 455].

Месторождение Тонракское (IV-7-2) приурочено к кварцитам, содержащим кварцевые жилы с хрусталеносными полостями. В них добыто большое количество уникальных кристаллов горного хрусталя. Месторождение считается отработанным.

Месторождение Колынское частично отработано (III-8-30) и представляет собой сложное жильное поле, содержащее 20 жильных зон и отдельных жил в кварцитах. Кондиционные кристаллы обнаружены в четырех зонах. Простирание зон северо-восточное, реже северо-западное, наиболее крупные жильные зоны имеют длину до 100 м, ширину до первых десятков метров. Мощность отдельных жил 0,1—6 м, преобладают 0,8—1,0 м. Хрусталеносные

носные полости приурочены к раздувам в жилах, их размеры от 0,7×1,4 до 1,0×3,4 м. Они заполнены кристаллами кварца и глиной желтого и зеленого цвета. Встречаются кондиционные кристаллы, бесцветные и водяно-прозрачные до 25 см высотой. Габитус кристаллов короткостолбчатый, к дефектам относятся трещиноватость, вуаль, перерывы роста [131, 455].

Проявление Неожиданное (III-8-43) представлено жильной зоной с кварцевыми хрусталеносными жилами. Размер зоны 200×40 м. Размер кристаллов до 7—8 см в высоту.

Другие проявления этого района (III-8-13, 14, 16, 17, 18, 19, 34, 35, 39, 40, 42, 43, 44, 45) сходны между собой и представлены, как правило, глыбами жильного кварца на площадях 200×300, 300×400 м. На этих участках в делювии и элювии отмечается обилие прозрачных кристаллов от 20 до 300 на 1 м^3. Размер их от 0,7—3 см в поперечнике и 3—7 см в высоту [131, 455].

Чугинский район. Мелкое месторождение Барсукачи расположено в верхнем течении р. Чуга (IV-6-32). Здесь в кварцитах курумканской свиты сконцентрированы многочисленные кварцевые жилы. Вскрыто шесть жильных зон. Жилы содержат раздувы с полостями-занорышами объемом 1,5—1,7 м^3. Кристаллы столбчатые, длиной от 1 до 30 см и 1—6,5 см в поперечнике.

На мелком месторождении Хобордох (IV-6-6) хрусталеносная зона длиной 42 м, шириной 5—17 м залегает в той же обстановке. Жилы кварца содержат полости до 0,03 м^3 с длинностолбчатыми прозрачными кристаллами. Средний размер их 2—4 см в высоту и 0,5—1 см в поперечнике, реже 8—10 см в высоту и 3—4 см в поперечнике.

В этом районе известны еще два проявления пьезокварца (IV-6-7, 21) со сходной геологической ситуацией [437].

ФЛЮОРИТ ОПТИЧЕСКИЙ. Известно одно мелкое месторождение и проявление оптического флюорита. Месторождение Самодумовское на юго-западном склоне гольца Золотой (III-9-19) связано с горизонтом мраморизованных доломитов венда, вмещающих пластовую интрузию кварцевых порфиров, прорванную дайкой щелочных трахитовых порфиров. Все эти породы секутся дайкой плагиопорфиров. К месту пересечения этих образований приурочено флюоритовое оруденение, относящееся к низкотемпературному гидротермально-метасоматическому типу с характерным набором минералов — флюорит, кварц, кальцит, галенит, тремолит.

Кварц-кальцит-флюоритовая руда образует горизонтально залегающее тело неправильной формы среди флюоритоносных доломитов. Его юго-западная часть выходит на поверхность в виде линзы длиной 77 м со средней видимой мощностью 13,2 м. От центра на северо-запад линза постепенно выклинивается, а на юго-востоке ограничена карстом. Общая длина тела 280 м. Руды кварц-кальцит-флюоритовые с неравномерным распределением флюорита, главным образом вкрапленные в виде отдельных зерен или небольших гнезд. Выделяются участки богатых руд с содержанием флюорита до 78 % и участки вкрапленных пятнистых руд с содержанием флюорита до 50 %. В пределах залежи отмечаются руды с очень тонкой «гофрированной» полосчатой текстурой, обусловленной чередованием слойков флюорита, карбоната и кварца. Здесь размер зерен флюорита 0,04—0,85 мм. В целом по месторождению содержание флюорита 62,4 %.

Результаты технологического анализа (%): CaF_2 — 55, SiO_2 — 26,1, CaO — 5,1, MgO — 3,2, Mn — 0,075, Al_2O_3 — 0,38, Cu — 0,008, Fe_2O_3 — 0,3, TiO_2 — 0,02, п. п. п. — 5,4. По данным полуколичественного спектрального анализа (%): Cu — 0,3, Mn — 0,3, Pb — 0,01,

Ni — 0,03, Be — 0,005, Ti — 0,003, V — 0,02, Co, Zn, Sn, Li — следы, Sr — сотые доли.

По химическому составу руды относятся по ГОСТ 7618-55 к марке Ф-55. Могут использоваться для производства концентратов флюорита высших марок, в цементной промышленности в качестве минерализатора без обогащения. Для использования в металлургической промышленности руды надо обогащать до марок Ф-75, Ф-92. Месторождение может разрабатываться открытым способом [455].

Проявление флюорита Жиган (III-9-49) расположено на р. Якокит. Здесь девять залежей флюорит-кварц-карбонатного состава залегают среди брекчированных флюоритизированных глинистых доломитов. Мощность залежей от 0,1 до 0,5 м, редко 0,8 м, длина 10—50 м, до 200 м. Зоны флюоритизации вытянуты на 500—700 м. Содержание флюорита в рудах от 1—7 до 24—61,4 % [132, 454].

ФЛЮОРИТ (ФЛЮС, ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ). Месторождение Флюоритовое расположено в бассейне рч. Хатырхая (II-7-11) и приурочено к средней части разреза венда. Флюоритовые руды слагают полого падающую на северо-северо-запад пластовую залежь (5—10 м) длиной 80 м. Флюоритизации подверглись темно-серые битуминозные известковистые доломиты, залегающие на темно-серых доломитовых известняках. Рудная залежь сложена кварцем, флюоритом, кальцитом. Ее химический состав: CaO — 6,16—12,48 %, CaF_2 — 38,22—73,27 %. В северной части рудная залежь (150×20×15 м) перекрывается белыми и розовато-белыми мраморизованными доломитами. Перспективные запасы флюорита — 65,5 тыс. т (при среднем содержании 57,92 %) [124].

Пункты минерализации в верховьях рч. Олорбох-1 (II-6-19, 21) расположены среди доломитов тумулдурской свиты кембрия, где обнаружены глыбы кальцит-флюоритовых пород. Выделено три типа руд: 1) мраморизованные доломиты, пропитанные фиолетовым тонкозернистым флюоритом с пятнами флюорита (пятнистые руды, содержание CaF_2 до 70 %); 2) брекчии доломитов, сцементированные кварц-флюорит-кальцитовым составом (брекчиевые руды, содержание CaF_2 до 30 %); 3) кварц-флюоритовые породы, почти мономинеральные (массивные руды, содержание CaF_2 до 70 %). Первый и третий типы локализованы в виде пластовых залежей мощностью в первые метры вблизи разломов. Третий тип характеризуется наиболее высоким содержанием плавикового шпата. По простиранию глыбы флюоритоносных пород прослежены на 1,5 км [123, 441].

На водоразделе рек Лев. Торго—Инаригда в блоке карбонатных пород сеньской свиты вблизи их контакта с эгирин-полевошпатовыми метасоматитами флюоритовая минерализация приурочена к зоне интенсивного окварцевания и флюоритизации в мраморизованных доломитах (III-3-20). Простирание зоны северо-восточное, мощность 2—3 м, длина до 150 м. Рудное тело линзовидное, залегание почти вертикальное, содержание флюорита от 20—30 до 80 %. Флюорит фиолетового цвета, прозрачный, образует мелкозернистую массу с кварцем и карбонатом. Прогнозные запасы 3000 т [429].

Остальные пункты минерализации флюорита, связанные с доломитами (II-9-1, 24; III-9-50, 53), представляют собой мелкокристаллические вкрапления, мелкие гнезда, маломощные слойки фиолетового, редко белого флюорита. К пегматитовым жилам приурочены пункты минерализации в бассейнах рек Нижний Ингамакит, Наминга, рч. Эмергачи (VI-2-4, 8, 12). В пегматитах наблюдается рассеянная вкрапленность флюорита, представляющая минералогический интерес [118, 435].

Пункты минерализации в бассейнах рек Бол. Икабья, Амудис (V-2-64, 65), Лев. Ыллымах, рч. Курунг-Сала, Элькокан (III-9-14, 84), рек Эбкачан (IV-2-23), Ср. Хатыми (IV-8-63), рч. Лабазный, Кемен (IV-2-2, 3), рч. Ильина (V-3-65), Эльконкан (II-9-39) связаны с жилами, прожилками (до 1 м) флюорит-кварц-карбонатными, флюорит-карбонатными, кварц-полевошпатовыми с флюоритом в кварцевых сиенитах ингамакитского, ортофирах лебединского, гранитах нимнырского, габбро каларского комплексов, осадочных отложениях читканданской и сакуканской свит. Содержание флюорита в виде неравномерной вкрапленности или тонких (до 3 см) полосок и гнезд — от 1 до 50 %, чаще 20—30 %. Все они представляют минералогический интерес.

Пункты минерализации в междуречье Бурунгны и Бол. Икабьи (V-2-58) заслуживают внимания. Здесь у тектонизированного контакта гранитов кодарского комплекса с породами александровской свиты кварц-кальцит-флюоритовые тела длиной до 900 м, мощностью 50—300 м формируют сеть прожилков мощностью несколько сантиметров, длиной 1—2 м, а также линзы и гнезда, с содержанием флюорита до 30—50 %. Содержание F — 1—10 %, Nb — до 0,01 %, Au — до 0,05 г/т [115, 406].

СЕРА. Единственный пункт минерализации серы расположен на правобережье Олекмы (II-5-2) в 2 км выше устья рч. Бедердях, где приурочен к дикимдинской свите венда. Сера находится в ассоциации с гипсом, кальцитом и выполняет каверны в доломитах. Размер каверн до 15—20 см. Сера ярко-желтая, чистая, кристаллическая, реже порошковидная. Размер кристаллов обычно 1—2 см, реже 2—3 см. Мощность сероносного горизонта от 4 до 9 м, а содержание серы от 0,0016 до 0,52 % [122].

Как попутный компонент сера содержится в избытке в составе всех сульфидных месторождений. На некоторых из них подсчитаны ее запасы. Это Десовское (IV-8-53), Таежное (IV-9-38) и Надеждинское (IV-9-33, 48) месторождения. На Десовском и Таежном месторождениях запасы серы связаны с сульфидно-магнетитовыми рудами. Сульфиды в рудах представлены пирротином, пиритом, редко халькопиритом. Обычное содержание сульфидов 1—3 %, участками — до 10—15 %. Они наблюдаются в виде вкрапленности, гнезд, прожилков, ориентированных согласно общей слоистости или направлению секущих жилок. Иногда агрегаты сульфидов заполняют межзерновые пространства, цементируя гнезда магнетита и силикатов или образуя тесные срастания с магнетитом. Размеры гнезд 0,5—4,5 мм, мощность прожилков измеряется долями и первыми миллиметрами.

По Десовскому месторождению запасы подсчитывались в контурах блоков магнетитовых руд категории В, C_1 и C_2, блоки малосернистых руд с содержанием серы 0,3—0,7 % из подсчета исключены. К категории C_1 отнесены запасы серы, подсчитанные в контурах блоков категории В и C_1, а к категории C_2 — в контурах блоков C_2 при среднем содержании серы 1,25 и 1,17 % соответственно. Запасы серы по Десовскому месторождению в контурах карьеров для отработки составляют по категории C_1 — 363,0 тыс. т, всего 4349,0 тыс. т [137, 420].

На Таежном месторождении запасы серы по категории C_1+C_2 равны 23922,3 тыс. т при среднем содержании 1,94 и 1,81 %. Технология комплексной переработки руд на этих месторождениях не изучена до конца [138, 420].

На Надеждинском месторождении графита (IV-9-33) сульфидная минерализация, представленная пиритом и пирротином, широко проявлена в графитовых рудах. Запасы серы категорий C_1+C_2 при бортовом содержании углерода 1 % составляют 2 681 120 т, 2 % — 2 516 470 т, 3 % — 2 005 800 т. Среднее содержание серы при вариантах бортового содержания углерода 1, 2, 3 % соответственно составило 4,07; 4,28; 4,48 %. При объеме выпуска графита 15—20 тыс. т в год можно получать 20—25 тыс. т сульфидных концентратов [420].

БАРИТ. Бариевая минерализация в промышленных масштабах установлена на железорудном месторождении Гематитовое (IV-9-40). Она приурочена к штокверковой зоне, локализующейся в центральной части месторождения, отдельные мелкие рудные тела отмечаются и на его флангах. Протяженность штокверка 650 м, мощность — первые десятки метров. Рудные брекчии представлены обломками мелкозернистых тонкополосчатых и неравномернозернистых перекристаллизованных мартитовых кварцитов, цементирующихся барит-кварц-гематитовой крупнозернистой массой. Распределение барита в цементе неравномерное. Редко отмечаются мономинеральные баритовые прожилки. Содержание барита в рудах обычно 3—5 %, редко 15—20 %, содержание бария от 0,3 до 14,21 %. Запасы барита по категории C_1+C_2 составляют 1656 тыс. т при среднем содержании бария 2,61—2,66 %, из них по категории C_1 — 1263 тыс. т [138, 420].

В верховьях р. Правая Хадатконда (V-1-29) в маломощном (0,7 м) прослое черных крупнокристаллических мраморов бутунской свиты отмечен барит. Содержание бария здесь 2—3 %. В долине р. Хадатконда (V-1-44) на урановом рудопроявлении Хадатконда в зоне контакта мраморизованных известняков с габбро установлена зона скарнированных пород с баритом. Содержание бария в них около 1 % [439].

На Мурунском массиве в проявлениях Коренное и Южное обнаружены тела редкоземельно-барий-стронциевых руд. Среднее содержание бария на первом — 7,39 %, на втором — 24,9 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 0,7 млн т и 1 млн т соответственно.

Шлиховой ореол барита установлен по рч. Сухой Кумах-Улах (III-1-6) в поле развития отложений жуинской и ченчинской свит рифея. Содержание барита в шлихах от редких знаков до весовых количеств в 100—250 г/т. Возможно обнаружение промышленных содержаний барита при детальных работах. Весовые количества шлихового барита установлены по рч. Мокрый Кумах-Улах [109].

БОРОСИЛИКАТЫ. Борное оруденение установлено в комплексном месторождении Таежное (IV-9-38). Оно представлено комплексными борато-магнетитовыми рудами четырех разновидностей, залегающими в нижней рудной пачке: 1) людвигит-магнетитовые; 2) флюоборит-магнетитовые; 3) ашарит-магнетитовые с магнетитом I генерации; 4) ашарит-магнетитовые с гетерогенным магнетитом. Людвигит-магнетитовые руды обычно неравномерно ашаритизированы и серпентинизированы. Характерно преобладание клиногумита над оливином. Текстура руд полосчатая, полосчато-линзовидная, редко пятнистая. Ашарит-магнетитовые руды более светлые. Людвигит в них сохраняется в реликтах среди псевдоморфоз ашарита и гетерогенного магнетита по людвигиту. Флюоцеритовые руды очень редки. Среди магнезиальных боратов главными являются людвигит и ашарит. Очень редки варвикит, сингалит [138, 420].

Известны два металлометрических ореола бора, не имеющих практического значения. Один расположен в бассейне р. Синбиктэ и связан с интрузиями сиенит-диоритовых порфиров раннемелового возраста, которые прорывают нижнекембрийские отложения. Бор в зоне контакта обнаружен в ассоциации с молибденитом (0,002 %) и свинцом (до 0,1 %). Другой металлометрический ореол установлен в водораздельной части рек Соборох

и Аян-Суоллах. Содержание бора до 0,01—0,02 % при нулевом фоне [130, 128].

КАРБОНАТНОЕ СЫРЬЕ ДЛЯ ФЛЮСА. Представлено известняками и мраморами.

ИЗВЕСТНЯК. Крупное месторождение Дэлбэ (II-9-18) представлено пластом темно-серых известняков мощностью от 0,5 до 29 м, залегающим на доломитовых известняках, доломитах и перекрытым юрскими рыхлыми песчаниками. Химический состав известняков (%): CaO — 50,85, MgO — 1,82, SiO_2 — 2,5, Al_2O_3 — 1,6, S — 0,05, P — 0,75. Перспективные запасы 3579 млн т. Горнотехнические условия благоприятны для открытой отработки [126].

Крупное месторождение (III-3-7) приурочено к основанию разреза пестроцветной свиты, где пласт известняка (18 м) частично перекрывается четвертичными отложениями. Анализ 192 штуфных проб показал содержание (%): CaO — 48,8—54,79, MgO — 0,8—9,2, нерастворимого остатка — 0,8—10,9. Вредных примесей не обнаружено. Помимо мартеновского и доменного производства, могут применяться для изготовления строительной воздушной извести. Общие запасы по площади 70 км^2 — 90—100 млн т [429].

МРАМОР. Крупное месторождение Леглиерское (IV-9-58) среди федоровской серии представлено прослоями диопсидовых и амфибол-диопсидовых пород, среди которых выделено шесть залежей (15—20 м) известковистых и доломитистых мраморов, длиной 240—1200 м, которые отвечают требованиям, предъявляемым к флюсам. Их средний состав (%): CaO — 51,78, MgO — 1,56, нерастворимый остаток — 2,41, R_2O_3 — 0,38. Запасы по категории P_2 составляют: на известковый флюс — 4,4 млн т, на доломитовый — 6,3 млн т, как декоративно-облицовочный камень — 3 млн т [138, 420].

На железорудном месторождении Пионерское (IV-8-81) в перекрывающей рудные тела толще скважинами вскрыты линзы слабоминерализованных мраморов, пригодных как флюс. Ориентировочные запасы их 10—15 млн т. Помимо известняков и мраморов, для флюса могут быть использованы доломиты крупных месторождений Комсомолка (IV-9-77) и Юхтинское (III-9-97). Описание их приводится в разделе «Строительные материалы».

АПАТИТ. Месторождения и проявления апатита сосредоточены главным образом на востоке площади и в верхнем течении р. Хани в зоне Хани-Эвонокитской шовной структуры. Большинство из них полихронны и имеют гидротермально-метасоматическую стадию минералообразования, с некоторыми специфическими деталями. Магматогенные месторождения и проявления размещены в Каларско-Олекминском районе.

Месторождение Селигдарское расположено в истоках р. Селигдар (III-9-67) и представляет собой трубочное тело в архейских образованиях (корни которых не вскрыты на глубине 1600 м), перекрытое с размывом вендскими отложениями, частично ремобилизовано мезозойскими интрузиями. Рудное фторапатитсодержащее тело имеет в плане форму овала 1,96×1,02 км, вытянутого в северо-западном направлении. В разрезе тело имеет форму воронки с относительно пологим (50°) юго-западным и крутым (80°) северо-восточным контактом. Северо-западный склон воронки погружается к центру под углом 70°. Оруденение по геофизическим данным прогнозируется до глубины 3000 м. Главное рудное тело окружено ореолом

рудных тел — сателлитов и апофиз, имеющих длину до 500—600 м и мощность до 100 м и более. Контакты рудных тел четкие, резкие, участками согласные. По радиогенным датировкам абсолютный возраст руд 1850—2400 млн лет.

На месторождении выделено несколько типов руд. Апатит-силикатные наиболее богатые руды слагают узкую оторочку у контакта с вмещающими породами, ее ширина не более первых десятков метров. Структуры этих пород крупнозернистые, текстуры массивные. Они состоят из форстерита, апатита, магнетита, флогопита, кальцита, доломита, редко присутствуют диопсид, шпинелиды. Апатит бурый, зеленовато-бурый образует удлиненные призматические кристаллы разных размеров. Апатит-карбонатные руды подразделены на апатит-доломитовые и апатит-кальцитовые. Апатит-доломитовые формируют около 70 % объема рудного тела. Основное количество их представлено мелко- или среднезернистыми породами пятнистой окраски с брекчиевой структурой. Апатит-кальцитовые руды формируют жилы мощностью до 2—50 м, тяготеющие к периферии рудного тела. Структура мелко- и среднезернистая, текстура массивная и брекчиевая. Среди этих жил выделены кальцитовые, кварц-кальцитовые, мартит-кальцитовые. Апатит-кварцевые руды совместно с гематит-кварцевыми метасоматитами пользуются ограниченным распространением. Они образуют маломощные прожилки и гнезда, тяготеющие к периферии месторождения. Имеются находки серпентинит-хлорит-мартит-карбонатных пород, содержащих до 20 % апатита. Апатитоносные протерозойские терригенные (?) породы широко распространены в ксеноблоках рудного тела непосредственно под породами венда до глубины 500 м.

Средний химический состав руд по 30 тыс. рядовых и 3 тыс. групповых проб составил (%): P_2O_5 — 6,23, Fe_2O_3 — 3,60, MgO — 14,16, Ca — 29,68, CO_2 — 30,3, SiO_2 — 9,92, прочие — 6,14. Подсчитанные запасы P_2O_5 при бортовом содержании 3 % и минимальном промышленном 5,7 % до глубины 500 м составили 108 млн т [454].

Месторождение Тигровое расположено в 1 км к северо-западу от месторождения Селигдарское (III-9-60) и в плане представляет собой штокверк шириной около 400 м, длиной 1500 м. Насыщенность рудными телами в плане 50 %, мощность их от 10 до 100 м. Рудные тела сложены апатит-силикатными рудами (42 %), апатит-доломитовыми рудами (38 %), апатит-кальцитовыми рудами (20 %). До глубины 400 м при бортовом содержании P_2O_5 3 %, среднем содержании 6,5 %, коэффициенте рудоносности 0,52 — запасы P_2O_5 по категории C_2 составили 14,3 млн т [454].

Проявления в верховье рч. Ниряндже (III-9-91) сложены мигматитами биотит-амфиболовыми и гранитами аляскитовыми, где пересекаются две зоны разломов. К разломам северо-западного простирания приурочены рудные тела, образующие жильную зону шириной 600—700 м, длиной 2,3 км. Рудные жилы сложной конфигурации, с крутым падением, мощностью от 1—5 до 30—40 м. Центральные части их сложены апатит-гематит-кварцевыми брекчиями; к ним примыкают кварц-калишпатовые метасоматиты, переходящие к периферии в эпидот-кварцевые метасоматиты. Соотношения между апатит-гематит-кварцевыми и кварц-калишпатовыми метасоматитами тектонические; эпидот-кварцевые метасоматиты с кварц-калишпатовыми метасоматитами имеют фациальные соотношения. Последние содержат тонкую вкрапленность апатита и гематита. Апатитоносные гематит-кварцевые метасоматиты представляют собой пестроокрашенные бурые, вишневые, фиолетовые брекчии. Размер обломков от микроскопических до первых сантиметров. В составе обломков апатит, мартит, флогопит. Цемент кварцевый с гематитом, редко баритом. Фтор-

апатит сургучного цвета, в крупных кристаллах (10—15 см), участками зеленый. Средние содержания P_2O_5 по трем главным жилам колеблются от 5,67 до 6,00 %. Запасы P_2O_5 до глубины 100 м — 1026 тыс. т [454].

Нимгерканское рудное поле, включающее проявления, расположенные на правом водоразделе р. Лев. Нимгеркан (III-9-61, 62), сложено породами иенгрской серии архея, в которых проявления приурочены к узлу пересечения меридиональной и северо-западной зон разломов. Апатитоносные метасоматиты образуют сложные жилы и жильные зоны, формируя крупное штокверковое поле. Мощность жил от 1 до 25—30 м, в узлах пересечения до 50 м, длина от нескольких десятков метров до 1 км. Падение рудных зон субвертикальное.

Выделяются кварцевые, гематит-кварцевые метасоматиты и апатитоносные апокарбонатитовые (?) метасоматиты. Эти образования являются элементами зональности, характерной для строения всех рудных тел и согласно которой краевые части тел сложены малоапатитоносными кварц-калишпатовыми метасоматитами, а центральные выполнены апатитоносными гематит-кварцевыми, апатит-карбонатными метасоматитами с флогопитом, мартитом, кварцем. Последние являются апатитовой рудой. В гематит-кварцевых метасоматитах широко распространен барит. Апатит везде фтористый с редкоземельной специализацией. Среднее содержание P_2O_5 по каждому из четырех проявлений 4,3; 1,87; 4,35; 3,79 %. Суммарные запасы по четырем проявлениям до глубины 100 м составили 1104,1 тыс. т P_2O_5.

Проявление Камлун расположено на левом водоразделе р. Лев. Нимгеркан (III-9-75). Участок сложен породами федоровской и иенгрской серий, смятых в узкие складки, опрокинутые на юго-запад. На левом берегу р. Камлун диопсидовые кристаллосланцы содержат кварц-калишпатовые и альбит-карбонатные метасоматиты с гнездовыми обособлениями гематит-кварцевых метасоматитов с обломочным апатитом. Апатит в виде крупных (до 3—4 см в поперечнике и до 8 см в длину) призматических кристаллов бурого цвета составляет до 60 % объема породы. Содержание P_2O_5 в трех пробах 1,69—6,69 % [454].

На правобережье р. Прав. Нимгеркан в бассейне ее правых притоков — ручьев Соседний и Лапчатый проявление (III-9-42) сложено высокоглиноземистыми гнейсами и двупироксеновыми кристаллосланцами, прорванными сиенит-порфирами. На пересечении зон разломов обнаружены жилы кварц-калишпатовых метасоматитов. Вскрыто 20 апатит-кварц-калишпатовых, апатит-хлорит-калишпатовых и апатит-калишпатовых, иногда с гематитом, флогопитом. Мощность жил не более 10—15 м, длина 500—700 м. Содержание P_2O_5 не более 3—5 %. Помимо этих жил, обнаружены гравелитопесчаники с кварцевой галькой, напоминающие коры выветривания (апатита 15—25 %) [454].

Проявление Бай (III-9-41) представлено апатит-мартит-карбонатными метасоматитами в поле обширных аномалий церия, лантана. Здесь же широкое распространение имеют квальмиты, кварц-ортоклаз-плагиоклазовые метасоматиты с апатитом; также установлено несколько мелких тел апатитоносных кварц-калишпатовых метасоматитов с хлоритом, флогопитом и кварц-гематит-апатит-карбонатных метасоматитов. Содержание P_2O_5 в первой группе 0,2—11,8 %. Апатит присутствует в виде обломков.

На правом берегу р. Томмот (III-9-94) проявление апатита связано с гематит-кварцевыми жилами, секущими архейские образования и приуроченными к разломам северо-западного простирания. Содержание P_2O_5 не более 1,44 %. До глубины 100 м запасы P_2O_5 составляют 600 тыс. т. Сходный с этим проявлением пункт минерализации установлен на водоразделе ручьев Звезда и Красный (III-9-2) [454].

Ряд проявлений, приуроченных к федоровской серии, имеется в бассейне р. Бол. Нимныр. Проявление Билир (III-8-61) представлено залежами (средняя мощность 100 м) диопсид-полевошпатовых пород, вытянутых в северо-западном направлении на расстояние 1 км. Породы состоят из кварца, карбоната, сфена, циркона, апатита (0—60 % в виде отдельных кристаллов и мелкозернистых агрегатов). Содержание P_2O_5 по данным бороздового опробования 0,1—24,16 %. Прогнозные ресурсы по проявлению 25—30 млн т руды.

Проявление Курунг (III-8-55) представлено жилами (10 м) апатит-карбонатных пород, вытянутыми в меридиональном направлении на 350 м. Среднее содержание P_2O_5 — 3,83 %. Прогнозные ресурсы руды 1 млн т [455].

Проявление Трубка на левом берегу р. Бол. Нимныр (III-8-53) представлено апатит-кварцевой породой в трубообразном теле диаметром 1,3 км. Апатит содержится в виде неравномерно рассеянных кристаллов размером 1—3 мм в количестве 5 %. Содержание P_2O_5 — 0,14—2,66 %. Прогнозные ресурсы руды 1,7 млрд т.

Проявление Осенний лист расположено на рч. Дорожный (III-8-47), где обнаружены жилы кварца с апатитом (до 6 м). Здесь же установлены брекчии с обломками диопсидовых пород и аплитов с апатит-кварцевым цементом, их мощность до 15 м. Апатит образует неравномерную вкрапленность. Содержание P_2O_5 в бороздовых пробах 5,73 %. На левобережье рч. Дорожный в гранитах установлена зона дробления (1 м) с выщелоченными апатит-кварцевыми породами (апатит в виде красно-бурых кристаллов до 2 см в длину в количестве 20—25 %). Мощность зоны дробления 1 м, содержание P_2O_5 — 6,41 % [455].

Проявление Дорожное расположено рядом. Здесь согласная жила (100 м) апатит-карбонатных пород прослежена среди кальцифиров на 1300 м. Руды средне- и крупнозернистые массивной или пятнисто-полосчатой структуры. Апатит сургучного цвета в виде неравномерно рассеянной вкрапленности кристаллов (до 12 см), чаще в форме гнездообразных агрегатов до 5 см в поперечнике. Содержание апатита 5—10 %, возле контакта с гранитами до 15 %. По данным химического анализа бороздовых проб содержание P_2O_5 — 0,81—6,51 %. Прогнозные ресурсы 60—70 млн т руды.

Проявление Николкин ключ (III-9-115) приурочено к кальцифирам, диопсид-полевошпатовым и скаполит-диопсидовым породам верхнего архея, которые слагают линзы длиной до 20 м. Апатит вишнево-красного или зеленого цвета, содержание его в кальцифирах 5 %, редко до 20 %, в диопсидовых породах 5—10 %. Содержание P_2O_5 0,3—1,08 %. В пределах участка отмечаются апатит-кварцевые жилы (0,3—4 м) длиной до 30—40 м, с апатитом крупнокристаллическим (15 см в длину) [455].

Проявление Лизосталлах (III-8-59) расположено в зоне разлома северо-западного простирания, где установлено тело (100—120 м) апатит-карбонатных пород длиной 1300 м. Оно состоит из карбоната (80—90 %), апатита (10—20 %). Среднее содержание P_2O_5 — 4 %. Прогнозные запасы руды 30—40 млн т.

Проявление Капля в среднем течении р. Хардагас (III-8-60) приурочено к средней части разреза керибиканской свиты верхнего архея, где развиты линзы и пласты диопсидовых, диопсид-полевошпатовых, апатит-кварц-диопсидовых (апатита до 10 %) пород среди гранитов. Размер зерен апатита до 3 см в поперечнике, цвет сургучный, вблизи контакта с гранитами его содержание возрастает до 20 % (P_2O_5 до 11,2 %). Суммарная мощность апатитоносных пород 180 м, мощность пластов 15, 40, 35,

80 м. Среднее содержание P_2O_5 по проявлению 2,5 %, в гранитах P_2O_5 — не более 3,45 %. Прогнозные ресурсы P_2O_5 составляют 110 млн т руды.

Проявление Тагнарар (III-8-58) по строению и составу аналогично проявлению Капля. Здесь среднее содержание P_2O_5 3,0 %. Прогнозные ресурсы составляют 80 млн т руды.

На железорудном месторождении Медведевское (IV-9-39) на площади 5 км^2 установлено три тела диопсидовых пород размером 150×1500, 150×800, 200×400 м с апатит-флогопитовыми гнездами размером 0,8—5,3 м. По данным бороздового опробования P_2O_5 — 1,43—16,42 %.

На р. Чуга (IV-6-20) диопсид-амфиболовые кристаллосланцы содержат фосфора 0,7 %, на водоразделе рек Олекма и Ченча (IV-5-22) — 0,8 %.

Пункт минерализации в верхнем течении рч. Бол. Инэннэх (IV-7-71) представлен основными кристаллосланцами и гнейсами курумканской свиты архея с апатитоносными линзовидными согласными и пологосекущими кварц-полевошпатовыми прожилками мощностью до 10 см. Протяженность пачки этих пород 250—300 м. Апатит голубовато-зеленый. По данным химического анализа содержание P_2O_5 — 0,275—0,376 % [437].

Аномальное содержание апатита (10 %) установлено в биотитовых меланосланцах — меланогнейсах чильчинской свиты и прорывающих их интрузиях унгкурхейского комплекса в долине Нюкжи (VI-6-48).

Мелкое месторождение Укдуска на р. Хани (V-4-54) приурочено к Хани-Эвонокитской шовной структуре меридионального простирания. Проявление полихронное и сложено метаморфизованными габброидами с наложенным метасоматозом, представлено своеобразными апатит-пироксеновыми, апатит-биотит-пироксеновыми породами, сиенитами, сиенитовыми и монцонитовыми мигматитами, микроклинитами, кварцевыми сиенитами, сиенит-пегматитами, сиенитами укдускинского комплекса, которые образуют четковидный лополитоподобный массив, к центральной части которого приурочены все меланократовые разновидности апатит-пироксеновых пород, а сиениты, сиенитовые и монцонитовые мигматиты окаймляют их. Жилы (до 1 м) микроклинитов, сиенитов, кварцевых сиенитов, сиенит-пегматитов прорывают все эти образования. Вмещающими породами являются ультраметагенные граниты бестяхского комплекса и полиметаморфические гнейсы.

Все меланократовые разновидности пород комплекса сильно изменены кремне-калиевым метасоматозом, прогрессивная стадия которого представлена мигматитами, регрессивная — пироксеновыми, в том числе и рудоносными, породами и жильной серией. Минеральный состав пироксеновых пород в целом одинаков, изменяются только количественные соотношения минералов, текстуры и структуры. Они состоят из пироксена (салит), фторапатита, биотита, амфибола (роговая обманка), сфена, иногда кальцита, флогопита. Структуры — гранобластовая, лепидогранобластовая, пойкилобластовая, текстуры — очковая, сланцевая, порфировидная.

Наибольшей апатитоносностью обладают жильные апатит-пироксеновые метасоматиты (P_2O_5 до 16 %). Фторапатит образует мелкие светло-зеленые кристаллы до 1 см в длину, иногда до 6—7 см. Ширина выхода апатитоносных образований 600 м, длина 2 км, среднее содержание P_2O_5 по месторождению 4 %. Прогнозные запасы P_2O_5 по данным предварительной разведки 27,81 млн т по категории C_1+C_2.

Проявление Юс-Кюэль расположено в 2 км южнее месторождения Укдуска (V-4-57) и представлено несколькими мелкими телами апатит-пироксеновых образований укдускинского типа с содержанием P_2O_5 от 0,2 до 7 %. Выделено два наиболее крупных тела мощностью 65 и 48 м, длиной 2,6 и 1,9 км соответственно. Запасы по категории P_1+C_2 составили 2,45 млн т P_2O_5.

Проявление Кабаханыр (V-4-48) представлено массивом апатит-пироксеновых пород, аналогичных апатитоносным образованиям Укдуски. Длина массива 9 км, ширина 1 км. Наибольший интерес представляет северная часть массива, где содержание P_2O_5 в сколковых и линейно-точечных пробах 0,2—7 %, чаще 2,5—3 %. Запасы по категории C_2 составляют 21,13 млн т P_2O_5 [277, 419].

Пункт минерализации Устьханинский (V-5-23) установлен во флогопит-тремолитовых мраморах сырылырской серии, протягивающихся на 1 км. Апатитоносные прослои мраморов (до 30 см) содержат зонки гематитизации и включения апатита (2 %) сургучного цвета размером 1—2 мм. Содержание P_2O_5 — 0,35 % [430].

Ряд комплексных проявлений и пунктов минерализации апатита, титана, ванадия, железа приурочены к анортозитам Каларского массива. Проявление Кюрэчи (V-4-89) сложено олигоклазитами, андезинитами, лабрадор-андезинитами, лейкогаббро и дайкообразными телами габбро и пироксенитов каларского комплекса. Три рудоносные зоны приурочены к пересечению тектонических меридиональной и широтной зон. Северная зона — сложная залежь (350 м) линзовидной формы, длиной до 700 м.

Выделено четыре типа руд. Первый тип — залежи, жилы, линзы вкрапленных апатит-магнетит-ильменитовых руд с содержанием P_2O_5 — 9,9 %, TiO_2 — 6,2 %. Второй тип — жилы (до 0,7 м) массивных и густовкрапленных руд длиной 30—40 м с содержанием TiO_2 — 8,6 %, P_2O_5 — 0,05 %. Третий тип — прожилково-вкрапленные ильменит-магнетитовые руды в габбро-пегматитах, развитых на востоке зоны, где они образуют залежь 100×250 м и содержат P_2O_5 — 6,76 %, TiO_2 — 6,7 %, V_2O_5 — 0,1 %. Четвертый тип — жилы (до 6 м) с ильменит-ильменомагнетитовой минерализацией массивной текстуры — встречается редко. Их длина 30—40 м, содержание TiO_2 — 24,76 %, V_2O_5 — 0,41 %.

Центральная зона длиной до 900 м, шириной до 400 м ограничена разрывными нарушениями. Здесь выделены: 1) жилы (до 5 м) вкрапленных апатит-магнетит-ильменитовых руд длиной 20—30 м, с крутым падением. Содержание P_2O_5 — до 3,32 %, TiO_2 — до 4,64 %; 2) жилы и линзы (до 1,2 м) массивных густовкрапленных руд длиной 20—30 м, с вертикальным падением, содержание P_2O_5 — до 12,55 %, TiO_2 — до 16,2 %; 3) жилы и линзы (до 1 м) прожилково-гнездовых руд с ильменит-магнетитовой минерализацией в габбро-пегматитах и содержанием P_2O_5 — до 7,7 %, V_2O_5 — до 0,12 %. Правобережная зона длиной 3 км, мощностью до 450 м (по правому борту рч. Безымянный) сходна с северной. Здесь зафиксированы только вкрапленные апатит-магнетит-ильменитовые руды с содержанием P_2O_5 — 0,76—3,24 %, TiO_2 — 2,28—6,16 [422].

Пункты минерализации апатита связаны главным образом с габбро, содержащим (%): фосфор — более 1, иногда кобальт — до 0,002, никель — до 0,01, ванадий — 0,01 (VI-4-6, 25, 67). Рудное габбро по р. Юс-Кюэль (V-4-61, 64) площадью 1 км^2 в поле плагиогранитов бестяхского комплекса содержит (%): P_2O_5 — 4,44, TiO_2 — 6,88, V_2O_5 — 0,05 [422]. В истоках р. Тас-Юрях (VI-4-45) дайкообразное тело метагаббро в поле андезинитов, по данным Е. П. Миронюка (1992 г.), содержит P_2O_5 1,4 %. На левом водоразделе р. Иманграа (VI-4-2) в поле развития андезинитов рудные нориты содержат (%): P_2O_5 — 2,52, TiO_2 — 4,46—4,54, кобальта — до 0,003, меди — 0,01, цинка — 0,03. По правому борту рч. Нандинаникит (V-4-78) пироксениты содержат более 1 % фосфора, а по склону правого водораздела р. Имангракан габбро-пироксениты содержат 1 % фосфора. Здесь же (V-4-72), вмещающие амфиболовые гнейсы содержат 1,56 % P_2O_5; 4,44 % TiO_2; 0,03 % ванадия; 0,02 % цинка.

На правых водоразделах р. Имангакит и р. Верхн. Нирочи (VI-4-44) среди андезинитов обнаружены тела апатитоносных ортоамфиболитов верхнего архея мощностью первые десятки метров, длиной 300 м [144, 455].

На проявлении р. Абнунмакит (VI-3-61) в анортозитах, прорванных габбро-норитами и пироксенитами, апатитовая минерализация связана с телом габбро-норитов (100—300 м), длиной более 1200 м, субмеридионального простирания. На контакте габбро-норитов и соссюрититов обнаружено дайкообразное тело пироксенитов длиной 700 м, мощностью 50—60 м. Апатитоносность установлена в габбро-норитах, участками пропилитизированных, превращенных в кварц-амфиболовые метасоматиты мелкозернистые, тонкозернистые полосчатые и массивные, которые обогащены апатитом, титаномагнетитом, рутилом, цирконом. Апатит в виде округлых зерен размером 0,2 мм, бесцветный, прозрачный. Среднее содержание фосфора в среднезернистых габбро-норитах 1,5 %, титана — 4,9 %, бария — 0,07 %, в мелкозернистых габбро-норитах пропилитизированных: фосфора 2,0 %, титана 6 %, бария 0,04 %; в тонкозернистых пропилитизированных габбро-норитах: фосфора 2,5 %, титана 5 %, лантана и церия по 0,02 %. Пироксениты содержат титана 1,5 %, хрома 0,13 %. Для всех разновидностей содержание ванадия до 0,06 %. Содержание P_2O_5 в измененных породах по данным химического анализа 1,5—4,0 %.

В этом районе установлены еще несколько пунктов минерализации подобного типа [451].

Пункт минерализации на водоразделе р. Нижн. Юсюрях—р. Ченча (III-1-23) приурочен к апатит-кварц-биотитовым метасоматитам с содержанием P_2O_5 до 5 % по данным спектрального анализа сколковой пробы [458].

Проявление р. Сень (IV-2-2) установлено в поле развития отложений холболохской серии. Апатит приурочен к тремолит-диопсид-карбонатным, часто гидрослюдизированным метасоматитам, развивающимся по пачке (1350 м) переслаивающихся карбонатных и существенно кварцитопесчаниковых отложений. Протяженность этих пород до 2 км, предположительно до 5,5 км. Апатитоносные отложения содержат повышенные концентрации Sr, Li, V, Zn и Pb. Апатит бесцветный, реже голубой, образует призматические кристаллы (длина 0,4—1,5 мм). Количественный спектральный анализ установил содержание Ba в апатите до 0,01 %. Содержание P_2O_5 2,18—7,24 %. Прогнозные ресурсы руды по категории P_2 составляют 400 млн т.

В верховье р. Дагалдын (IV-1-34) минерализация приурочена к измененным гнейсам нижнего протерозоя, содержащим в штуфах до 1 % фосфора и по 0,01 % лантана и церия. В бассейне рек Кумах-Улах и Богаюкта два пункта минерализации апатита (IV-1-17, 18) приурочены к гидротермально-метасоматически измененным доломитам сеньской свиты рифея. Содержание фосфора в них от 0,3 до 2 %. Отмечается повышенное содержание свинца, цинка, меди, мышьяка, сурьмы [440].

На проявлении р. Урага (IV-2-5) в зоне метасоматоза гранитов кодарского комплекса обнаружены тремолит-диопсид-кальцитовые и кальцит-клиноцоизит-гидрослюдистые метасоматиты по гнейсам нижнего протерозоя. Спектральным анализом штуфных и сколковых проб этих образований установлено от 2 до 5 % фосфора. Прогнозные запасы руды по категории P_2 составили 280 млн т [440]. В верховьях р. Урага (IV-3-28) установлено несколько однотипных пунктов минерализации апатита в амфиболитах и амфибол-плагиоклазовых ортосланцах. Содержание P_2O_5 от 0,91 до 1,1 % [457].

Проявление р. Ченча (III-1-17) приурочено к зоне щелочно-магнезиальных метасоматитов в зоне разломов северо-западного простирания среди измененных гранитов кодарского комплекса. Отмечается четкая вертикальная и латеральная зональность метасоматитов. Наиболее богатые руды образуют залежь (90—110 м) и содержат флюорит в виде тонких прожилков (1—2 до 6 см). По составу это флюорит-апатит-кварц-серицит-карбонатные и апатит-сульфидно-карбонатные породы, часто рассланцованные (P_2O_5 — 6,4—7,2 %). Структуры порфиробластовая, гранолепидобластовая, лепидогранобластовая. Апатит (кристаллы 1—2,5 мм) образует неравномерные, иногда полосовидные скопления вдоль сланцеватости. По данным спектрального анализа содержание бария до 1 %. Апатит фтористый, содержит (%): иттрия — 0,61—0,3, иттербия — до 0,006, лантана — 0,1, стронция — до 0,3, циркония — до 0,3, иногда марганца — до 0,5. К юго-востоку от проявления установлены карбонат-кварцево-слюдистые сланцы нижнего протерозоя (P_2O_5 — 5 %) с крупнокристаллическими апатит-флогопит-карбонатными метасоматитами (P_2O_5 — до 10 %). Общая ширина зоны апатитоносных пород по элювию и делювию 100 м, длина 600 м. Среднее содержание P_2O_5 по зоне 3,8 %. Прогнозные ресурсы P_2O_5 по категории P_2 составили 1,2 млн т [458].

В верховье р. Нижняя Сувельга (VI-6-34) обнаружена апатитовая минерализация метагаббро и ортосланцев среди гнейсодиорит-гранитов. Мощность отдельных рудных прослоев 1—4 м. Руды вкрапленные, мелковкрапленные. По данным спектрального анализа содержание (%): фосфора — 0,8—1, титана — 0,2—1,5, хрома — 0,02—0,04, никеля — 0,002—0,015, ванадия — 0,002—0,015. По данным химического анализа содержание фосфора 0,8—5,36 %. Содержание суммарного железа в метагаббро 10,5—23,5 %. Запасы фосфора по категории P_2 составили 81 700 т. В 6 км к юго-востоку от этого проявления на левобережье р. Нижняя Сувельга (VI-6-35) пункт минерализации аналогичный предыдущему, но параметры значительно меньше.

Проявление апатита в бассейне р. Куэнгрокан (VI-6-34) представлено измененным скиалитом ортопород в гранитах. Здесь апатит-диопсидовые породы прослежены на 1200 м, ширина их выхода 400 м. Среднее содержание апатита 2,7 % [456].

Пункт Третьяковский расположен в 7,5 км к юго-западу от пос. Катугин (VI-3-60). Здесь пироксениты биотитизированные с магнетитом, апатитом содержат (%): P_2O_5 — 1,08—2,92, Fe_2O_3 — 5,43—15,89, V_2O_5 — 0,076—0,128, Cu — до 0,1. Прогнозные ресурсы на глубину 385 м составляют до 3274 млн т P_2O_5, V_2O_5 — 1,36 млн т [426].

Проявление апатита Островное на р. Унгра (IV-8-64) представлено зоной (350—500 м) длиной до 1000 м, содержащей 20 жил (10—20 см) апатит-калишпат-гематит-кварц-хлоритовых метасоматитов и их брекчии среди габброидов унгринского комплекса. Среднее содержание P_2O_5 — 1,5—2,0 % [421]. Сходное проявление установлено рядом (IV-8-77).

На р. Алдан (IV-7-24) штуфная проба из метагаббро унгринского комплекса показала 1 % фосфора. На правом водоразделе р. Алдан пункты минерализации апатита (IV-7-46, 47, 54) приурочены к амфиболовым метадиоритам (содержание фосфора 0,5 %), метагаббро (содержание фосфора 1 %) того же комплекса [421].

Проявление в верховье р. Торго (III-3-12) приурочено к щелочным пироксенитам и фергуситам Маломурунского массива. Площадь выхода 1,75 км^2, мощность оруденения от 100 до 150 м. Содержание P_2O_5 — 2—6 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 19,9 млн т.

На левобережье р. Лев. Торго (III-3-30) проявление фторапатита приурочено к телу щелочных пироксенитов, содержащих P_2O_5 в среднем 2,5 %.

Прогнозные ресурсы по категории P_2 составили 72,8 млн т [455]. Рядом Е. П. Миронюком (1963 г.) обнаружены скарны апатит-диопсид-слюдяные (P_2O_5 — 5,2 %), сфен-апатит-эгирин-нефелиновые (P_2O_5 — 2,4 %), а также пегматиты апатит-эгирин-полевошпатовые (P_2O_5 — 4,3 %).

На р. Нюкжа, против устья р. Болгикта в железнодорожной полувыемке Е. П. Миронюком (1975 г.) обнаружены апатитоносные монцогаббро и монцодиориты, отнесенные к ларбинскому комплексу (P_2O_5 — 0,5—2,3 %).

В верховье р. Лев. Нимгеркан (III-8-32, 37) проявления апатита приурочены к зонам дробления в гранитах, где широко развиты окварцевание, гематитизация, лимонитизация. По данным бороздового опробования содержание P_2O_5 в одном случае 2,33 %, в другом до 2,5 % [455].

На левобережье р. Кэниэнэй (IV-8-39) среди глыб гранитов и гнейсов встречены мелкие обломки выщелоченных сухаревидных пород с мелкой точечно-гнездовой вкрапленностью белого апатита в количестве 5—10 %. Кроме этого, здесь на площади 1,5×6 км установлены аналогичные породы бурого цвета с голубым апатитом в количестве от 1—3 до 10—12 %.

С пегматоидными гранитами на левобережье левого притока р. Хаира (IV-8-48) связано проявление, приуроченное к их выщелоченным разностям. Апатит образует мелкие гнезда в этих породах на площади 2,5 км². Содержание фосфора 0,1—1,0 %. В 21 пробе по данным химического анализа содержание P_2O_5 — 5,3—10,1 %.

В бассейне р. Инырты (V-1-53) апатитовая минерализация связана с пегматитовыми жилами, где в одной пробе установлено 12,4 кг/т апатита [439].

В бассейне р. Тимптон, между устьями рек Иенгра и Чульман имеется ряд проявлений и пунктов минерализации того же типа, который свойствен Нимнырскому району. Однако, помимо апатит-мартит-доломитовых метасоматитов, в том числе развитых по ортоамфиболитам и ортосланцам (архей—протерозой?), как в пункте (VI-9-8) с содержанием P_2O_5 до 4 %, появляются два новых типа минерализации. Первым из них являются фосфатоносные коры выветривания, часто линейные, обычно мезозойско-кайнозойские. Так, в пункте (V-9-4 и др.) это апатит-франколитовые руды со средним содержанием P_2O_5 — 12 % (до 29 %), которые представляют собой обломки апатит-диопсидовых и апатит-кварцевых метасоматитов и их минералов, находящихся во франколитсодержащем цементе (каолинит-гидрослюдистом).

Вторым из новых типов является цеолитовый (по А. В. Молчанову). Это зоны, жилы и микроштокверки, ареалы многостадийных метасоматитов, представляющих собой цеолититы и цеолитизированные граниты, ортотектиты (VI-9-12). В проявлениях урана и апатита последний слагает либо внешнюю зону метасоматитов, либо прожилково-вкрапленные тела в брекчированных цеолитизированных породах (VI-9-17) с наибольшей концентрацией в скрытозернистых апатит-карбонатных выделениях. Содержание апатита довольно изменчивое: так, в пункте (VI-9-13) оно колеблется от 1 до 20 %.

ФОСФОРИТЫ. Установлено три пункта минерализации фосфоритов на левом берегу р. Молбо (I-1-22) в черных углисто-серицит-кварцевых алевролитах валюхтинской свиты рифея (P_2O_5 — 6,98 %). На правом берегу р. Молбо (I-1-17) в серых сланцеватых аргиллитах, переслаивающихся с алевролитами жербинской свиты, содержится 3,78 % P_2O_5. В верховьях р. Кан (I-1-11) на контакте кварцевых песчаников джемкуканской свиты рифея с габбро-диабазами песчаники содержат 9,28 % P_2O_5 [90, 102].

СЫННЫРИТЫ. Среднее месторождение калийных агропромышленных руд Голевское обнаружено в Сакуканском полиформационном массиве (площадь 50 км²). Рудами являются щелочные породы верхней лейкократовой части расслоенного тела пород первой фазы так называемого Южносакунского массива. Ее длина более 4 км, мощность в середине 1000—1200 м, по краям — до 400 м. Именно здесь установлены залежи (площадь 2 км²) кальсилитовых сиенит-сыннырытов с содержанием K_2O — 16,5—21,0 %. Глубина залежей в среднем 800 м, падение крутое в северных румбах под углом 60—80°.

В пределах месторождения по калиеносности выделяются три типа руд: 1) ультракалиево-глиноземные лейкократовые сыннырыты с максимальным содержанием кальсилита 10—30 % (K_2O — 18 + 1 %); 2) высококалиево-глиноземные кальсилиты, содержащие псевдолейцитовые лейкократовые сиениты (K_2O 16 + 1 %); 3) бескальсилитовые лейкократовые щелочные и фельдшпатоидные сиениты (K_2O 14 + 1 %). Сыннырыты неоднородны по структурно-текстурному и вещественному составу. Среди них выделяются четыре разновидности: 1) массивные гололейкократовые; 2) вкрапленно-просечковые биотит-гранатовые; 3) порфировидные калишпатовые; 4) овоидальные прерывисто-полосчатые.

Выделены две залежи сыннырытов, каждая из которых в свою очередь состоит из двух сближенных тел, представляющих собой пласто- и линзообразные тела переменной мощности. По падению с глубиной залежи сыннырытов исчезают.

В центре мезократовой части также вскрыто линзообразное тело сыннырытов (мощность 33,2 м, длина до 500 м). Составляя в общем балансе запасов всего 1,4 % по категории C_2, оно позволяет прогнозировать обнаружение небольших по мощности тел сыннырытов в пачке пород мезократовой серии. Запасы по категории C_2 составляют 255 млн т. Запасы по категории B_1 по двум рудным залежам и их апофизам составили 317 млн т при среднем содержании K_2O — 17,6 %, глинозема — 20,67 %.

Проявление сыннырытов в пределах Маломурунского массива занимает локальный участок около 5 км², находящийся на северо-восточном его окончании (А. Я. Жидков, 1986). Здесь находятся обогащенные калием, глиноземом и микроэлементами кальсилитсодержащие породы. На этой территории возможно обнаружение нескольких залежей высококалиевых псевдолейцитовых и пойкилитовых кальсилитовых сиенитов с оптимальными (мощность до 100 м, длина 300—400 м) размерами.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ПЕГМАТИТ. Проявление микроклиновых пегматитов в долине р. Ынырты (V-1-50, 51) занимает площадь 3×10 км, вмещающую несколько десятков пегматитовых жил мощностью 7—10 м, длиной до 50 м зонального строения. Центральная часть жилы кварцевая, окружена зоной гигантозернистых блоковых пегматитов размером до 0,7—1,0 м в поперечнике. Содержание микроклина до 80 % [439].

ГЛИНЫ ОГНЕУПОРНЫЕ И КЕРАМИЧЕСКИЕ. Крупное месторождение Кирпичнозаводское расположено в 90 км севернее горы Чульман (IV-9-76) и представлено серией неогеновых карстовых воронок, заполненных каолиновыми глинами с примесью песчаного и щебнистого материала. В двух крупных воронках установлены белоцветные и пестро-

цветные глины. Белоцветные относятся к группе огнеупорных глин (1620—1680°) полукислых класса «Б». Их химический состав (%): Al_2O_3 — 13,79, SiO_2 — 74,48, Fe_2O_3 — 2,56, п.п.п. — 4,28. Пестроцветные относятся к группе тугоплавких и легких глин. Их химический состав (%): Al_2O_3 — 16,14, SiO_2 — 64,39, Fe_2O_3 — 7,49, п.п.п. — 5,21. Запасы белоцветных глин 5,1 млн т, пестроцветных 3,9 млн т по категории $C_1 + C_2$. В 1978 г. детально разведана карстовая воронка южнее месторождения, выполняющие ее желтые и коричневые глины оказались непригодными для изготовления строительного кирпича из-за каменистых включений. Забалансовые запасы этих глин 404,7 тыс. м^3 [138, 420].

Мелкое месторождение Эргинское расположено в верховьях р. Эрге (IV-9-87). Здесь обнаружены мелкие карстовые воронки, выполненные белоцветными глинами. Рекомендуется продолжить разведку в междуречье Бол. Хатами и Эрге.

КИАНИТ. Проявление россыпи кианита установлено в верховьях рч. Чайный (VI-8-38) и по его левому притоку рч. Корунд. Общая длина ее 6 км, промышленный интерес представляет участок длиной 2,8 км, шириной 58,5—60,6 м, где крупные гальки и валуны кианита совместно с галькой корунда образуют вытянутые скопления в направлении потока или рассеяны среди обломков других пород. Мощность продуктивного горизонта (средние содержания дистена и корунда по 0,5—0,6 %) в верховье рч. Корунд 3,3—3,5 м, прослежен на 880 м при ширине 28,5 м. Делювиальная россыпь сложена крупными (до 1 м^3) глыбами дистеновой породы с содержанием последнего до 30 % [148].

СИЛЛИМАНИТ. Пункты минерализации силлиманита установлены на р. Улахан-Мелемкен и по рч. Нюрангра (VI-9-19, 24). Здесь в элювии развалы глыб гранат-силлиманитовых гнейсов иенгрской серии содержат силлиманита до 50—70 %, протяженность выхода — первые километры, мощность до 150 м [149, 455].

Проявление (IV-7-33) представлено биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами и сланцами. Здесь тонкоигольчатый силлиманит слагает 20—30 % объема породы [136].

ДОЛОМИТ ОГНЕУПОРНЫЙ. Крупное месторождение Комсомольское расположено (IV-8-80) рядом с одноименным железорудным месторождением. Вендские доломиты (толща 70 м) отвечают требованиям технических условий МПТУ-2660-50 для сырого доломита, МПТУ-2661-50 для обожженного доломита и относятся к трудноспекаемым разностям (1700°). Запасы не подсчитаны.

Крупное месторождение доломита Пионерское (IV-8-75) непосредственно примыкает к одноименному железорудному месторождению. Здесь вендские доломиты перекрывают железные руды и образуют три линзообразные залежи мощностью до 30 м. Они являются высококачественным огнеупорным сырьем, сходным с доломитами месторождения Комсомольское. По категории $A_2 + B + C_1$ запасы составили 26 млн т, в том числе по категории A_2 — 5,1 млн т [420].

ДИАСПОРИТ ОГНЕУПОРНЫЙ. Установлен ряд проявлений диаспорита в пурпольской свите рифея. По водоразделу р. Ченча (III-1-14) обнаружена пачка диаспор-хлорит-серицитовых сланцев, переслаивающихся с песчаниками. В верхней части разреза диаспор образует стяжения караваеобразной формы размером до 70 см в диаметре в количестве 1—3,

до 6 % на массу (Al_2O_3 — 40—70 %, SiO_2 — 10—15 %). По данным нейтронно-активационного анализа сланцы содержат (%): Al_2O_3 — 25—35, SiO_2 — 45—60, кремниевый модуль — 0,6—0,7, железо — 3—7, щелочи — 1—2.

В верховье р. Бестях (III-1-28) проявление хлорит-серицитовых сланцев с диаспором отличается от предыдущего содержанием железа 5—12 % и повышенным кремниевым модулем 0,9—1,1 %.

В бассейне р. Джелинда обнаружено два проявления хлоритовых сланцев с диаспором (III-1-36, 37) и два проявления высокоглиноземистых гематитовых сланцев (III-1-38, 40) с содержанием глинозема от 34,36 до 37,2 %, кремнезема — от 43,73 до 58,7 %. Мощности горизонтов от 7 до 12 м, протяженность от 1500 до 2500 м.

В верховьях р. Емнях и рч. Илаунский (IV-1-2, 9) железистые сланцы образуют толщу (160—180 м) длиной 50 км с пластами гематит-хлорит-серицитовых и гематит-серицитовых сланцев мощностью от 0,5 до 16 м, длиной первые сотни метров. Суммарная мощность высокоглиноземистых пластов 20—100 м, среднее содержание Al_2O_3 около 30 %. Прогнозные ресурсы составляют 100—150 млн т [440].

В пункте (IV-3-23) несколько интрузий нефелиновых сиенитов мелового возраста общей площадью 3,5 км^2 состоят из нефелина (40—55 %), альбита (24—45 %), биотита-лепидомелана (10—15 %). Они характеризуются средним содержанием Al_2O_3 — 20,65 %. Прогнозные запасы глинозема по категории P_2 — 451 млн т на глубину 300 м [114, 455].

Форстеритовые огнеупоры приурочены к центральной части Инаглинского платиноносного массива (III-8-7) площадью 25 км^2 и связаны с форстеритовыми дунитами, состоящими из форстерита — 60 %, серпентина — до 40 %. Результаты опробования по двум технологическим пробам следующие: пористость 1,4—3,7 %, предел прочности — 339—555 кг/см^2, обжиг при температуре 1600° характеризуется линейной усадкой 4,1—4,8 %, средняя пористость 20,5—22,3 %, средний предел прочности 231—300 кг/см^2. Опытные образцы с добавкой 20 % магнезита при температуре 1600° не уступают форстеритовым изделиям из дунитов Урала.

КОРУНД. В бассейне р. Иенгра обнаружены одно месторождение и несколько проявлений корунда. На месторождении Чайныхское (VI-8-36) на площади 30 км^2 прослежено 11 линзообразных рудных тел (2—25 м) длиной 10—200 м, залегающих среди диафторированных основных кристаллосланцев нижнего архея. В рудных телах корунд образует либо мономинеральные скопления длиной 10—30 м, мощностью 2 м, либо гнезда, иногда беспорядочную мелкую вкрапленность. Содержание корунда от 0,3 до 80 %. В составе руд присутствуют мусковит, хлорит, маргарит, турмалин, дистен, рутил, пирит, халькопирит.

Проявление (VI-8-25) представлено редкими глыбами корунд-серицитовых пород среди глыб кристаллосланцев. Серый корунд в виде овальных кристаллов до 2 см в поперечнике составляет 8—10 %. В пункте (VI-8-42) среди глыб диафторитов по кристаллосланцам обнаружены редкие глыбы хлорит-маргарит-корундовых пород. Корунд в виде короткопризматических и боченковидных кристаллов размером 0,2—9,4 мм в количестве 20 % [148, 455]. Аналогичное проявление установлено по долине р. Джелинда (VI-8-47).

В районе будки Ороченка (VI-8-66) на гольцовом водоразделе среди диафторированных кристаллосланцев встречены редкие глыбы дистен-маргарит-хлорит-кварцевых пород с рассеянной вкрапленностью розового ко-

рунда в количестве 2—3 % [148]. Два пункта минерализации установлены на р. Чуга (IV-6-4), где в коренном выходе биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцев верхнеалданской свиты найдены небольшие скопления корунда, вытянутые по сланцеватости, и редкие изометричные зерна размером не более 1 см [135]. На р. Эльгер (IV-1-56) в биотитовых гнейсах ортуряхской свиты залегает согласное зональное тело пироксенитов мощностью несколько десятков метров. На контакте с гнейсами залегают хлорит-биотитовые сланцы с мелким флогопитом мощностью 8—10 м, далее зона биотит-хлоритовых пород с линзами (до 1 м) пироксенита с флогопитом и редкими мелкими кристаллами голубого корунда. Мощность этой зоны 5 м, далее следуют пироксениты [112].

АСБЕСТ. Известны одно среднее и одно малое месторождения, 13 проявлений и 17 пунктов минерализации асбеста. Все они относятся к гидротермально-метасоматическому типу.

Месторождение Амутканское (IV-8-46) представлено зоной катаклаза с кварцевой брекчией и зонами выщелачивания, содержащими голубой (родусит-режекитовый) асбест. Вскрыто восемь таких асбестоносных пластообразных залежей (1—18 м), длиной 150—400 м, предположительно до 1000 м. Они разделены небольшими интервалами нерудных образований. Глубина оруденения не менее 150—300 м. В 5 км к северу на водоразделе рек Унга-Дес—Кэннэнэй в зоне дробления гнейсогранитов (длина 200 м) лимонитизированных обнаружены включения голубого асбеста. Асбест мелковкрапленный, насыщенность его 60—70 %. В 3 км к западу от месторождения в верховьях р. Унга-Дес и рч. Голубой среди глыб гранитов, сиенит-порфиров, скарнов и кальцифиров встречены глыбы кварц-эпидотовых пород с волокнами голубого асбеста длиной 3—5 мм [420].

Месторождение Мрачное (III-9-72) расположено у контакта скарнированных доломитов венда с сиенитами лебединского комплекса [132, 455]. Во флогопит-диопсид-амфиболовых скарнах установлены зоны дробления мощностью до 30 м, насыщенные жилами кварца, пегматита с флюоритом, актинолитом, беергеритом, около которых наблюдается асбест амфиболовый в жилках 0,5—5 см по актинолиту и тремолиту скарнов. Встречаются вкрапленные руды, приуроченные к гидротермально измененным сиенитам. Амфибол по оптическим свойствам стоит между родуситом и тремолит-актинолитом. Среднее содержание его 600 г/т. Может применяться для производства асбоцементных изделий.

В верховьях рч. Енье (II-9-32) в экзоконтакте эгириновых гранитов с доломитами скарны содержат прожилки тремолит-асбеста поперечноволокнистого длиной от 0,5 до 1,0 см. Мощность скарнов не более 3 м [126]. Проявление Люкс (III-9-82) в долине р. Бол. Юхтэ представляет собой экзоконтакт щелочных сиенитов со скарнами, содержащими голубой асбест.

Проявление Досмунное на водоразделе рек Мал. Нимныр и Леглиер (IV-9-37) приурочено к зоне дробления в докембрийских гранитах. Граниты катаклазированы, окварцованы и содержат вкрапленность голубого родусит-режикитового асбеста. Проявление Пьяное расположено в верхнем течении р. Юхтэ (III-9-99), где в авгит-роговообманковых сиенитах установлены кварц-актинолитовые жилы с амфибол-асбестовой минерализацией. Суммарная мощность жил 25—30 м, они прослежены на 250—300 м. Асбест бледно-голубой, по химическому составу отвечает щелочному актинолит-асбесту. Близкий характер имеют проявление Темное (III-9-100), которое связано с частыми пластовыми интрузиями порфиров, прорывающими доломиты, и проявление Тектоническое на левобережье рч. Самодумовский (III-9-32) [455].

Два проявления асбеста установлены в районе месторождения чароита Сиреневый камень (III-3-19, 21). Одно рудное тело мощностью 1 м представлено метасоматическими апокарбонатными породами с калиевым рихтерит-асбестом. Среднее содержание его 25 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 — 94,5 тыс. т. Другое приурочено к южному экзоконтакту Мурунского массива, представлено аналогичными породами. Здесь рудные залежи слагают серию горизонтальных линзовидных тел (до 5 м), суммарная мощность которых достигает 15 м. Содержание рихтерит-асбеста 10—30 %, в среднем 20 %. Прогнозные ресурсы по категории P_1 составляют 1360,8 тыс. т [455].

В бассейне р. Тарын (IV-1-94) в поле развития гнейсогранитов выявлено тело пироксенитов каларского (?) комплекса. Пироксениты трещиноватые, по ним развиты игольчатые 3-сантиметровые волокна актинолит-асбеста. Содержание их в пироксенитах от 10 до 90 % на массу. Проявления хризотил-асбеста обнаружены на водоразделе рек Девак—Сакуканыр (V-2-4) в гипербазитах архея (?) у зоны тектонического нарушения. Эти породы прослежены на 400 м, ширина их выхода 10 м. Гипербазиты содержат прожилки хризотил-асбеста мощностью 0,5—4 см в количестве 1—2 на м^3.

В бассейне р. Девак (V-2-18) в теле гипербазитов выявлены четыре 10-метровые жилы (0,1—0,3 м), выполненные белым и светло-зеленым поперечноволокнистым эластичным асбестом с длиной волокна 0,5—2 см. В пункте (V-2-7) серпентинизированные оливиниты на участке пересечения их дайкой долеритов в пределах 1,5 м содержат сетчатые прожилки деформированного асбеста мощностью до 2 см. Протяженность оруденелого участка 200 м [416].

В пункте (V-2-45) на площади 2,5×6 м в теле пироксенитов находится приконтактовая залежь актинолит-тремолитовой породы с сетчатыми прожилками поперечноволокнистого асбеста белого цвета с преобладанием ломкой разновидности. Ширина выхода 2,5 м. Рядом наблюдаются мелкопрожилковые выделения (1—6 см) хризотил-асбеста [115, 416]. В низовьях р. Тарын (IV-1-40) биотитовые гнейсы нижнего протерозоя с прослоями мрамора вмещают тело пироксенитов мощностью 35 м. Все эти образования прорываются жилами лейкократовых гранитов ничатского комплекса. В мраморах установлены участки, сложенные клинопироксенами с примазками и прожилками актинолит-асбеста. Волокна асбеста хрупкие, длина их 5—6 см [112].

Два сближенных пункта расположены в среднем течении р. Дугуй в 1,5 км друг от друга. В пункте (V-1-11) асбестовая минерализация приурочена к мраморизованным известнякам ортуряхской свиты в зоне их контакта с гранитами кодарского комплекса. Известняки содержат прожилки асбеста, тремолита, эпидота мощностью до 1,5 см в количестве 2—3 на 1 м^3. По простиранию прожилковая зона прослежена на 10 м. Асбест хорошего качества коротковолокнистый, белый. В пункте (V-1-10) асбестовые прожилки мощностью до 3 см, чаще 1 см также приурочены к мраморизованным известнякам. Площадь асбестоносного участка 100×100 м. На 1 м^2 приходится 2—3 прожилка поперечноволокнистого легко расщепляющегося на гибкие волокна асбеста.

На водоразделе Ыстаннах—Билечи (V-4-31) вскрыта полуметровая залежь карбонат-асбестового состава на контакте карбонатных отложений намсалинской свиты и дайки метатрахидолеритов [139, 455]. Центральная часть залежи сложена розовато-серым кальцитом, и здесь 15-сантиметровые

волокна асбеста ориентированы вдоль линзовидных прожилков мощностью до 5 см, в краевой части залежи волокна асбеста ориентированы поперек прожилков и достигают 5 см. По составу асбест относится к группе амфибол-асбеста. Его химический состав (%): SiO_2 — 57,02, CaO — 13,32, MgO — 23,78, Fe_2O_3 — 2,04, Al_2O_3 — 2,62, Na_2O — 0,15, п.п.п. — 1,11. Здесь можно ожидать выявления новых проявлений асбеста, а возможно и месторождений. По данным Е. П. Миронюка (1985 г.), на р. Олекма (VI-5-2) имеется минерализация голубого асбеста, приуроченная к трещинам скалывания в Тасском массиве сиенитов девонского возраста. Длина волокон асбеста не более 2 см.

МУСКОВИТ. Почти все месторождения, проявления и пункты минерализации мусковита связаны с жилами пегматитов.

В бассейне р. Амнунакта выявлено обширное пегматитовое поле. Здесь обнаружено мелкое месторождение мусковита Налды I (III-4-16) и проявление Налды II (III-4-18). Они оба приурочены к жилам пегматитов, прорывающим архейские метаморфические породы и габброиды амнунактинского комплекса. На месторождении и проявлении площадью 13 км^2 установлено два куста жил пегматитов со средним содержанием мусковита 49 кг/м^3, средний выход сырца 14,33 %. Мусковит зеленоватый, средний размер пластин 100 см^2, его качество улучшается с глубиной. Прогнозные запасы на глубину 30 м — 7,5 тыс. т по категории P_2.

Проявления Дальнее I и Дальнее II (III-4-23, 25) содержат 30 жил пегматитов длиной от 135—166 до 270—380 м, мощностью от 11—16 до 25 м. Они характеризуются сложной морфологией, не выдержаны по простиранию, с раздувами и пережимами. Ослюденение проявлено неравномерно, содержание мусковита в наиболее богатых участках не более 20 кг/м^3. Размер пластин до 40 см^2, редко 100—120 см^2. Мусковит трещиноватый, часто ельчатый, пятнистый с включениями кварца, граната.

На правобережье р. Темулякит (III-4-15) найдены развалы глыб мусковитовых пегматитов среди габбро-диоритов [455]. Другие проявления и пункты минерализации в этой области (III-4-2, 3, 10, 12, 22; III-5-2, 3, 4, 8, 9, 11, 12) связаны с жилами пегматитов, прорывающими метаморфические породы борсалинской и олекминской серий, причем в первых размер пластин мусковита достигает 40×50 см, во вторых — от 1 до 6 см^2.

В бассейне р. Ерюс-Миеле выявлены два проявления (IV-5-1, 7) мусковита, содержание которого в жилах составляет 40—49 кг/м^3. Прогнозные ресурсы на глубину 30 м по категории P_2 — 18 и 5,6 тыс. т соответственно. В проявлении (IV-5-18) мощность жил 5 м, длина 200 м, содержание мусковита 20—26 %, размер пластин 3—5 см в поперечнике (редко до 100 см). Другие пункты (IV-5-6, 15, 25) представлены жилами мощностью 0,5—4,0 м с кристаллами площадью 3—5 см^2 [134]. Пункт минерализации р. Сырылыр (V-5-13) представлен глыбами мусковитовых пегматитов, прослеженных на 200 м с площадью кристаллов 6—7 см^2. Мощность одной жилы — 1 м [430].

Проявления и пункты минерализации мусковита, расположенные в верховьях р. Хани и ее притоков (V-3-38, 46, 77, 49, 70; V-4-19, 26, 49, 62) связаны с жилами пегматитов кодарского комплекса. Интерес представляет проявление Читкандинское на водоразделе рек Хани—Сакукан (V-3-33). Здесь на площади 5 км^2 43 жилы сложной формы, секущие метагаббро и двуслюдяные сланцы, имеют мощность 2—5 до 20 м, длину 50—800 м. Строение зональное. Мусковит площадью до 100 см^2, содержание не более 5 кг/м^3, прорастает кварцем, гранатом.

Мелкое месторождение Эвонокитское (V-4-26) содержит 170 жил, которые прорывают тело метагаббро амнунактинского комплекса и гнейсы олекминской серии. Структура жил от аплитовой до блоковой, нередко письменная. Размер пластин мусковита до 50×60 см, качество низкое. Содержание его в пяти жилах 16,98—129 кг/м^3. По этим жилам запасы по категории C_2 — 2111 т. Мусковит может быть использован для получения щипаной слюды третьего сорта и в незначительном количестве конденсаторной марки СФ, СЗ, СН, СНЧ, СВЧ [419].

Верхнеэвонокитское проявление (V-4-19) представлено 80 жилами мощностью 0,6—3 м, редко до 20 м, содержащими мелкие (до 4 см^2) кристаллы слюды низкого качества. Подобная ситуация на проявлениях Верхнеханинское (V-4-62), Сакуканское I (V-3-49; V-3-46, 70, 77).

Проявление Верхнее Керсюсе (V-4-49) представлено жилой пегматита мощностью 30 м, длиной 200 м, рвущей сланцы борсалинской серии, которая содержит гнезда размером не более 50 см с кристаллами мусковита 8×1,5 см трещиноватого чистого слабопятнистого. До глубины 80 м улучшения качества мусковита не наблюдается. В 2 км к северу от этого проявления обнаружено 10 жил мощностью 0,5—25 м, длиной до 100 м с чистой слюдой площадью 4 см^2, слабомятой. В верховьях р. Хани выявлено еще довольно много проявлений и пунктов минерализации мусковита, которые не вынесены на карту (Ханинское I, II, III и др.). Все они связаны с жилами пегматитов, но их параметры и качество мусковита далеки от требований кондиции [139].

В бассейне верховьев р. Алдан обнаружено одно месторождение мусковита Янское (VI-7-9), пять проявлений (VI-7-2, 3, 4, 6, 9) и шесть пунктов минерализации (VI-7-8, 11, 16, 23, 24, 25).

Малое месторождение Янское представлено жилой пегматитов, прорывающей породы нижнего архея. Жила субширотного простирания линзовидной формы с зональным строением. Внешняя кварц-полевошпат-мусковитовая зона сложена агрегатами мусковита (60—65 %), кварца (20—30 %), полевым шпатом (5—10 %). Эта зона постепенно сменяется почти сплошным мусковитом (95 %). Здесь размер его кристаллов до 16×23 см. Мусковит слегка зеленоватый, легко разделяется на тонкие пластины, но к его недостаткам относятся трещины, черные пятна, ленточное и ельчатое строение по краям кристаллов. Мощность мусковитоносных зон от 0,3 до 1,4 м. Запасы по восточной части жилы при длине 55 м и среднем содержании 38,22 кг/ м^3 составляет 83 т забойного сырца. Содержание по западной части 16,8 кг/м^3. Запасы не установлены [147].

Проявление кряжа Зверева (VI-7-4) среди пород зверевской серии представлено пегматитами с крупноблоковым мусковитом и кварцем. Кристаллы мусковита до 15—20 см в поперечнике, иногда кондиционные (VI-7-6) и трещиноватые в виде гнездовых обособлений распределены неравномерно. Остальные проявления содержат мусковит от 4—5 до 7 см в поперечнике в незначительном количестве.

Пункты минерализации в этом районе обычно представляют собой небольшие развалы глыб пегматитов с кристаллами мусковита от 1 до 9 см^2. В бассейне р. Прав. Чульман в зоне полиметаморфизма обнаружены два месторождения (VI-8-27, 35) и четыре проявления (VI-8-28, 29, 30, 31) мусковита.

Месторождение Слюда (VI-8-27) известно с 1914 г. и разрабатывалось, добыто сотни пудов высококачественной слюды из асимметричной жилы двуслюдяного пегматита (2—3 м), участками графического, переходящего у контакта в пегматоидные граниты с мусковитизированными зернами граната и кианита, такими же, как и во вмещающих гнейсах. По зонам

катаклаза пегматит серицитизируется. Мусковит в кристаллах размером 10—15 см, иногда до 55 см, бочонковидный, пластинчатый и приурочен к висячему борту жилы, круто падающей на восток. В отвалах жилы найдены крупные (5—21 см) кристаллы апатита, ортита и монацита, а также глыбы (до 20 см) пирротина.

Месторождение Правочульманское (VI-8-35) представляет собой пегматитовое жильное поле площадью 12—14 км². Жилы расположены сериями, иногда по 10 жил вместе на расстоянии менее 10 м друг от друга. Их длина 20—30 м, мощность 5—10 м. Строение зональное. Ядро сложено кварцем, мусковит концентрируется на границе ядра в виде отдельных кристаллов и гнезд. Качество слюды хорошее, пластины крупные, в среднем 15 см². Запасы сырца по категории C_1 по одной жиле 159 т [148].

Проявления на водоразделе рек Чульман и Прав. Капрал (VI-8-28, 29, 31) представлены жилами пегматита мощностью от 1 до 7 м, длиной 20—40 м с содержанием мусковита 5—10 кг/м³, в одной жиле до 37 кг/м³. Размер пластин от 4—6 до 15—20 см².

На проявлении Северное (VI-8-30) пять сближенных жил (4—6 м) длиной от 12—19 до 35—77 м. Протяженность зон мусковита 8—15 м, мощность 1,4—3,8 м. Размер пластин 2×2 см, содержание 7—24 кг/м³. К югу от этого проявления (1 км) линзовидное пегматитовое тело (4 м) длиной 26 м содержит 14,4—23,3 кг/м³ мусковита. Размер пластин 2×2 см. Длина ослюденелого участка 13 м [148, 455].

Пункты минерализации мусковита в западной части площади в районе оз. Ничатка (IV-1-25, 26, 33), оз. Компангна (IV-1-38) представляют собой пегматитовые жилы мощностью 1—3 м с содержанием мусковита до 15 %. Размер пластин 10—15 см². Пегматиты ничатского комплекса (IV-1-59) имеют раздувы мощностью до 7 м и содержат 5—15 % мусковита; площадь пластин 10—15 см², высота кристаллов 2—3 см. Четыре жилы пегматитов мощностью до 3,5 м в раздувах, длиной до 45 м в верховье правого притока р. Тянькарь (IV-1-63) зональные. В крупноблоковой зоне содержание мусковита 50 %, реже 70 %. Кристаллы площадью 300 см², толщиной до 50 см. Пункт является перспективным [112].

Пункты минерализации в бассейне р. Чара (IV-3-43, 49, 51, 53) представлены жилами пегматитов мощностью до 1 м с отдельными кристаллами мусковита площадью не более 2 см². В пункте (IV-7-38) в осыпи на протяжении 100 м прослежены глыбы пегматоидных гранитов мусковит-турмалиновых. Кристаллы мусковита бесцветные, площадь пластин до 35 см². Пункты минерализации по правому борту р. Сыгыкта (V-1-2, 3, 9) и в верховье р. Халлас (V-1-28) представлены жилами пегматитов длиной 50—100 м, мощностью до 5 м с гнездами мусковита диаметром первые десятки сантиметров. Слюда в виде кондиционных кристаллов площадью 4—5 см² [369].

ВЕРМИКУЛИТ. Известно одно крупное месторождение вермикулита, приуроченное к Инаглинскому массиву дунитов (III-8-8). Оно расположено в 200—500 м от контакта дунитов со щелочными раннемеловыми образованиями и контролируется зоной трещиноватости субмеридионального простирания. К этой зоне приурочены многочисленные жилы пегматита хромдиопсид-вермикулитового состава. Преобладают жилы меридионального простирания с падением на запад и на восток, мощностью 0,3—15 м, длиной 30—300 м, встречаются виргационные жилы. Часто в жилах наблюдаются раздувы и пережимы. Они сложены хромдиопсидом (50—70 %), вермикулитом (20—40 %), полевым шпатом (до 10 %), арфведсонитом

(до 5 %), эгирином (до 5 %). Полевой шпат замещается хромдиопсидом, арфведсонит — вермикулитом. На отдельных интервалах жилы почти полностью сложены хромдиопсидом с небольшим количеством мелкочешуйчатого вермикулита, в других случаях преобладает вермикулит. Он представлен таблитчатыми и пластинчатыми кристаллами размером от 1×1 мм до 20×30 см, при толщине пластин до 5 см. Крупные кристаллы слагают гнезда, линзообразные скопления, а рассеянные вкрапленники представлены мелкими пластинами и чешуйками. В целом для месторождения отмечается увеличение содержания вермикулита от центра жил к периферии и крайне неравномерное его содержание по падению и простиранию.

Вермикулит темно-коричневого цвета в крупных кристаллах и золотисто-бурый в мелкочешуйчатых. Твердость его 2,5—3. Кристаллы легко расщепляются на отдельные мелкие листочки, при нагревании до 850° равномерно вспучиваются, увеличиваясь в объеме в 18—20 раз. Вермикулит может использоваться при изготовлении зонолита для тепловой изоляции поверхности промышленного оборудования. Вспученный вермикулит имеет объемный вес 125—139 кг/м³ и коэффициент теплопроводности в пределах 0,43—0,552 ккал/м · ч. Подсчитанные запасы по пяти участкам при средней глубине подсчета 15—17 м составляют 42 238 т по категории C_1 и 42 238 т по категории C_2. Перспективные ресурсы по месторождению — 900 тыс. т [90].

ФЛОГОПИТ. Многочисленные месторождения, проявления и пункты минерализации флогопита имеют метасоматическое происхождение и сосредоточены в восточной части площади.

Месторождения флогопита, образующие Куранахское рудное поле (III-9-7, 21, 24), приурочены к леглиерской и медведевской свитам федоровской серии, слагающим крыло Куранахской синклинали в участке ее резкого прогибания. К телам диопсидовых пород (2—50 м) длиной 500—700 м, редко 1 км и более, приурочены линзовидные гнезда флогопита размерами до 2 м в поперечнике и флогопитоносные жилы неправильной формы с раздувами и пережимами мощностью от первых десятков сантиметров до 1,5 м в раздувах, длина 3—4 м, редко 20 м.

Месторождение Зимнее (III-9-21) в центральной части прослежено на глубину 28—131 м. Здесь четыре зоны ослюденелых пород, из которых самая крупная длиной 242 м, средняя мощность 11,9 м. Флогопит в гнездах 20×30 см и неправильной формы жилах длиной 2—4 м. Размер кристаллов флогопита от нескольких сантиметров до 1 м в поперечнике. Среднее содержание слюды 34 кг/м³ [454].

Месторождение Керакское (IV-9-7, 9), проявления Усть-Николкинское и Нимнырское (III-9-112, 116) приурочены к породам медведевской свиты. Месторождение Керакское состоит из двух зон. Первая — длиной 950 м с рассеянным и мелкогнездовым ослюденением. Содержание флогопита в гнездах от 1—2 до 118 кг/м³. Здесь выделена залежь диопсид-флогопитовых пород длиной 500 м, мощностью 3—25 м с мелкогнездовым ослюденением (0,8—1 м в поперечнике). Слюда площадью 30×30 см. Запасы на глубину 40—160 м по категории C_1 — 6990 т, по категории C_2 — 1915 т. Вторая зона представлена сложной залежью длиной 400 м, мощностью 40—80 м. Флогопит образует гнезда от 5×5 до 50×70 см и редко до 1,3×0,8 м. Средний размер кристаллов не более 50 см², содержание слюды в пробах — до 200 кг/м³. Выход колотой слюды 33,72 %. Запасы на глубину 40—160 м по категории C_1 — 11 640 т, по категории C_2 — 4598 т [138, 423].

Усть-Николкинское проявление состоит из трех слюдоносных зон. Первая зона длиной 1,3 км, флогопит в разобщенных гнездах размером до 0,25×1,0 м и в виде мелких чешуй, рассеянных во всех разновидностях диопсидовых пород. Размер пластин до 20 см^2, они часто деформированы и трещиноваты. Обычное содержание 9 кг/м^3, в одной пробе 75 кг/м^3, в трех до 32 кг/м^3. Вторая зона длиной 0,6 км, характер ослюденения мелкочешуйчатый и мелкогнездовой. В двух гнездах площадь пластин 30×40 см. Из семи проб в двух 20 кг/м^3, в одной 8,8 кг/м^3, качество хорошее. Третья зона прослежена на 250 м в среднезернистых диопсидовых породах, содержание флогопита ничтожно.

Проявление Нимнырское (III-9-116) состоит из двух пластов диопсидовых пород (50—60 м) с гнездами 10×15 см и согласными жилами мощностью 10—25 см, длиной до 1 м, с частыми раздувами и пережимами. Кристаллы флогопита размером от 3 до 10 см, иногда до 20 см [132].

Месторождение Николкинское (IV-9-14) приурочено к линзам диопсидовых пород верхнеалданской свиты. Выделено три слюдоносные зоны. Первая длиной 68 м, мощностью 18 м с гнездовым ослюденением. Кристаллы слюды площадью от 2 см^2 до 30×45 см (преобладают 8×12 см). Среднее содержание 29,34 кг/м^3. Запасы по категории C_1 408 т. Вторая зона длиной 41 м, мощностью 11,5 м, среднее содержание сырца 50,3 кг/м^3. Запасы по категории C_1 — 161 т. Третья зона площадью 22,5×6,22 м со средним содержанием 34,8 кг/м^3. Запасы по категории C_1 — 15 т, слюда N6 и N7 второго сорта [423].

Проявления Верхнекеракское, Ошибка (IV-9-18, 24) характеризуются слабой слюдоносностью.

Месторождение Швецовское (IV-9-34) представлено двумя участками — Усть-Короть и Новый, расположенными в 1,5 км друг от друга. Диопсидовые породы содержат гнезда, реже жилы флогопита. Размер кристаллов 4×30×40 см, содержание 12—1298 кг/м^3. По участку Усть-Короть по категории C_2 балансовые запасы составили 2611 т, при среднем содержании сырца 61 кг/м^3; по участку Новый по категории $B + C_1$ — 5732 т, при среднем содержании 53 кг/м^3, забалансовые — 1059 т, при среднем содержании 23 кг/м^3.

Из проявлений Короть, Малый Горкит, Копна (IV-9-50, 26, 46), расположенных вокруг месторождения Швецовское, интерес представляет проявление Малый Горкит (IV-9-26), где две гнездово-жильные слюдоносные зоны площадью 8,5×1—3,2 м и 124,5×2,6 м в среднем содержат 15,5—35,8 кг/м^3 слюды. Размер гнезд до 1×0,6 м. Кристаллы слюды 10×18 см, в основном 5×6 см. Жилы мощностью 0,1—0,8 м, длиной 1—3,5 м. Забалансовые запасы по одной зоне по категории C_1 — 200 т [420].

Месторождение Таежное (IV-9-36) в верховье р. Мал. Нимныр представлено крупной секущей жилой длиной 137 м, мощностью 0,5—2,6 м в биотитовых гнейсах и магнезиальных скарнах. Жила состоит из диопсида и флогопита хорошего качества. Средний размер кристаллов 20—30 см, иногда до 60 см в поперечнике. Среднее содержание сырца 133,5 кг/м^3. Запасы по категории $B + C_1$ — 3767 т [138, 420].

Месторождение Медведевское (IV-9-28) содержит слюду низкого качества. Балансовые запасы по категории $B + C_1$ — 568 т, забалансовые по категории $B + C_1$ — 42 т.

Три сближенных месторождения — Дальнее, Болотное, Елкин ключ (IV-9-60) при пересчете запасов утратили промышленную ценность.

Крупное месторождение Леглиерское (IV-9-63) состоит из 30 слюдоносных зон в федоровской серии, 20 из них имеют промышленное содержание слюды. Ослюденение гнездового и жильно-гнездового типа.

Средняя длина зон 80—100 м, мощность 8—10 м. Среднее содержание — 100 кг/м^3 (до 940 кг/м^3). Размер пластин 15—20 см в поперечнике. Запасы балансовые по категории $B + C_1$ — 31 772 т, по категории C_2 — 1772 т, забалансовые по категории $B + C_1$ — 3308 т.

В 5 км к западу проявление (IV-9-62) представлено двумя слюдоносными зонами с содержанием 20—26 кг/м^3 забойного сырца. Флогопит 15—20 см в поперечнике. Запасы забалансовые 267 т по категории C_1.

Среднее месторождение Турское (IV-9-84) представлено тремя слюдоносными зонами. Флогопит высокого качества образует крупные гнезда неправильной формы, его содержание до 440 кг/м^3. Запасы балансовые по категории C_1 — 1780 т при среднем содержании сырца 39 кг/м^3. Многочисленные проявления флогопита (IV-9-56, 68, 74, 69, 80, 81, 82; III-8-46, 48, 49) из-за небольших размеров и плохого качества слюды являются бесперспективными. Проявления в долине р. Унгра, рч. Травный (IV-7-60; III-8-31, 33, 36) не имеют значения в силу низкого качества слюды.

Месторождение Инаглинское (III-8-30), расположенное в приустьевой части долины р. Иннели, сложено биотитовыми и биотит-пироксеновыми гнейсами верхнеалданской свиты, прорванной плагиогранитами архея. В приконтактовых зонах обнаружены линзовидные залежи диопсидовых пород с гнездами флогопита. Выявлена слюдоносная зона длиной 36 м при средней мощности 8,5 м. Наиболее богатые гнезда приурочены к ее центральной части. Их размеры 0,8×1,2 м. Флогопит хорошего качества. Размер кристаллов 20×20 см, редко 20×30 см. Содержание флогопита по зоне 46 кг/м^3. Запасы по категории C_1 — 200 т [453]. Другие проявления Инаглинской группы (III-8-1, 3, 5), обнаруженные к северу и северо-востоку от Инаглинского массива, представлены слюдой, хорошее качество которой наблюдается лишь в кристаллах малых размеров (3—4 см).

Проявление Салаахское (IV-8-8) характеризуется редкогнездовым типом ослюденения в диопсидовых породах медведевской свиты. Размер гнезд не более 15 см, максимальный размер кристаллов 8×10 см [137].

Проявления р. Амуткан (IV-8-20, 25, 26), так же как и соседние (IV-8-58, 71, 54, 68, 73), содержат кристаллы темно-зеленого флогопита плохого качества при хороших размерах. По рч. Флогопитовый (IV-7-8) установлены две слюдоносные зоны, по которым подсчитаны запасы по категории C_1 в количестве 378,6 т. Качество слюды низкое, как и в проявлении (V-9-12).

В бассейне рч. Бишь выявлено малое месторождение флогопита Токтакитское (VI-9-5) и проявление Бишинское (VI-9-9). Месторождение частично отработано. Оба объекта имеют сходное строение. Они приурочены к нижним горизонтам федоровской серии. Флогопит низкого качества образует гнездообразные скопления от 5×15 до 50×70 см в поперечнике в диопсидовых породах. Содержание забойного сырца по 100 пробам составляет от 5 до 100 кг/м^3, в семи пробах 100—300 кг/м^3.

Месторождение Катынаах (VI-9-27) состоит из пяти рудных зон длиной до 100 м, мощностью от 1,5 до 8 м. Ослюденение представлено гнездами, жилами и отдельными кристаллами. Размер гнезд и жил от 0,1—0,2 м до 0,7×1,0 м, кристаллов — от 5×7 до 30×40 см. Среднее содержание забойного сырца составляет 12,9—63,4 кг/м^3 [455]. Проявления (VI-9-11, 22, 28) сходны с этим месторождением. Проявления (VI-9-28, 22, 11) характеризуются флогопитом кондиционных размеров (10×8 см) хорошего качества [149].

В бассейне Чуги установлено три мелких месторождения (III-6-13, 16, 19), приуроченных к диопсидовым породам иенгрской серии. Во всех слюда низкого качества, суммарные запасы по категориям: В — 10 835 т, C_1 — 2109,8 т, C_2 — 1492 т [129, 455].

ТАЛЬК. Проявления и пункты минерализации представлены метасоматическим генетическим типом как в основных и ультраосновных породах, так и в терригенно-карбонатных сланцах.

Проявление р. Тарын-Юрях (V-3-6) представлено линзообразной залежью (5 м) талькового камня, длиной 6 м среди хлоритизированных и эпидотизированных ортоамфиболитов амнунактинского комплекса. Залежь почти мономинеральная с незначительной примесью актинолита, серпентина, хлорита [116, 455].

Проявление р. Олондо (V-3-14) представляют коренные выходы и делювий карбонат-хлорит-тальковых, карбонат-тальковых и тальковых сланцев, приуроченных к телам гипербазитов красногорского и долеритов торского комплексов. Тальковые образования прослежены на 2 км [116].

Проявление талька Красная горка в верховьях р. Тарын-Юрях (V-3-13) представлено карбонат-тальковыми сланцами (до 75 % талька), пронизанными сетью тонких прожилков мономинерального талька и включающими гнездообразные скопления толщиной 0,5 м. Отмечается повышенное содержание никеля (до 0,3 %). Прогнозные запасы талька по категории P_3 — 2,8 млн т.

Проявление Билечинское в бассейне р. Хани (V-4-31) приурочено к зоне разлома северо-восточного простирания. Пласт белых отальковaнных пород с карбонатом (талька 30 %) средней мощностью 3,2 м, длиной 1 км залегает в намсалинской свите протерозоя [139, 455].

ГРАФИТ. На площади выявлены несколько мелких месторождений и довольно многочисленные проявления графита метаморфического, контактово-метасоматического, собственно магматического типов, в пегматитах и в зонах разломов. Наибольшее распространение имеют месторождения метаморфического типа, сформировавшиеся в результате преобразования рассеянного органического вещества.

Месторождение Левонимгерканское (IV-9-23) сложено переслаивающимися гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, графит-биотит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и гнейсами, в меньшей степени двупироксеновыми и гиперстеновыми кристаллосланцами нимнырской свиты. Рудные тела представлены графитовыми гнейсами с графит-полевошпат-кварцевыми и графит-кварцевыми породами, которые слагают ветвящиеся пластообразные линзы и тела неправильной формы. Протяженность рудных тел 500—600 м, мощность от 1 до 20 м. Контакты с вмещающими породами нечеткие. Выделено два главных типа руд — массивные и вкрапленные. Массивные руды — это графит-кварцевые, графит-полевошпат-кварцевые породы; вкрапленные — графитовые, графит-биотитовые, графит-пироксен-биотитовые гнейсы. Кроме того, выделены руды коры выветривания, представляющие собой выветрелые разности других типов руд. Наиболее богатые — массивные руды. Они содержат 10—15 %, иногда до 50 % графита, вкрапленные руды — 2—6 %, в выветрелых рудах — 2—50 %. Поисковыми работами выявлен участок 6 км², где содержания графита наиболее высоки и устойчивы. По категории P_2 здесь прогнозируются запасы в 217 млн т руды до глубины 50 м, или 11,8 млн т графита при его среднем содержании 5,44 %.

Месторождение Керакское (IV-9-4) в породах той же свиты представлено в нижней части разреза диопсидовыми и роговообманковыми сланцами и гнейсами, в верхней — графитоносными кристаллосланцами и гнейсами, слагающими Керакскую синклиналь протяженностью 28 км, шириной 6—8 км. Рудные графитовые, графит-биотитовые, графит-гранат-биотитовые тела согласные, линзовидной формы, с нечеткими границами мощностью 1,3—23,2 м, длиной 60—330 м. Содержание графита от 2,46 до 50 %. Наиболее высокие содержания его в графит-кварцевых, графит-полевошпат-кварцевых массивных рудах (до 20—40, реже до 50 %). Гнейсы содержат вкрапленные графитовые руды с содержанием его 5—7 %. Размер чешуек от 0,1 до 0,2 мм. В целом по месторождению на глубину 50 м при среднем содержании графита 9,99 % прогнозные запасы по категории P_1 составляют 1,5 млн т [455].

Месторождение Надеждинское (IV-9-33, 48) обнаружено в пределах той же свиты и у зоны ее несогласия с федоровской серией. На участке 1 (IV-9-48) выявлены пластообразные и линзовидные залежи десяти графитоносных зон сульфидизированных кварцитов с содержанием графита 4—41 % и графитовых гнейсов, сланцев с содержанием 0,5—14 % графита. Длина зон 150—250 м, мощность от 3—8 до 30 м. На участке 2 (IV-9-33) выявлены три продуктивные графитоносные зоны длиной 600—1800 м, мощностью 3—38 м. Запасы чистого графита по обоим участкам до глубины 190 м (участок 2) и 270 м (участок 1) по категориям В + C_1 + C_2 составляют 3,1 млн т.

Проявления графита, приуроченные к породам верхнеалданской свиты, обнаружены в бассейне р. Алдан. Проявление Ромашка (IV-7-43) представлено тремя телами графит-кварц-полевошпатовых пород с содержанием графита до 10 %. Прогнозные запасы составляют 13 590 т руды. Проявление Бесерик (IV-7-31) представлено такими же породами со средним содержанием графита 5 %. Проявление Мал. Имэннэх (IV-7-59) представлено графит-кварц-полевошпатовыми породами в биотитовых и графит-биотитовых гнейсах (графита 7,2 %). Графитовый концентрат С — 72,1 %, зольность — 25,8 % соответствует марке ГЛ-3. Прогнозные запасы графита 4950 т на глубину 50 м [421]. Проявление Бугоричинское (III-6-20) на правобережье р. Чуга сложено кварцитами и графитовыми кристаллосланцами мощностью не менее 20—30 м и с содержанием графита 40—50 % [129, 455].

В бассейне Иенгры выявлены многочисленные проявления графита. По рч. Чайныт (VI-8-46, 54) диафторированные кристаллосланцы содержат до 20 % графита, а кварциты, прослеженные до рч. Корунд — 5—10 %. Проявления графитовых сланцев (VI-8-55, 56), иногда диафторированных, обнаружены в бассейне р. Холодникан. Проявление (VI-8-58) обнаружено А. Н. Тимашковым в 1975 г. Мощность графитоносного пласта не менее 80 м, содержание графита 15—25 %, содержание графитистого углерода 4—6 %, наблюдаются участки вторичного обогащения.

Проявление Верхненерюктинское в нижнем течении р. Самокит (VI-8-2) представлено скоплениями графита в прослоях амфиболовых сланцев, иногда образующих сплошные агрегаты в виде линз до 5—10 см в поперечнике. Содержание графита от 2 до 40 % породы [148].

Проявления графита в бассейне Джалтунды приурочены к отложениям буривчанской свиты верхнего архея. Проявление Булгунняхтахское (IV-7-55) сложено кальцифирами и диопсид-амфиболовыми кристаллосланцами с залежами графитовых руд протяженностью до 1100 м, мощностью от 1—3 до 22 м. Содержание графита 2,5—16 %, прогнозные ресурсы по категории P_2 для трех залежей 146,3 тыс. т, для всего проявления

359,6 тыс. т. Проявление Верхнебулгунняхтахское (IV-7-67) представлено пластом графитовых руд мощностью 21,3 м, с содержанием графита 4,21—12,12 %. Прогнозные ресурсы этой свиты оцениваются в 2,5 млн т графита по категории P_3 [437].

С породами верхнего архея связан пункт минерализации в долине р. Хонченгры (V-7-17). Здесь в кварцитах и амфибол-биотитовых гнейсах отмечены прослои графит-плагиоклазовых кристаллосланцев мощностью 0,5—1,5 м. Графит образует мелкие чешуйки, равномерно распределенные по породе, или мономинеральные слойки. Содержание графита 25—40 % от объема породы [142].

Проявление на левобережье Джалтунды (IV-6-40) на площади 1 км^2 связано с породами курумканской свиты нижнего архея, в составе которых обнаружены графит-плагиоклаз-кварцевые сланцы со средним содержанием графита 2,5 %. Их мощность 20 м. Прогнозные ресурсы по категории P_3 на глубину 50 м составляют 65 тыс. т.

В междуречье Калакана-Каларского и Имангры (VI-3-11) и по берегам Имангры в отложениях верхнего архея, разбитых на блоки, обнаружен пункт минерализации графита. Здесь на площади 4 км^2 графитовая минерализация развита в толще (100 м) темно-серых гранат-дистен-биотит-кварцевых, гранат-биотит-кварцевых сланцев, кварцитосланцев и в черных мраморах. Графит тонкокристаллический с размером зерен до 0,001 мм равномерно распределен по породе. Содержание его от 1—5 до 10—15 % [451].

С нижнепротерозойскими отложениями также связаны проявления и пункты минерализации. В пункте (V-1-1) сланцы икабийской свиты в зоне сложной складчатости и метаморфизма содержат от 5—10 до 40—50 % графита и прослежены на 10 км [369]. В пункте (V-1-5) переслаиваются слюдистые, графитовые сланцы и кварциты мощностью 1—3 м и шириной выхода 30—50 м. Содержание графита в сланцах 20—25 % [416].

В верховьях р. Арбагас (V-1-6) находится 30-метровая пачка графитовых сланцев и гнейсов с содержанием графита 15—20 %. В 4 км к югу от этого проявления по правому борту р. Апсат находится 50-метровая пачка графитовых и слюдистых сланцев. Графитовые сланцы составляют 30 % от объема пачки и содержат 20 % тонкозернистого графита [416, 418]. С биотит-гранатовыми, биотит-силлиманит-гранатовыми гнейсами ортуряхской свиты связаны два пункта минерализации (IV-1-55, 44). Эти породы содержат прослои графитовых сланцев мощностью от 15—20 см до 1—1,5 м, длиной 12—100 м. Содержание графита в мелких прослоях до 60—70 % [112].

Проявление Белрой (IV-6-40) приурочено к отложениям отрадной свиты, в составе которой линзовидные залежи графит-кварцевых сланцев мощностью несколько метров и длиной до первых десятков метров содержат 30—60 % графита [437].

К контактово-метасоматическому типу относится месторождение Ыллын по левому притоку р. Тас-Юрях (VI-4-34). Здесь в поле развития метагаббро каларского комплекса установлены кварц-полевошпат-слюдяные метасоматиты, в которых залегает зона графитовой минерализации мощностью 120—130 м, длиной до 3,5 км почти вертикального падения. Содержание графита 2,82—17,27 %. Богатые руды со средним содержанием общего углерода 10,52 % зафиксированы в непрерывном 70-метровом интервале. Графит темный, до черного, крупночешуйчатый с высокой флотационной способностью. Карбонатный углерод отсутствует, извлечение углерода высокое — до 90 % и более. Прогнозные ресурсы по зоне 105 млн т рудной массы и 11 млн т чешуйчатого графита. В зоне отмечено повышенное содержание (%): церия — до 0,1—0,3, молибдена — до 0,03, лантана — до 0,04, иттрия — до 0,004, циркония — 0,01, ванадия — 0,02, свинца — 0,03, серебра — 0,005 [422].

Проявление в верховье р. Арбагас (V-1-4) представлено ксенолитом (100×500 м) переслаивающихся графитовых и слюдистых сланцев мощностью 1—3 м в гранитах кодарского комплекса. Графит в сланцах мелкочешуйчатый размером от 0,2—0,7 до 1,2 мм, содержание его 10—20 %. В этом же районе на левобережье р. Дугуй в контакте с гранитами кодарского комплекса обнаружены нижнепротерозойские отложения, представленные сульфидизированными и графитизированными кварцитами и карбонатными породами. Содержание графита до 12 %. Мощность графитизированных пород от 5—7 до 60 м, протяженность не менее 18 км [416].

Проявление графита в верховьях рч. Анабыл (V-7-20) приурочено к реликтам кровли массива раннепротерозойских диоритов среди амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, а также в самих диоритах и сопровождается окварцеванием и сульфидизацией. Площадь рудоносных пород 1×1,5 км, мощность 60—70 м. Содержание графита 1—5 %, в окварцованных породах до 10—15 %. В зонах окварцевания размер чешуек 0,7—1,0 см. Прогнозные запасы руды 500 млн т [412, 455].

Проявление графита р. Сакуканыр (V-2-2) представлено пластообразным телом (50—100 м) графитовых метапироксенитов длиной не менее 1,5 км с крутым падением на запад среди пород давачанской свиты нижнего архея. Ширина графитоносной зоны от 12 до 90 м, длина 1,5 км. Наибольшее количество графита приурочено к трещиноватым участкам. Графит присутствует в виде чешуек размером 4—6 мм или мономинеральных прожилков мощностью 5—15 см. Содержание графита от 2,24 до 22,98 %. Запасы графита по категории C_2 — 5 тыс. т [115].

Один пункт минерализации, расположенный на правом водоразделе р. Улахан-Мелемкен (VI-9-20), связан с жилой пегматита со скоплением графита [149]. К тектоническому нарушению приурочено малое месторождение Имангра (VI-4-18), где среди пород верхнего архея (серицит-графит-плагиоклаз-кварцевых сланцев) выделены две рудные залежи субширотного простирания с крутым северным падением. Залежь Северная имеет длину до 2 км и мощность 100—150 м. Содержание углерода от 3,3 до 9,2 %. Прогнозные ресурсы по категории P_2 120 млн т руды или 7 млн т чешуйчатого графита. Залежь Южная имеет длину 3,5 км и мощность 100—200 м. Содержание углерода от 3,5 до 8,8 %. Прогнозные ресурсы по категории P_3 — 260 млн т руды или 16 млн т чешуйчатого графита. Графит везде явно кристаллический, образует мелкочешуйчатые агрегаты. Размер чешуй 0,2—0,05 мм. Флотационная способность высокая. В рудах спектральным анализом установлены ванадий — 0,12 %, иттрий — 0,02 % [422].

Пункт минерализации графита и ванадия (VI-3-25) приурочен к контакту отложений удоканской серии и верхнеархейских образований. Повышенное содержание графита, ванадия приурочено к черным сульфидизированным тонкозернистым бластомилонитам, иногда с телами тектонических брекчий общей мощностью 150 м. Содержание ванадия в породе 0,01—0,03 %, в монофракции графита — 0,15 % [406].

По р. Тянькарь (IV-1-62) проявление графита представляет собой горизонт плагиоклаз-кварц-биотит-графитовых сланцев, залегающий среди кальцифиров и кварц-биотит-гранат-силлиманитовых сланцев нижнего протерозоя, которые смяты в мелкие складки с размахом крыльев 8—10 м. Мощность рудного горизонта 4—7 м, содержание углерода 9,52—15,72 %,

при этом доля углерода карбонатного происхождения не более 0,15 %. Ориентировочные запасы на глубину 100 м около 100 тыс. т [112, 424].

Мелкое месторождение в верхнем течении р. Мурдан-Мукит (VI-4-38) приурочено к разлому между чарнокитами и ультраметагенными плагиогранитами, по которому в тектонической зоне шириной 2—3 км развиты кордиерит-графит-гранат-биотит-кварцевые породы, прослеженные на 12 км. Максимальное количество графита содержится в теле мощностью 100 м, длиной не более 500 м. Это черные мелкозернистые графитовые сланцы со средним содержанием графита 20—23 %. Прогнозные ресурсы руды 13,25 млн т, графита — 3 млн т [451].

АЛМАЗЫ. Известны три места находки алмазов. На водоразделе рек Улахан-Сыккыраа и Ырга (I-4-1) в смешанных отложениях нижнеюрских пород и четвертичных суглинков в одном шлихе обнаружен кристалл алмаза весом 0,3 мг и три зерна пиропа. Позднейшими поисковыми работами других находок алмазов и их спутников не обнаружено [120]. Из аллювиальных отложений р. Джеконда (III-9-51) в отвалах старой шахты у устья рч. Трудовой извлечены два алмаза, один весом 21,1 мг сорта «борт», второй 47 мг сорта «экстра». Первый алмаз имеет размеры 3,0×2,6×1,8 мм и представляет собой полный октаэдроид с острыми ребрами и вершинами. Он прозрачен, бесцветен, с тусклой матовой поверхностью. Второй размером 3,7×2,75 мм представляет собой полный правильно развитый октаэдр с реликтовыми площадками граней октаэдра с острыми ребрами и острыми вершинами, прозрачен, чистой воды с чуть зеленоватым оттенком и сильным алмазным блеском. Источники этих алмазов не установлены [132]. Р. А. Хайдаров обнаружил алмаз в ортопородах р. Олондо.

Спутники алмазов — пиропы найдены в верховьях р. Токко, а также в бассейне рч. Балаганах, его правом притоке (II-6-10), где связаны, по-видимому, с мелкими дайками и трубками эруптивных брекчий (трубка «Перевальная»). Пиропы отмечаются в аллювии верховьев рч. Онхой и среднего течения рч. Онхой-Дабан (II-6-13, 18) [441].

В бассейне р. Чомполо в аллювии рек Аллараа-Сасыл-Сиабит, Хатын-Килиер, Юрюмэгчик, Дъанхер (II-7-24, 25, 26) установлены пиропы и хромдиопсиды. В правом притоке рч. Юрюмэччик в шлихе до 16 знаков пиропа. В аллювии р. Чомполо пиропы и хромдиопсиды встречаются повсеместно [413, 427].

В аллювии левых притоков р. Селигдар (III-9-3, 5, 22, 40), в верховьях р. Хатыстыр-Юрях, в среднем течении р. Селигдар и в верховьях рч. Заречный (II-9-25, 26, 36, 37) встречены лиловые и оранжевые пиропы, связанные с меловыми лампроитоподобными телами, обнаруженными на левом и правом водоразделах р. Хатыстыр-Юрях [453].

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

ЧАРОИТ. Два месторождения чароита Сиреневый камень и Даван приурочены к Мурунскому массиву (III-3-18) и представлены метасоматическими брекчиями и сложными жилами чароита, залегающими во вмещающих фенитизированных песчаниках сеньской свиты в истоках рек Инаригда и Лев. Торго. Мощность тел чароита 3—5 до 15—20 м, протяженность до 350 м, углы падения от 0 до 80°. Он часто содержит радиально-лучистые включения эгирина, а также тинаксита, кальсилита, кварца. Может применяться для изготовления поделок и в ювелирной

промышленности. По месторождению Сиреневый камень запасы чароита по категории C_2 составили 8 тыс. т, в том числе 2,4 тыс. т сортового сырья. По месторождению Даван запасы 3 тыс. т [429].

РОЗОВЫЙ КВАРЦ. Установлены два проявления розового кварца. Одно из них расположено в верховье рч. Соготок-Харыйя (V-4-56), где на 6 км прослежен пласт (6 м) кварцитопесчаников, проработанный розовым кварцем. Кроме объемной пропитки пласта, внутри него отмечены гидротермальные жилы розового кварца мощностью от 2—3 см до 1 м. Эти жилы ветвящиеся с пережимами, раздувами, взаимнопересекающиеся, трещиноватые. Они установлены также вне пласта кварцитопесчаников в высокоглиноземистых кристаллосланцах и карбонатных породах. Окраска розового кварца в жилах ярче и сочнее, особенно за пределами пласта кварцитопесчаников [419].

Проявление розового кварца (V-4-65) расположено в верховьях рч. Кабаханыр и представлено жилой розового кварца мощностью 1,5 м, залегающей согласно с полосчатостью гнейсов и высокоглиноземистых сланцев с азимутом падения 340°, углом 75°. Жила прослежена на 40 м, далее она перекрыта рыхлыми отложениями. Кварц полупрозрачный с отчетливым равнозернистым сложением. Величина зерен от 0,2 до 2,0 см. Окраска неравномерная, цвет от бледно-розового до лилового. Жила разбита серией параллельных очень тонких трещин через 2—3 мм и многочисленными извилистыми волосовидными трещинами других направлений. Кварц принимает полировку высокого качества, выдерживает распиловку и обработку в пластинах толщиной до 1 см. Он соответствует двум ГОСТам. Интенсивно окрашенные участки 5×5×5 см соответствуют ГОСТу 41-117-76 как высшему сорту цветных поделочных камней в сырье, что составляет 3—5 % жилы. Остальная часть розового кварца соответствует коллекционному сырью [422].

ФУКСИТОВЫЙ КВАРЦИТ. Проявление этих кварцитов (V-4-53) расположено по долине правого притока р. Хани, где обнаружены развалы глыб изумрудно-зеленых кварцитов массивных и полосчатых, прослеженных на 150 м при ширине 50 м [419].

На проявлении долины Бол. Торы (IV-2-22) в поле развития ультраметагенных гранитоидов с телами ортоамфиболитов широко развиты тектонические нарушения, к одному из которых приурочено линзообразное тело фукситовых ортокварцитов мощностью 2,6 м, длиной 25 м. Ортокварциты имеют изумрудно-зеленую окраску, обусловленную наличием тонкочешуйчатого зеленого мусковита, пронизывающего тонкозернистый агрегат кварца. Структура их бластомилонитовая, лепидогранобластовая, текстура полосчатая, обусловленная чередованием полос, в различной степени насыщенных фукситом. Содержание фуксита 50—60 %, кварца 40 %, присутствуют графит, рутил. Механическая прочность образцов, высушенных до постоянного веса — 1063,5 кг/см^3, удельный вес и объемный вес 2,78 г/см^3. Ориентировочные запасы сырья 200 м^3 [424].

СЕРПЕНТИНИТ. Проявление серпентинита (IV-3-18) выявлено в бассейне р. Кудуми. Здесь к пластовой залежи серпентинизированных ультраосновных образований звездинского комплекса приурочены жильные тела (до 1 м) яркоокрашенного серпентинита, прослеженные на 150 м [429].

Проявление на водоразделе рек Мал. Ималык и его левого притока (III-3-34) представлено пластовой залежью серпентинита, приуроченной

к контакту железистых кварцитов борсалинской серии с гранитами. Мощность ее 50—100 м, длина 300 м. Яркоокрашенные сортовые разности серпентинита в составе тела имеют мощность 1—2 м, длину 50—100 м [429].

Проявление нефритоподобного серпентинита обнаружено на правом берегу р. Токко (V-3-7) в теле метаперидотитов площадью 200×600 м. Темно-зеленый серпентинит образует полосы шириной 40 м, длиной до 300 м. Он хорошо обрабатывается, принимает полировку, имеет стеклянный блеск, иногда с шелковистым отливом, в тонких срезах просвечивает ярко-зеленым цветом [419].

ЛАЗУЛИТ. Пункт минерализации лазулита расположен в верховье р. Нижн. Юсюрях (III-1-22). Он связан с кварцевыми прожилками, рассекающими отложения пурпольской свиты. Лазулит сконцентрирован в пределах этих прожилков вблизи их контакта с кварцитами и кварцито-сланцами. Он образует трещиноватую некристаллическую массу светло-зеленого, светло-голубого цвета, полупрозрачную. Размер таких гнезд от 1—2 до 10—15 см в поперечнике [451].

АРАГОНИТ. Проявления арагонита выявлены на водоразделе рек Верхн. Джеге и Торго (III-3-4, 5). Они приурочены к контакту известняков кембрия и сиенитов. Арагонит образует линзовидные залежи мощностью до 1 м, длиной до 200 м. Минеральные агрегаты крупно-, средне- и мелкокристаллические, прозрачные с радиально-лучистым концентрически-зональным строением и разнополосчатой текстурой. Цвет от белого, светло-серого до медово-красно-желтого [429].

ИТАБИРИТ. Проявления поделочного итабирита установлены на железорудных месторождениях Кебектинское и Снежное (III-3-24, 31). Железные руды здесь часто представлены тонкополосчатыми вишневыми гематитовыми и мартитовыми кварцитами. Буровато-вишневая и красная окраска обусловлена наличием в рудах тонких (от 0,1 до 1,0 см) полос красного яшмовидного кварца, мартита (до 0,5 см) [429].

АМАЗОНИТ. Проявление амазонита на левом водоразделе р. Хани в ее верховьях (V-3-37) представляет собой поле пегматитовых жил с амазонитом на площади 3—4 км^2. Мощность жил от 5 до 40 см, длина первые десятки метров. Окрашенный микроклин слагает зерна неправильной формы 4×5 см. Окраска их неравномерная пятнистая, голубая, бледно-зеленая [419].

Амазонитовый и графический пегматит обнаружен в верховье р. Тарын (IV-1-49) в жилах, прорывающих Тарынский массив гранитов ничатского комплекса. Их мощность — первые метры, залегание крутое и пологое. Они состоят из кварца (20—30 %), плагиоклаза (40—60 %), микроклина (0—30 %). Часто присутствует амазонит. К этим жилам приурочено танталo-ниобиевое оруденение [112].

Другой пункт минерализации расположен в долине р. Куорта Чугинская (IV-6-34). Здесь обнаружены пегматитовые жилы блокового строения с амазонитом в количестве от 30 до 60 %, сине-зеленого цвета. Мощность жил не более 10 м, длина первые сотни метров. По декоративным свойствам амазонит отвечает требованиям ОСТ 41-117-76, сорт II. В 2,5 км к северо-востоку, вниз по склону установлено поле жил амазонитовых пегматитов с редкоземельной минерализацией среди пород верхнеалданской свиты [436].

ПИСЬМЕННЫЙ ГРАНИТ. На р. Эвонокит (V-4-26) в мусковит-пегматитовом поле обнаружены жилы пегматитов зонального строения, в которых отмечены графические кварц-плагиоклаз-микроклиновые зоны. Таких зональных жил 30 % от 146 жил поля. В письменных гранитах ихтиоглипты кварца имеют разнообразную форму: пластинчатую, клиновидную, коленчатую, зигзагообразную. Размеры сростков кварца от нескольких долей миллиметров до 10×3×1,0 см. Цвет письменных гранитов желтовато-белый, бледно-розовый. Мощность зон письменных гранитов в жилах не более 6 м [419].

ЛАБРАДОРИТЫ, АНДЕЗИНИТЫ. Два близкорасположенных выхода этих пород приурочены к анортозитам Каларского массива в районе гольца Дэвэк и в приустьевой части р. Калакан (VI-3-56, 62). Они представлены андезинит-лабрадоритами и лабрадоритами с иризирующим плагиоклазом. Форма выходов в плане неправильная и овальная, их площадь до 0,05 км^2. Мощность выходов 300—350 м. Иризирующий темно-серый лабрадор образует крупные порфировидные кристаллы размером до 5 см по длинной оси. Содержание их до 60 %. Они иризируют в индигово-синих, зеленоватых, реже красноватых тонах. С глубиной трещиноватость этих пород исчезает и они переходят в класс «декоративных камней».

Проявление на склоне правого водораздела р. Ингамакит (VI-4-43) сложено габброноритами и андезинит-лабрадоритами, аналогичными таковым на гольце Дэвэк. Среди этих пород здесь обнаружены розовато-сиреневые, коричневые и кирпично-красные андезиниты. Они слагают слои среди других разновидностей и развиты здесь гораздо шире иризирующих анортозитов. Общая мощность таких слоев до 500 м, длина не менее 30 км. Декоративные свойства таких андезинитов высокие, и они включены в класс «декоративных» пород. Они могут использоваться как облицовочный материал в полировочной и лощеной фактуре и в фактуре скалывания. Запасы этого проявления 10 км^3 [451].

Выходы на левобережье р. Калар (VI-3-67) связаны с анортозитами Ингамакитского массива. Здесь в ледниковых и современных отложениях обнаружены валуны розовых анортозитов и темно-серых иризирующих лабрадоритов. Валуны последних распространены на площади 20 км^2. Качество их соответствует требованиям ГОСТа. Прогнозные ресурсы составляют 31 тыс. т [434].

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

ХРОМДИОПСИД. Месторождение хромдиопсида Инаглинское (III-8-9) приурочено к массиву дунитов, которые прорваны многочисленными жилами крупно-гигантозернистых пегматитов диопсид-ортоклазовых, существенно диопсидовых, диопсид-ортоклаз-вермикулитовых, амфибол-полевошпатовых. Одна из жильных зон состоит из двух пегматитовых жил наиболее богатых. Их мощность от 3 до 40 м. Одно тело сложено ортоклаз-хромдиопсид-вермикулитовыми и мономинеральными хромдиопсидовыми пегматитами мощностью от первых десятков сантиметров, редко до 20 м, длиной до 500 м. Другое протяженностью 290 м имеет симметрично-зональное строение. Внешняя зона хромдиопсидового состава, центральная состоит из хромдиопсида, вермикулита, полевого шпата, амфибола. С глубиной отмечается уменьшение мощности хромдиопсидовых зон. Источником ювелирного хромдиопсида являются мономинеральные хромдиопсидовые породы, залегающие на границе с вермикулитовыми разновидностями в

виде прерывистого слоя мощностью 1,5—2,0 м. Запасы хромдиопсида по категории $C_1 + C_2$ — 863,7 кг ограночного и 653,4 кг кабошенного хромдиопсида по двум жилам [131].

ХРИЗОБЕРИЛЛ. Пункт минерализации хризоберилла установлен в долине р. Сакукан (VI-2-36). Здесь в слюдистых сланцах пегматитовая жила мощностью 1,5 м содержит вкрапленность молибденита, хризоберилла, монацита, пирита [435].

КОРДИЕРИТ. На левом водоразделе р. Хани в ее верховьях (V-3-44) на участке Активный высокоглиноземистые метасоматиты содержат кристаллы кордиерита. Он представлен двумя разновидностями. Один — голубовато-серый, серовато-синий, другой — оранжевый. Первый встречается часто в виде отдельных мелких зерен или мелкозернистого агрегата, иногда образует гнездовые выделения 5×5×7 см или жилы (1—5)×(3—30) см. В элювии был найден обломок серовато-синего кордиерита 6,5×4×2,5 см, трещиноватый. В его срезе просматриваются прозрачные участки площадью 0,5×0,5 см. Одна опытная огранка дала хорошую степень прозрачности и блеск, но отмечаются газово-жидкие включения [116, 419].

АМЕТИСТ. В верховье правого притока рч. Телиеркелях (III-4-28) выявлены отдельные кварцевые жилы, приуроченные к субмеридиональной зоне разломов в поле развития архейских пород и нижнепротерозойских отложений. Их мощность 4 м, длина 100—200 м. Жилы содержат шестоватый кварц с хорошей огранкой. Кристаллы полупрозрачны, иногда фиолетового, дымчатого цвета. Их высота от 2—3 до 8 см, в поперечнике 1—2 см [457].

На гольце Обман (III-9-90) обнаружен ювелирный аметист там, где находится серия даек сиенит-порфиров с многочисленными кварцевыми жилами. Жилы содержат гнезда размером (30—40)×(10—40) см, выполненные крупнозернистым шестоватым кварцем и аметистом. Кристаллы аметиста характеризуются короткостолбчатым габитусом и сочным фиолетовым цветом. Часто наблюдается чередование зон фиолетовой и дымчатой окраски в головках кристаллов. Выход кондиционного аметиста 3—4 %. Кварцевые жилы с кристаллами горного хрусталя и аметиста прослежены на 250 м. Прогнозные запасы аметиста 163 кг [454].

ГОРНЫЙ ХРУСТАЛЬ. Проявления и пункты минерализации горного хрусталя широко распространены по всей площади. Они главным образом приурочены к разновозрастным кварцевым жилам.

На левом и правом водоразделах р. Горбылях (VI-9-1, 2, 3, 4) в поле развития пород архея обнаружены развалы хрусталеносных кварцевых жил мощностью более 0,4 м. В устье р. Бугай и на р. Мельчикит (IV-1-46, 48) в поле развития пород архея обнаружены пологопадающие кварцевые жилы с небольшими жеодами и друзами горного хрусталя. Их мощность до 1,5 м, длина — первые десятки метров. Кристаллы замутнены, молочно-белого цвета, высотой до 10 см, толщиной 2—3 см. Прозрачные кристаллы не более 2 см в высоту и 0,5 см в поперечнике [112].

В поле развития пород верхнеалданской свиты известны многочисленные пункты минерализации некондиционного горного хрусталя, приуроченного к кварцевым жилам. Чаще всего это делювиальные и элювиальные развалы глыб жильного кварца с мелкими кристаллами хрусталя различных оттенков, высотой до 1 см, иногда до 2—4 см. Такие пункты минерализации

установлены в бассейне р. Чуга (III-6-14, 21; III-7-7, 8, 9, 10, 11, 15, 16, 18, 29), р. Амедичи (IV-7-3, 5, 7, 9, 10, 11, 19, 26, 44, 63, 65), р. Кускангра (IV-8-1, 2, 3, 10, 21, 22, 23), р. Дерпут (IV-8-9, 14), р. Уммунах (IV-8-18, 24, 30), р. Кэннэнэй (IV-8-28), р. Амуткан (IV-8-3, 4), рч. Кудули (IV-8-56), р. Алдан (V-7-2, 3), р. Горбылях (V-9-10, 16), рч. Буордах (VI-9-25).

Реже встречаются проявления, признанные непромышленными для добычи пьезокварца. Одним из них является проявление Именкээхское (IV-7-53). Здесь жильная зона длиной 300 м, мощностью до 4—5 м в раздувах включает отдельные жилы (30—50 см) с мелкими пустотами и три крупных гнезда с кристаллами совершенной формы, иногда весом до 40 кг. Кристаллы почти все мутные, непрозрачные.

Такими же являются проявления Авилово, Вольное, Аппарахское (III-7-14, 19, 20), Высокое, Находка, Онхойумдинское (IV-7-12, 6, 44). На водоразделе ручьев Булгуняхтах и Возвращения (IV-7-48) на протяжении 2,2 км с севера на юг наблюдаются три пункта минерализации с мелкими кристаллами (2,5×1 см) хрусталя.

Пункт минерализации Чагдонское (IV-7-25) представлен жильной зоной мощностью 5—15 м с редкими кристаллами кондиционного горного хрусталя [136, 437, 455].

Пункт минерализации на левобережье рч. Лабаз (IV-7-29) представлен пятью жильными зонами длиной по 200—250 м, вытянутыми в широтном направлении. Кристаллы горного хрусталя имеют размеры до (7—12)×2 см. В верхнем течении рч. Хатына вблизи контакта кварцитов алданской свиты и сиенитов в элювии отмечены обломки друз горного хрусталя (II-7-18) с кристаллами размером (1—2)×(1—2) см.

В приустьевой части р. Хомус (III-6-4) одно из кварцевых жильных тел сложено крупношестоватым кварцем. В северо-восточной части жилы обнаружена полость размером 10×2×1,5 м, выполненная плотными глинами с обломками кварцитов и кристаллами горного хрусталя. Кристаллы призматические, реже обелисковидные, размером (10—14)×(5—7) см. Очень редко встречаются кристаллы до 25 см в высоту и 5—7 см в поперечнике. Головки кристаллов, как правило, асимметричные. Кристаллы бледно-дымчатые, редко бесцветные. При отработке извлечено 1800 кг сырья пьезооптического. Проявление признано бесперспективным для добычи пьезокварца [129].

Пункт минерализации на водоразделе рек Унга-Нимныркан и Хангас-Нимныркан (III-8-28) представлен кварцевой жилой северо-восточного простирания мощностью 1—1,2 м. Жильный кварц молочно-белый, крупнопластовый. Кристаллы бесцветные, водяно-прозрачные. Единичные кристаллы до 20 см в высоту [131].

В пределах Бугарыктинского жильного поля обнаружены непромышленные месторождения хрусталя Дальнее, Придорожное, Белое, Дозорное (V-9-7, 12, 15, 18). Все они представлены кварцевыми жилами с редкими кондиционными кристаллами, а проявление Снежное (IV-8-36) на правобережье рч. Кэннэнэй — кварцевой жилой мощностью от 0,2—0,5 до 1,2 м, длиной 17 м с занорышами, выполненными щетками и друзами горного хрусталя [421].

Пункты минерализации, связанные с кварцевыми жилами, в борсалинской серии установлены на рч. Мурдуку, на р. Темулякит, на рч. Нижн. Чекчой (III-5-5, 7; IV-5-13). Кварцевые жилы содержат пустоты с кристаллами молочно-белого кварца с прозрачными головками высотой до 1 см, реже до 3 см. На р. Джалтунда (IV-7-61) кварциты кыллахской свиты прорваны жилами кварца на площади 100×20 м. Их мощность

1—10 см. Объем полостей до 10 см^3, высота кристаллов до 5,5 см и до 2 см в поперечнике. В бассейне рч. Дуга (IV-6-36) среди глыб гранитогнейсов верхнего архея развалы глыб жильного кварца с признаками хрусталеносности [437].

На северо-западе площади обнаружены кварцевые и карбонатные жилы, секущие отложения баракунской, джемкуканской и валюхтинской свит рифея (II-1-4; I-1-27, 12, 13; III-1-5). Кварц-карбонатные жилы мощностью до нескольких метров содержат занорыши размером до 140 см^3 с кристаллами высотой до 4—5 см, иногда до 14 см. Кварцевые жилы образуют развалы глыб, прослеженные на 4—5 км в верховьях р. Кан. Они содержат занорыши мелкого горного хрусталя высотой не более 1 см, редко до 2,5 см. Мелкие кристаллы, как правило, прозрачные, крупные — полупрозрачные и трещиноватые [90, 102, 109].

На водоразделе рек Онхой—Кидерга (II-6-16) кварцевые жилы приурочены к зоне разломов, рассекающих массив щелочных гранит-порфиров. Здесь тектонические брекчии пронизаны жильным кварцем с пустотами, выполненными серыми и черными кристаллами кварца хорошей огранки высотой до 1 см [441]. Пункт минерализации на р. Бургай (IV-1-61) приурочен к толще кварцитов удоканской серии. Здесь в кварцитах мелкие жеоды и друзы горного хрусталя прозрачного и полупрозрачного [112].

На р. Нюкжа напротив устья рч. Болгикта Е. П. Миронюком установлены жилы кварц-полевошпатового состава, прорывающие метагаббро мела. Мощность жил 1—2 м, простирание в различных направлениях. В этих жилах содержатся мелкие занорыши водяно-прозрачного горного хрусталя высотой до 1 см. Здесь же в делювиальной осыпи отмечены кристаллы мориона высотой до 1 см и до 8 см в поперечнике, с хорошей огранкой, иногда трещиноватые.

В верховьях рч. Олорбох I установлена зона, насыщенная кварцевыми жилами в карбонатных нижнекембрийских отложениях (II-6-23). Протяженность зоны 100—150 м, мощность первые метры. В них обнаружены пустоты со щетками и друзами горного хрусталя серого и черного цвета до 1 см в высоту [441].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ. Выявлен ряд месторождений гранита, пригодного для изготовления щебня и облицовки зданий. Месторождение Перевальное находится в районе оз. Леприндо в 1 км севернее западного портала Кодарского туннеля (VI-1-10). Здесь разведаны биотитовые среднезернистые граниты протерозоя, перекрытые ледниковыми отложениями мощностью 1,5—11 м. Запасы 21 млн м^3, коэффициент вскрыши 0,13. Месторождение Ханинское обнаружено в приустьевой части р. Олондо (V-3-30). Сложено однородными гранитогнейсами, отвечающими требованиям ГОСТ 7392-70. Запасы неограниченны [419]. Оба месторождения разведаны и годятся на щебень для балластного слоя железнодорожного пути.

На водоразделе рек Талума—Нюкжа (VI-6-24) средне-крупнозернистые граниты ларбинского комплекса пригодны для бута марки 1000, изготовления щебня и как облицовочный камень. Для щебня могут использоваться порфировидные биотитовые граниты массива площадью 0,5×1 км, обнаруженные по левому склону долины рч. Аммонитовый — притока р. Хоруда [456]. Проявление не разведано. Как облицовочный камень можно использовать порфировидные средне-крупнозернистые гранодиориты тындинско-бакаранского комплекса, выявленные в верховье рч. Последний (VI-7-22) и на правом берегу р. Нюкжа (VI-6-49) [414].

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ. На правом берегу Нюкжи в 1 км выше устья р. Чильчи (VI-6-51) леопардовое габбро ларбинского комплекса обладает высокими декоративными свойствами и образует блоки 3,5×2 м, пригодные для облицовке зданий [414].

Проявление долеритов обнаружено в районе железорудного месторождения Болотное, где две дайки длиной около 1 км содержат породы, пригодные для изготовления памятников и облицовочных работ.

Прекрасными технико-декоративными качествами обладают оливиновые амфиболиты месторождения Таежное и его окрестностей, приуроченные к низам разреза федоровской серии.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ. Известны три малых месторождения этих пород. Месторождение Лурбунское (VI-1-24) представлено пластом пористых базальтов (10 м) в верхней части разреза неоген-четвертичных отложений. Он залегает горизонтально. Результаты анализов положительные, ориентировочные запасы 2,8 млн м^3 [439].

Месторождение Ингамакитское (VI-2-18) представляет собой два полуразрушенных вулканических аппарата в 800 м друг от друга. Жерловая их часть заполнена шлаками, туфами, туфобрекчиями, склоны сложены потоками пористых базальтов общей мощностью 20—30 м. Базальты имеют объемный вес 0,93—2,07 г/см^3, удельный вес 2,4—2,7 г/см^3, водопоглощение 3,7—17,9 %. Ориентировочные запасы 2,5 млн м^3. Могут быть использованы для блочного строительства [118].

На междуречье Вакат—Талая (VI-2-20) базальтовый покров, залегающий на эрозионной поверхности ингамакитского палеозойского комплекса, удовлетворяет требованиям для получения конструкционно-теплоизоляционного и конструкторского бетона. Базальты имеют объемный вес 193 г/см^3, плотность 3,06 г/см^3, водопоглощение 6,56, пористость 36 %. Прогнозные ресурсы 3,1 млн м^3.

ИЗВЕСТНЯК. Известняк большинства месторождений пригоден для получения строительной воздушной извести. Это крупные месторождения Бурное (II-9-9), Алданское (III-9-6) и средние Бир-Тас, Чинейское (VI-2-14), Нижнеингамакитское (VI-2-16). С карбонатными отложениями куторгиновой свиты связаны месторождения Бурное, Бир-Тас, расположенные на водоразделе рч. Бурный—р. Дэлбэ и на левом берегу р. Якокут соответственно. Первое представлено пластом известняков мощностью от 5—10 до 66 м, перекрытым делювием мощностью от 0,5 до 4 м. Известняки темно-серые, участками закарстованные, имеют постоянный литологический и минералогический состав. Их химический состав (%): CaO — 49,3, MgO — 4,5, нерастворимый остаток — 1,9, SiO_2 — 1,5, R_2O_3 — 0,7, P — 0,006, S — до 0,04. Запасы по категории C_1 — 78,1 млн т. Месторождение Бир-Тас сложено пластом известняков (от 1 до 20 м), строение которого осложнено рядом разломов и раннемеловыми интрузиями. Средний химический состав известняков (%): CaO — 45,67, MgO — 5,4, SiO_2 — 1,8, R_2O_3 — 1,18, P — 0,003, S — 0,058. Запасы 10 млн т [126].

С терригенно-карбонатными отложениями бутунской свиты связаны крупное Усть-Хадаткандинское (V-1-43) и среднее Нижнеингамакитское месторождения. Первое представлено пластом (5—30 м) мраморизованных известняков, перекрытым ледниковыми отложениями. По своим физико-механическим свойствам и химическому составу известняки при-

годны для получения цемента класса «В», штучного камня, мраморной крошки, щебня, а также для облицовки. Нижнеингамакитское месторождение представлено пластом (8—100 м) известняков, залегающим среди метаалевролитов. К промышленным относятся мраморизованные известняки с содержанием (%): CaO — 52, MgO — 0,15, Al_2O_3 — 0,79—1,77, CO_2 — 35—39, Fe_2O_3 — 0,39—0,55. Разведанные запасы не более 5 млн т.

Месторождение Чинейское представлено пластом (40 м) известняков длиной до 5 км, залегающим среди отложений пестроцветной свиты. Для слабодоломитизированных известняков содержание CaO — 49—55 %, MgO — 0,81—3,6 %, для доломитизированных — CaO — 27—49 %, MgO — 3,65—20,0 %. Общие запасы по промышленным категориям A + B + C_1 — 17 154 тыс. т [439].

Крупное месторождение Алданское представляет собой почти горизонтальный пласт (4,5—8,0 м) известняков, которые подстилаются доломитами с тонкими прослоями мергелей и перекрываются серыми доломитовыми известняками с редкими прослоями кремней. Химический состав известняков по трем пробам (%): CaO — 49, MgO — 3,8, SiO_2 — 1,78, R_2O_3 — 0,7, P — следы, S — 0,044, п.п.п. — 42,54. Запасы 0,7 млн т [132].

ДОЛОМИТ. Три крупных месторождения доломита приурочены к отложениям юдомской свиты. Месторождение Юхтинское (III-9-97) сложено доломитами мощностью от 5 до 103 м, залегающими на песчаниках и перекрытыми рыхлыми делювиальными отложениями. Химический состав доломитов (%): CaO — 29,7, SiO_2 — 3,5, MgO — 19,1. В 1966 г. доломиты использовались Алданским промкомбинатом для получения воздушной извести. Могут применяться как флюс в мартеновских и томасовских конверторах. Запасы 112 млн т [132].

Месторождение Муркегу (IV-9-77) представлено горизонтом (2—10 м) известковистых доломитов, разделенным прослоями и линзами (0,5—5 м) кремнистых доломитов. Доломиты относятся к классу «I» и годятся для получения строительной извести и щебня марки 1200. Запасы 319,1 тыс. $м^3$ по категории B + C_1.

Крупное месторождение Комсомолка расположено в 6 км от предыдущего. Оно сложено чередующимися горизонтами известковистых доломитов (7—17 м) и кремнистых доломитов (3—14 м). В известковистых доломитах (%): SiO_2 + R_2O_3 — 38, CaO — 29,58, MgO — 20,18; в кремнистых — SiO_2 + R_2O_3 — 20, CaO — 23,4, MgO — 17,11. Известковистые доломиты пригодны для металлургического производства и магнезиальной быстро гасящейся извести, кремнистые — для получения щебня. Прогнозные запасы для площади 1,35 $км^2$ по категории C_2 — 62,5 млн т, в том числе известковистые доломиты — 46,3 млн т [420].

Три месторождения доломита в бассейнах рек Кудуми, Хара-Юрях (IV-3-7, 16, 19) в сеньской свите слагают горизонты мощностью 55—80 м на площади 4—15 $км^2$. Содержание (%): CaO — 28,2—30,1, MgO — 20,6—22,4, нерастворимый остаток — в среднем 3,0—3,2. Месторождения не разведаны, прогнозные запасы 100 млн т [429].

МРАМОР. Месторождение Марийка (IV-8-66) представлено пластами и линзами (до 60 м) мраморов с прослоями кальцифиров, скарнов, гнейсов и кристаллосланцев в составе федоровской серии. Мраморы белого, серого, зеленого, розового цвета. Запасы, утвержденные ГКЗ по категории B + C: мраморы — 9869 тыс. $м^3$, мраморный камень — 5954 тыс. $м^3$. Камень отвечает требованиям ГОСТ 9479-76, 22856-77, 8267-75, 6666-74; ОСТ 41.117-76 и пригоден в качестве облицовочно-декоративного и бортового камня, декоративного щебня и строительной извести.

Проявление Мраморное расположено в 1,5 км к северо-востоку от месторождения, сложено пластами (50—100 м) мраморов и кальцифиров длиной 800 м. Рекомендуется к разведке [420].

На правобережье р. Ср. Хатыми (IV-8-65) обнаружено крупное месторождение Желанное. Здесь два пласта (20—77 м) мраморов длиной до 1400 м отвечают требованиям ГОСТ к облицовочным камням с высокими декоративными свойствами. Достаточная прочность 500×105 ПА, морозостойкость — 100 °С, выход блоков 40 %. Запасы 8,3 млн $м^3$, из них по категории C_1 — 3,323 млн $м^3$. Горнотехнические условия отработки благоприятны [420].

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ. Икабьсканское среднее месторождение (V-2-52) сложено верхнечетвертичными ледниково-озерными суглинками, залегающими среди водно-ледниковых песчано-галечных отложений на площади 1,5 $км^2$. Суглинки горизонтальнослоистые зеленовато-серые, пластичные, вязкие, без механических примесей за исключением участков, примыкающих к водно-ледниковой толще. Суглинки состоят из глинистых частиц — 15 %, пыли — 71,5 %, песка — 13,5 %. По классификации В. В. Охотина, они относятся к пылеватым легким средним, реже — тяжелым суглинкам. По минеральному составу это каолинит-гидрослюдистые суглинки. Вскрытая мощность толщи 14,1 м. Полузаводские испытания показали, что суглинки в естественном виде пригодны для производства строительного кирпича марки 75 с температурой обжига 1000 °С и отвечают требованиям ГОСТ 830-54. Запасы суглинков по промышленной категории 995 тыс. $м^3$, в том числе по категории A — 158,8 тыс. $м^3$, по категории B — 399,9 тыс. $м^3$ и по категории C_1 — 436,3 тыс. $м^3$ [115].

Месторождение Якокутское (II-9-20) площадью 1,6 $км^2$ сложено современными аллювиально-коллювиальными суглинками в днище долины р. Якокут. Средняя мощность полезного слоя 1,15 м, который перекрыт глинистыми наносами. Качество глин окончательно не установлено, возможна их неоднородность и частичное применение для изготовления кирпича и керамзита. Запасы по категории C_2 — 1,79 млн $м^3$ [126].

ПЕСОК. Месторождение песка Эвонокитское (IV-3-47). Здесь два водно-ледниковых вала длиной до 1,5 км сложены кварц-полевошпатовым песком, отвечающим требованиям ГОСТ 8736-67. Высота валов 5—10 м, ширина 20—80 м по подошве, по кровле 10—20 м. Запасы 600 тыс. $м^3$ [398].

Среднее месторождение песка Чарское (V-2-55) представлено озерно-аллювиальными отложениями среднечетвертичного возраста. Они изучены в уступе высотой более 20 м, шириной до 1 км, длиной 2 км. Пески имеют однородный кварц-полевошпатовый состав, хорошо отмыты от пыли. Песок пригоден для обычных бетонов марки 100, штукатурных и кладочных растворов марки 75. Запасы песка по категории A + B + B_1 — 6023 тыс. $м^3$.

По правому берегу р. Чара расположено месторождение Чаповское (V-2-51), где залегают аллювиальные грубослоистые песчаные отложения берегового вала длиной 900 м, шириной 50—100 м. Слоистость обусловлена чередованием слоев мелко- и тонкозернистого кварц-полевошпатового песка. Запасы песка по категории B_1 + C_1 + C_2 — 312,3 тыс. $м^3$ [416].

ПОДЗЕМНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

В регионе выявлены подземные минеральные воды различного назначения, детальная характеристика которых приведена в табл. 9.

Минеральные промышленные воды. Хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 137 г/кг вскрыты в Ченкиямской скважине 4 в бассейне р. Улахан-Саныкча (I-6-2) на глубине 152 м в отложениях нижнего кембрия. В Березовском прогибе Дельгейская скважина 2-Г (I-2-5) в отложениях докембрия на глубине 2735 м вскрыла подсолевые хлоридные калиево-натриевые крепкие рассолы с минерализацией 301 г/кг, содержащие высокие концентрации (г/кг): калия — 42,7, брома — 2,74, бора (HBO_3) — 3,512, сероводорода — 0,17, аммония — до 0,1.

Рассолы представляют интерес как «жидкие руды», пригодные для извлечения калия, брома, бора. Наличие этих рассолов свидетельствует о длительно сохраняющихся условиях затрудненного водообмена в Березовской впадине и позволяют характеризовать этот район как перспективный на обнаружение калийных и каменных солей, а также нефти. О региональном распространении подобных рассолов в подсолевых толщах свидетельствует факт вскрытия рассолов с содержаниями брома до 3,84 г/кг Олекминской скважиной на глубине 1267—1666 м на смежной с севера территории [103].

Минеральные лечебные воды. Источники группы радоновых холодных преимущественно гидрокарбонатных пресных вод довольно широко распространены в фундаменте и связаны с корами выветривания кислых интрузивных пород, а также с зонами секущих их тектонических нарушений. Однако степень изученности их в целом низкая. Наиболее детально изучались радоновые воды Г. И. Климовым (1960) в районе гольца Мурун (III-2-3, 4). О присутствии трещинно-жильных радоновых вод в фундаменте свидетельствует вскрытие их скважинами на железорудном месторождении Десовское (IV-8-53). Содержание радона в этих водах от 200 до 550 Бк/л.

К группе сероводородных вод относятся источники с пресными гидрокарбонатными водами в бассейнах рек Апсат (V-2-53) и Ургасса (VI-1-11). Эти источники требуют дальнейшего изучения.

Кислородно-азотные и азотные холодные сульфатные и хлоридные солоноватые и соленые воды представлены источниками в бассейнах рек Лена, Молво, Чара, Олекма, Туолба, Амга и, по классификации В. В. Иванова, Г. А. Невраева [191], относятся к группе лечебных минеральных вод без специфических компонентов. Их бальнеологические свойства определяются основным ионным составом и общей минерализацией.

Термальные воды. Группа источников азотных термальных и субтермальных сульфатных вод приурочена к активизированным зонам глубинных разломов. Лечебные свойства вод этой группы определяются главным образом высокими содержаниями кремнекислоты и повышенной температурой. Кроме того, эти воды при значительных ресурсах могут рассматриваться как теплоэнергетические. С учетом температуры на выходе и дебите вынос тепла источников Верхнечарский (V-2-25) и Олекминский (V-5-2) составляет соответственно до 4500 и 14 400 ккал/с. Прогнозные запасы трещинно-жильных лечебных термальных вод в зонах разгрузки этих источников составляют соответственно 8640 и 17 280 $м^3$/сут [62].

Минеральные питьевые воды. Группа углекислых термальных и холодных вод представлена источниками в районе молодого вулканизма в Каларо-Удоканской зоне. Здесь выявлены минеральные источники с водами широко известных боржомского и нарзанского типов. К первому относятся источники Травертиновый (VI-1-32) и Плотинный (VI-1-29), а ко второму — Сынийский (VI-1-31) и источники группы Чепе (VI-1-38).

Источник Дугуйский (V-1-12) сульфатного состава требует дополнительных исследований. Возможно, он формируется в зоне окисления сульфидной минерализации.

Таблица 9*

Характеристика некоторых наиболее изученных источников минеральных вод

Местоположение или название источника (или их групп) и их номер на карте	Водовмещающие породы и их возраст	Дебит, л/с / T, °C	Преобладающий газ	pH / минерализация, г/кг	Формула химического состава воды	Специфические компоненты, мг/кг	Авторы исходных материалов
Группа кислородно-азотных и азотных слабосоленых и соленых сульфатных и хлоридных вод							
Источник в долине р. Туолба, в 5 км выше устья р. Сатыган (I-6-2)	Доломиты	Нет свед.	N_2—O_2?	Нет свед. / 2,8	$SO_4$82 Cl10 / Ca62 Mg20 Na19		Е. А. Басков, 1967
Источник в нижнем течении р. Жуя (II-1-16)	Известняки	3 / 4	Нет свед.	7,8 / 4,89	Cl65 $SO_4$30 / Na71 Ca28 Mg11		Гидрогеология СССР, т. 19, 1968
Группа азотных и метановых хлоридных рассолов							
Скв. Ченкиямская-4, глубина 152 м (I-6-1)	Известняки	Нет свед.	N_2?	Нет свед. / 137	Cl100 / Na64 Ca18 Mg12		Е. А. Басков, 1967
Скв. Дельгейская-2Р (I-2-5)	Галогенные отложения / PC	Нет свед. / терм.	CH_4	6,0 / 301	Cl97 $SO_4$2 / Na73 K16 Mg9	K — 42700, Br — 2740, HBO_2 — 3512, H_2S — 170	Е. А. Басков, 1967
Группа азотных термальных и субтермальных кремнистых вод							
Верхнечарский (Горячий Ключ) (V-2-25)	Граниты AR_2	50 / 47	N_2	9,3 / 0,55	$SO_4$64 Cl19 $CO_3$10F_4 / Na92 Ca7	H_2SiO_3 — 50, F	Г. И. Климов, 1968; Е. Д. Зайков, 1981
Пуреляагский (VI-1-26)	Граниты PR_1	8—10 / 42	N_2	8,3 / 0,46	$SO_4$55 $HCO_3$20 Cl16 F9 / Na60 K29 Ca10	H_2SiO_3 — 52, F	Г. И. Климов, 1968
Олекминские (IV-5-25)	Метаморфические породы PR_1	До 300 / 51	N_2	7,8 / 0,3	$SO_4$55 Cl26 $HCO_3$20 / (Na+K)75 Ca22	H_2SiO_3 — 54, F — 6	Г. И. Климов, 1972
Малонахотский (VI-8-13)	То же, AR_1	До 90 / 16	N_2	7,1 / 2,5	$SO_4$94 Cl4 / Ca75 (Na+K)25	H_2SiO_3 — 26, F — 2	»
Группа углекислых термальных и холодных вод							
Травертиновый (VI-1-32)	Контакт базальтов N_2—Q_1 и гранитов PZ	0,4 / 17	CO_2	6,7 / 5,7	$HCO_3$90 Cl10 / Na60 Ca20 Mg17	CO_2 — 1012, H_2SiO_3 — 173	Г. И. Климов, 1968
Плотинный (VI-1-29)	Базальты N_2—Q_1	0,4 / 23	CO_2	6,4 / 7,8	$HCO_3$83 Cl16 / Na72 Ca14 Mg12	CO_2 — 1400, H_2SiO_3 — 130	»
Сынниийский (VI-1-31)	Базальты N_2—Q_1	5—6 / до 18	CO_2	6,9 / 4,0	$HCO_3$95 Cl4 / Ca52 Mg22 Na21 Fe3	CO_2 — 2324, H_2SiO_3 — 173, Fe	»
Группа Чепе (VI-1-38)	Базальты N_2—Q_1	До 20—25 / 1—7	CO_2	5—6 / 0,4—1,7	$HCO_3$96 Cl3 / Ca57 Mg24 Na16 Fe2	CO_2 — до 1700, H_2SiO_3 — 80, Fe	»
Дугуйский (V-1-12)	Граниты PR_1	До 60 / хол.	N_2—CO_2	Нет. свед. / 0,36	$SO_4$100 / Mg66 Ca32	CO_2 — 189	В. А. Зверев, 1987
Группа кислородно-азотных радоновых вод							
Источники на склонах гол. Мурун (III-2-3, 4)	Сиениты J_3—K_1	Нет свед. / хол.	N_2—O_2	5—6 / 11,02—0,15	$HCO_3$65—100 $SO_4$1—32 / Na20—65 Ca30—60 Mg15—30	Rn — от 370 до 3000 Бк/л	Г. И. Климов, 1961
Группа сероводородных вод							
Источник по левому борту р. Апсат (V-2-53)	Песчаники J_{2-3}	4 / 3	Нет свед.	6,9 / 0,23	$HCO_3$64 $SO_4$31 / Ca82 Mg10	Запах H_2S	В. А. Зверев, 1987
Источник на правобережье р. Ургасса (VI-1-11)	Аллювий Q	3,35 / 10—12	Нет свед.	6,9 / 0,24	$HCO_3$74 $SO_4$18 / Na54 Ca25 Mg20	Сильный запах H_2S	Е. А. Зайков, 1981

Вклейка, зак. 1740

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Основой минерагенического районирования служат минерагеническая зона и рудный район как часть этой зоны. Более крупным таксоном является минерагеническая область, представляющая собой рудоносную площадь, приуроченную к определенному типу геологических структур, возникших на конкретных этапах геотектонического развития, и состоящая из совокупности смежных зон. Все они сгруппированы в собирательную категорию минерагенических областей и зон, которые отражают в целом эволюционную (для раннего архея — латеральную) последовательность четырех глобальных режимов развития и становления земной коры, а именно: пермобильного (в парагенезисе литоплинтовых и диалитоплинтовых областей и зон вместе с наложенными проявлениями иного типа), протократонного, чехла платформы и активизационного.

ПЕРМОБИЛЬНЫЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ И ЗОНЫ

Раннедокембрийская пермобильная металлогеническая совокупность охватывает территорию в естественных границах сплошного распространения архейских кристаллических комплексов за исключением тех редких случаев, когда наложение особо эндоактивных протократонных раннепротерозойских комплексов существенно преобразует эти комплексы. В соответствии с тектоническим районированием в этой провинции выделяются две категории минерагенических областей и зон: литоплинтовые и диалитоплинтовые.

Литоплинтовые и эпилитоплинтовые минерагенические области и зоны занимают восточную часть региона и состоят из одной области (в составе трех зон) и двух изолированных зон.

Иенгрская минерагеническая область охватывает территорию распространения нижнеархейского кварцит-силлиманито-гнейсового формационного комплекса и состоит из зон Верхнеалданской (*IV*), Мулемконской (*V*) и Селигдарской (*XX*), наложенной на Верхнеалданскую.

Верхнеалданская минерагеническая зона, так же как и Мулемконская, контролирует кварцевохрустальные месторождения карелид, четко приуроченные к крупным антиклинориям кварцито-гнейсовой формации низов иенгрской серии, что позволяет районировать эту зону по особенностям строения формационного комплекса, предшествующего непосредственно рудообразованию (районы *1, 4, 39*). Месторождения горного хрусталя приурочены к системе наложенной трещиноватости и зон хрупких деформаций регрессивного этапа развития карелид, который непосредственно замыкает последнюю мелкомасштабную вспышку гранитового магматизма, сопровождаемого локальной мусковитизацией, турмалинизацией и грейзенизацией. Структурный рисунок зон трещиноватости приспособлен к

предшествующему архейскому деформационному плану и поэтому различен в каждом из антиклинориев. Гидротермально-анатектитовая (латеральсекреционная) переработка древних кварцитов, дополнительно экранированных горизонтами алюмосиликатных пород (сланцев, гнейсов и пегматитов) в статической обстановке после жильной кристаллизации привела к образованию хрусталеносных полостей (иногда с морионом, воробьевитом), особенно в крупных штокверковых районах (Суонтитском и Курумканском). Полости являются автономными по отношению к структуре вмещающих жил, жильных зон и штокверков мономинерального кварца. Распределение минерализации подчиняется вертикальной зональности. В Верхнеалданской зоне отдельные штокверки приурочены к стадии синтектонических деформаций и цементируют брекчии малоамплитудных зон разломов. В Мулемконской зоне отмечаются только локальные штокверки пьезосырья.

Раннеархейское син-эпиметаморфическое рудообразование весьма разнообразно, но изучены только месторождения графита и динасовых кварцитов. Средне- и крупночешуйчатый графит формации графитоносных гнейсов и сланцев встречается практически во всем формационном комплексе, однако наиболее значимые концентрации связаны с регрессивной формацией этого комплекса — силлиманит-гиперстен-гнейсовой. Здесь известны протяженные слои графитоносных плагиогнейсов и гнейсов (биотитовых и гиперстеновых), латерально сменяющихся графитовыми кварцитами. Наиболее крупный графит в значительных содержаниях является перекристаллизованным, эпиметаморфическим, приурочен к микроскладчатым зонам мигматизации, где образует аллохтонные мелкие штокверки, а в составе поздних пегматоидных гранитов переносится за пределы материнской среды. В кварцито-гнейсовой формации графит сохраняется плохо ввиду его «сгорания» в процессе метаморфизма, чему способствует повышенное содержание в кварцитах окисно-железистых минералов. Синметаморфическая формация силлиманитовых гнейсов и сланцев контролируется всем формационным комплексом, где слои соответствующих пород приурочены к регрессивным частям хорошо сохранившихся ритмопачек и сопровождаются иногда почти мономинеральными линзами (Al_2O_3 — 35—50 %).

При сравнении сходных пород (Al_2O_3 = 25 %) Верхнеалданской и Мулемконской зон устанавливается, что наиболее технологичными свойствами обладают гнейсы и сланцы первой из этих зон. Формация ванадий-титаноносных ортосланцев (возможно с платиной) приурочена к дометаморфическим слабодифференцированным силлам габброидов, которые широко распространены в верхней части формационного комплекса, особенно в бассейне Нимныра, где, вероятно, являются источником ильменита и платины в слабоизученных россыпях. В бассейне Васильевки, Орочонки известны россыпи монацита, а в других местах — циркона и ильменита. Только в Мулемконской зоне обнаружены жилы монацитовой формации, содержащие цирконий и цериево-иттриевые редкие земли (монацититы и монацитовые пегматиты).

Особое положение в обеих зонах занимают апатитоносные формации. Если в Мулемконской зоне они представлены потенциально-перспективными дайками и силлами архейских (?) апатитоносных ортосланцев (Th/U=2) и ортогнейсов, полихронными метасоматитами и корами выветривания (в том числе ураноносными), то в Верхнеалданской зоне малочисленные проявления являются, по сути дела, дальними сателлитами Селигдарской металлогенической зоны (*XXII*). Опорным для этой зоны является Селигдарское месторождение апатита, комплексное по извлека-

емым компонентам (фосфор, редкие земли и фтор, со стронцием, торием, мартитом). Месторождение является представителем редкоземельной доломит-апатитовой рудной формации (Th/U = 17—19), полигенной и полихронной с геохимическими аномалиями платиноидов. Оно представляет собой небольшое (площадь 2 км^2), но глубокое (больше 2,5 км) трубообразное тело с крутыми неравнонаклонными контактами, в начальную стадию формирования которого произошло внедрение субщелочной ультрамафит-карбонатитовой магмы, а затем было несколько стадий интенсивного метасоматоза, в промежутках между которыми сформировались апатитоносные песчаники. Рядом и на удалении до 60 км от этого тела, среди слабо ретроградно измененных архейских формационных комплексов располагается множество апатитоносных жил, штокверков, жильных зон и метасоматических залежей иного генетического типа. Это обычно квальмиты, пропилиты, иногда апатит-кальцитовые тела, для которых характерна дополнительная цериевая минерализация, хотя изредка встречается и уранниобиевая (пирохлор, бетафит). Предполагается, что вся совокупность раннепротерозойских образований этой зоны отражает выход на поверхность крупной магматогенно-флюидной системы крутонаклонной на северо-восток и приуроченной к завершающему этапу развития фундамента.

Среди ретрометаморфических полей ранних археид области заслуживают внимания ареалы более молодых порфиробластических гранитов и полимигматитов с метасоматитами полевошпат-кварцевыми и биотит-кварцевыми, геохимически специализированными на уран, молибден, цирконий.

Эмельджак-таежнинская флогопит-железоносная зона (*IX*) контролируется Федоровской аналитоплинтовой впадиной в составе мрамор-амфиболсланцевого формационного комплекса верхнего архея, метаморфизованного в условиях, пограничных между гранулитовой и амфиболитовой фацией, причем последняя безраздельно преобладает в южных районах. Здесь господствуют две рудные формации — магнетитовых (полиметалльных) скарноидов в Дес-Леглиерском районе (*79*) и флогопитоносных метасоматитов. Главная рудная формация зоны — магнетитовых (полиметалльных — медно-кобальт-бор-железоносных) скарноидов или магнетитовых магнезиальных скарнов является полихронной телескопированной и многостадийной, формирование которой, начавшееся в позднем архее, продолжалось в начале протерозоя и окончательно установилось в среднем мезозое.

Рудная формация представлена несколькими минеральными видами — магнетитовым для Десовского рудного узла (*1*), ортит-сульфидно-магнетитовым для Сиваглинского узла (*2*) и сульфидно-ортит-бор-магнетитовым для Таежнинского узла (*3*), где ограниченное распространение имеет кварц-барит-гематитовая рудная формация в брекчиях.

Несмотря на эпиметаморфический тип руд в крупнейших месторождениях зоны (железо—бор—флогопит), чаще всего они контролируются синметаморфическими особенностями строения рудовмещающего формационного комплекса. Это выражается, с одной стороны, приуроченностью к высококарбонатным регрессивным частям ритмического разреза осадочно-вулканогенных образований, содержащих горизонты сульфато-, бор- и фосфатосодержащих пород, а с другой стороны — для железорудных месторождений юга связью с внутренними археорифтовыми частями аналитоплинтовой впадины, содержащими повышенное количество силлов и мелких тел мафит-ультрамафитов.

Руды образовались в три или четыре последовательные стадии метасоматоза. Первая началась скарнообразованием в конце архея, сменившимся приразломным ретрометаморфизмом и метасоматизмом в начале протерозоя, и сопровождалась в конце протерозоя структурной перестройкой, массовой турмалинизацией (вплоть до образования турмалинититов) и зеленокаменным диафторезом с появлением редкоземельного эпидота. Для локализации значительных рудных концентраций благоприятным фактором служила многостадийная складчатость, сопровождаемая соскладчатыми сколами и будинажем (рис. 8).

На среднемезозойском этапе произошло интенсивное сульфидообразование, окварцевание, а также возникновение кварц-барит-гематитового месторождения в виде штокверка брекчий по железистым кварцитам. Конечным результатом явилось возникновение комплексных магнезиально-силикатных магнетитовых руд, главным образом мета-, орто- и гидросиликатных, в которых, помимо главных компонентов (железо, бор, кобальт, медь), могут быть утилизированы редкие земли, золото, платина, флогопит и сера.

В северных районах зоны и лишь эпизодично на юге в нескольких месторождениях обнаружена рудная формация флогопитовых метасоматитов как продукт калий-железо-магний-кальциевого метасоматоза. Они представлены жилами и залежами, которые контролируются кососекущими по направлению генеральных складчатых структур разломами и являются зонами ослюденения как в диопсидовых метасоматических и метаморфических породах, так и в окружающих гнейсах и гранитоидах за пределами развития последних. В отдельных флогопитовых жилах встречаются крупные кристаллы коллекционного хлорапатита. Важным фактором контроля флогопитовых месторождений является породно-флюидный. В объеме продуктивного горизонта качество слюды коррелируется железистостью среды и наличием в слюдообразующем флюиде фтора (3—4 %). В этом отношении наиболее перспективным является участок долины Якокита (исключая его верховья).

Помимо этих главных типов полезных ископаемых, на юге зоны выявлены мелкие месторождения урана (ураноторит-уранинитовый с молибденитом минеральный вид) в трещинных зонах магнезиальных скарнов и окружающих плагиогнейсов в связи с интрузиями протерозойских черноварцевых лейкогранитов и фельдшпатолитов. Особые разновидности уранового оруденения представлены находками как халькопирит-уранинитоносных диопсидовых скарнов, так и карбонатизированных уранинит-флогопит-магнетит-сульфидных залежей на контакте железорудных тел.

Нераспознанное практическое значение имеют находки шеелита, молибденита и апатита. Молибденитовые проявления обнаружены в диопсидовых скарнах, черноварцевых лейкогранитах, метадиоритах и в метасоматитах со сфеном. Синметаморфическая апатитоносность связана с рассеянным фтор-хлорапатитом в диопсидовых сланцах, а также с фторапатитом в метадиоритах и ортогнейсах, где концентрируется при метасоматозе в мелкомасштабных метасоматических залежах.

Особый вид преставляют залежи сухаревидных кварц-апатит-полевошпатовых пород среди гнейсо-гранитов в северо-западной части зоны. В этой зоне имеются месторождения вспомогательного сырья для черной металлургии — раннедокембрийских диопсидовых и диопсид-кварц-полевошпатовых метасоматитов, венд-кембрийских доломитов и рифейских диабазов (сырье для изготовления минеральной ваты), а также кайнозойских карстовых огнеупорных глин. Перспективы использования подземных вод крайне ограниченны, особенно в юго-восточных частях зоны. Заслуживает своего решения задача перспективности крупнозернистых биотитовых пирохлорсодержащих гранитов, турмалиновых гранитов с гео-

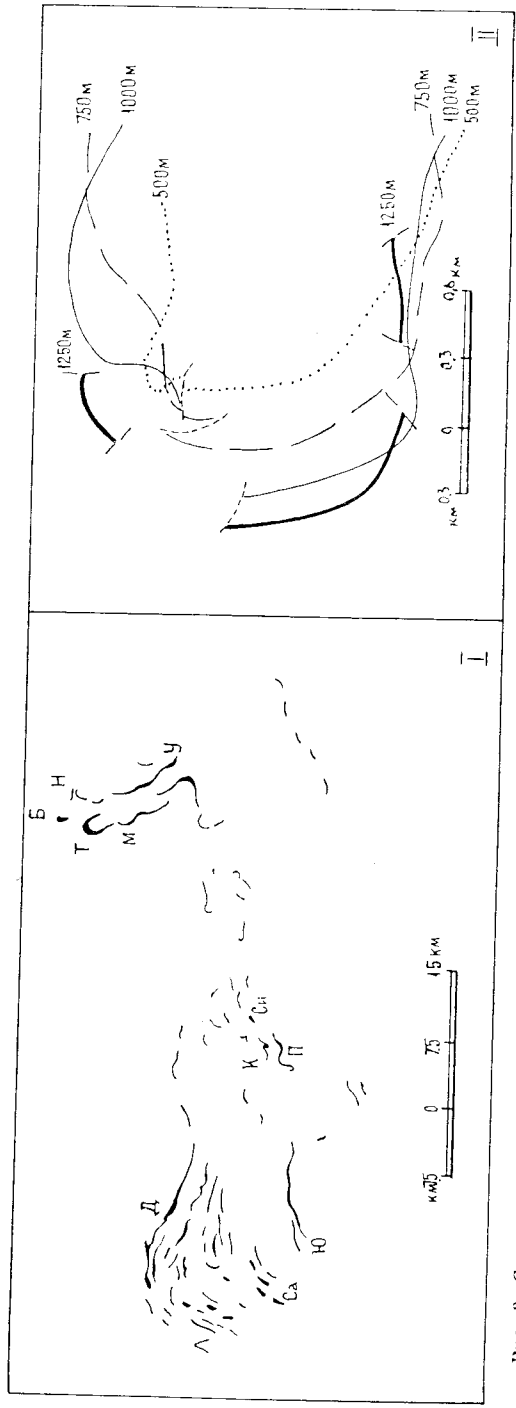

Рис. 8. Структурные схемы железорудных горизонтов и тел федоровской серии верхнего архея.

I — Дёс-Легиерский район, месторождения и отдельные проявления: *Б* — Болотинское, *Д* — Дёсовское, *К* — Комсомольское, *Л* — Лесное, *М* — Магнетитовое, *Н* — Никак, *П* — Пионерское, *Са* — Савельское, *Сн* — Сиваглинское, *Т* — Таежное, *У* — Утомительное, *Ю* — Южное; *II* — Таежное месторождение, погоризонтные планы лежачего бока главного рудного тела.

химической специализацией на редкие металлы и редкие земли, а также участки гумбеитизации, эйситизации и фенитизации на западе зоны.

Субганско-Килиерская кварцевохрустальная—редкоземельная зона (*X*) относится к числу потенциально-рудоносных и располагается в шовной краевой части Иенгрской металлогенической области, где широко представлены северо-северо-западные разломы, иногда с заклиненными внутри них фрагментами следующих формационных комплексов: слюдяно-амфибол-сланцевого и кварцит-биотит-гнейсового верхнеархейского и песчано-черносланцевого протерозойского. С ними связаны неоцененные проявления графита, андалузита и геохимические аномалии золота. В межразломных блоках сосредоточены главные полезные ископаемые зоны, из которых проявления кварцево-хрустальной формации в значительной мере соответствуют сильному эрозионному срезу с резкоугнетенным развитием пьезосырья и поэтому их окончательная оценка потребует значительных дополнительных работ.

Более разнообразна наложенная верхнеархейская—нижнепротерозойская минерализация, особенности пространственного распределения которой позволяют выделить в зоне три района: Субганский редкоземельно-редкометалльный (*8*), Амедичинский графит-молибден-редкоземельный (*9*) и Сагарский апатит-титано-редкоземельный (*10*). В Субганском районе редкометалльные проявления (Nb, Ta, Be, Sn) контролируются: зонами щелочных метасоматитов, фенитами и пегматитами, в том числе амазонитовыми. Молибденовые проявления приурочены к молибденитоносным пегматитам, полевошпат-кварцевым жилам и только в Амедичинской зоне еще и к магнезиальным скарнам.

Апатитовые проявления представлены рассеянной вкрапленностью в мета-ортосланцах и особенно многочисленны в Сагарском районе, где к тому же имеется единственная во всей области интрузия раннепротерозойских титаноносных габброидов. Мелкие размеры последней исключают ее из числа потенциально-перспективных титанорудных объектов, однако требуется их доизучение на другие металлы. Редкоземельные проявления цериево-иттриевой, а также иттриевой групп повсеместно связаны с метасоматитами (иногда цирконий-уран- и ториеносными) — пегматитами, эйситами, редко пропилитами, щелочными метасоматитами.

Диалитоплинтовые и эпидиалитоплинтовые минерагенические области слагают большую часть территории. Это Чарско-Олекминская золото-редкометалльно-железоносная область и Пристановая полиметалльная (редкие земли, никель, титан, железо, апатит, графит, мусковит, корунд) область. Для обеих характерно широкое распространение диалитоплинтовых формационных комплексов, и поэтому главное различие заключается в специфике и сохранности верхнеархейских и нижнепротерозойских комплексов, а также в тектонических позициях обеих областей.

Чарско-Олекминская золото-редкометалльно-железоносная область ограничена с юго-востока и запада крупными структурными швами и открыта на север к долине Лены. Важнейшие верхнеархейские рудоконтролирующие структуры имеют субмеридиональное направление и представлены вторичными вулканическими поясами различного формационного состава.

Олондинская благородно-редкометалльная зона (*XII*) контролируется метакоматиит-амфибол-сланцевым формационным комплексом вместе с наложенными малыми телами карельских базитов и гранитов. Здесь известны проявления редкометалльных и мусковит-редкометалльных пегматитов (редкие металлы, цезий, литий, фтор) и находки редкометалльно-редкоземельных пегматитов (тантал, ниобий, бериллий, иттрий), а также многочисленные пункты разнообразной минерализации. Метакома-

тиит-амфиболсланцевые парагенерации комплекса иногда содержат сульфидизированные участки с повышенными содержаниями меди и никеля; раннескладчатые рассланцованные интрузии пироксенит-габбровой формации являются кобальт-меденосными (магнетит-пирротин-халькопиритовый и кварцево-халькопиритовый минеральные типы сульфидной медно-никелевой формации). Железисто-кварцитовая парагенерация является платиноносной, так же как и медьсодержащая плагиоклазит-ортосланцевая парагенерация дунит-пироксенит-габбровой формации, к которой приурочены залежи талькитов. Установлена алмазоносность ортосланцев и малых тел поздних метапикритов (по-видимому, нижнепротерозойских) и золотоносность сульфидно-кварцевых жил невыясненного возраста и типа, требующие обстоятельного доизучения.

Две железоносные зоны — Дьялтунда-Нелюкинская (*VI*) и Чарско-Токкинская (*VII*) контролируются кварцит-амфибол-сланцевым формационным комплексом и содержат крупные концентрации железистых кварцитов (тарынахский продуктивный тип), приуроченных к уровню смены типа вулканизма с ультраосновного—основного на кислый, причем сокращение интенсивности первого (как, например, в Дьялтунда-Нелюкинской зоне) приводит к сокращению общей железонасыщенности. Среди однозначного преобладания окисных типов железистых кварцитов только в Тарынахском районе появляются железо-марганцевые разновидности. Такие типы как сульфидный, карбонатный и золотоносный обнаружены лишь в эпизодических случаях, но заслуживают обстоятельного доизучения. Закономерности размещения участков вторичного обогащения изучены недостаточно и иногда связаны с тектоническим выдавливанием рудной массы выщелоченных кварцитов. Только в Чаро-Токкинской зоне обнаружены ультраосновные сланцы с геохимическими аномалиями платины, что, однако, не должно ослаблять внимание к изучению этих пород. Во всех зонах есть ортосланцы никель- и кобальтоносные, а также золотоносные диафториты по метагипербазитам, оценка которых заслуживает пристального внимания.

Олекминско-Темулякитская золото-мусковит-редкометалльная зона (*XI*) контролируется позднеархейской вторичной литоплинтовой впадиной и разломами в ее ближайшем обрамлении. Сложный мрамор-амфибол-слюдяносланцевый формационный комплекс впадины содержит непродуктивный тип железистых кварцитов (сырылырский тип), а также слабоизученные слои золотоносных черных сланцев, апатитоносных и марганценосных пород. К первично минерализованным относятся также метаморфизованные ультраосновные и основные интрузии с аномальными содержаниями кобальта, никеля, платины.

С эпиметаморфическими гидротермально-метасоматическими процессами связаны золотоносные тела. Это обычно зоны сульфидизации (в том числе по метавулканитам), сульфидно-кварцевые жилы, жильно-прожилковые зоны кварцево-сульфидные и полевошпат-сульфидно-кварцевые (иногда березитизированные), а также кварцево-хрустальные (с серебром). Спорное возрастное положение занимают золотоносные жилы с халцедоновидным кварцем (MZ?).

С метаморфическим ореолом вокруг впадины связано образование пегматитов. У западного края зоны обнаружены отдельные проявления литий-цезиевых пегматитов редкометалльной формации, в то время как вдоль всего восточного борта впадины прослеживается Темулякитский пояс зонального строения. В северной, наиболее денудированной части пояса наблюдаются жильные поля мусковит-пегматитовой формации, сменяющиеся к югу мелкими жильными полями и разрозненными жилами

мусковит-редкометалльной пегматитовой формации. В последних наблюдаются преимущественно два геохимических типа: тантало-ниобиевый и редкоземельно-редкометалльный, имеются находки цезиеносных разностей. В поле редкометалльных пегматитов выделяются и более поздние гидротермально-метасоматические тела с молибденитом и другими сульфидами, редко молибденитоносные пегматиты.

Из слабоизученных проявлений вне рассмотренных зон этой области заслуживают внимания следующие: апатитоносные гнейсы олекминской серии, апатитоносные метагабброиды алаткитского комплекса, метаморфизованные ультраосновные и основные соскладчатые интрузии с аномалиями кобальта, хрома, никеля, редко платины, а также ильменит-цирконовые россыпи бассейна Крестяха и долины Олекмы.

Два потенциально-промышленных, но небольших железорудных района — Чарско-Кодарский (*III*) и Холодниканский (*II*) контролируются нижнеархейским плагиоэклогит-гиперстенсланцевым формационным комплексом первичных вулканогенных прогибов, где приурочены к его средней и верхней частям. Имеющиеся здесь железистые кварциты испытали ретрометаморфизм, их пласты часто не выдержаны по простиранию и сильно деформированы, что ухудшает их минеральные и технологические свойства. Заслуживают внимания будинированные тела ультраосновных сланцев с наложенной амфиболизацией, среди которых возможно обнаружение антофиллит-асбестовой минерализации, как и во всей области в целом. Силлиманит-гнейсово-кварцитовая формация, помимо железистых кварцитов, включает синметаморфические залежи высококачественного графита, эпиметаморфические накопления граната и раннескладчатые тела дифференцированных метагабброидов платиново-ванадиево-титаноносных, промышленная ценность которых не установлена. Повсеместно распространены редкоземельные пегматиты.

Пристановая полиметалльная область состоит из четырех зон.

Зверевско-Курультинская архейская графит-никель-титаноносная зона (*I*) плагиоэклогит-гиперстенсланцевого формационного комплекса размещена в древних зонах крупномасштабных деформаций и содержит многочисленные, но не оцененные проявления разнообразных полезных ископаемых. С мелкими телами позднеархейской мангерит-анортозитовой формации и архейских дифференцированных метагабброидов связаны находки титаномагнетита, ильменита и апатита, а в доскладчатых и раннескладчатых ультраосновных и двупироксеновых ортосланцах иногда обнаруживаются надкларковые аномалийные содержания кобальта, платины, никеля (причем последнего обычно в силикатной форме). Хромитоносные ортосланцы чрезвычайно редки (только в бассейне Калара). Многочисленные проявления графита отмечаются как в формации графитоносных гнейсов и сланцев, так и в виде отдельных выходов трещинных и желваковых графититов в зонах тектонических нарушений. На севере зоны известно крупное проявление пентландит-халькопирит-пирит-пирротиновых руд сульфидно-никелевой формации, контролируемой верхнеархейскими метаморфизованными интрузиями верлит-диоритовой разновидности перидотит-пироксенит-габбровой формации, которые приурочены к границам Бурпалинского вторичного вулканического пояса.

Становая полихронная металлогеническая зона (*XVII*) включает ряд районов с раннедокембрийским оруденением. Сюда относится Чайнытский корундоносный район (*21*) с месторождениями корунда, приуроченными к десилифицированным хромшпинелидовым пироксенитам-плагиоклазитам в автохтонном залегании среди гнейсоидов, а также два мусковитоносных района — Верхнечульманский (*22*) и Хребтовый (*23*). Мусковитовые пег-

матиты в единичных жилах и небольших полях среди останцов верхнего архея и ретрометаморфических пород раннего архея обрамлены диафторитами и вместе с Темулякитским мусковитовым полем являются фрагментами некогда единого Олекмо-Станового пояса.

В западных районах области располагается Калаканская графит-железоносная зона (*VIII*), выполненная двумя формациями вторичного вулканогенного пояса субширотной ориентировки. С кварцит-амфибол-сланцевой формацией связаны месторождения железистых кварцитов, а со слюдяно-сланцевой формацией — проявления графита, а иногда и апатита в послескладчатых метагабброидах.

Нюкжинско-Каларская апатит-титаноносная зона (*XVI*) контролируется двумя типами архейских магматических пород. Это главным образом мангерит-анортозитовая формация крупных плутонов, в нижней расслоенной части которых располагаются сингенетические и эпигенетические руды титаномагнетит-ильменитовые ванадиеносные, которые крайне редко сопровождаются повышенным содержанием апатита. Более молодые мангериты содержат повышенное количество теллура, а поздние пегматиты несут цериевую минерализацию.

В этой зоне заслуживают внимания крупные проявления графита молибдено-редкоземельно-графитового типа, приуроченные к кварцево-полевошпатовым слюдистым метасоматитам зон разломов. В восточной части зоны, за пределами крупных плутонов прослеживаются цепочки мелких и средних плутонов, позднескладчатых, слабодифференцированных. Часть из них относится к пироксенит-габбровой формации, а часть — к монцонит-габбровой. Они содержат пластово-вкрапленные и рассеянно-вкрапленные скопления апатита, при воздействии на которые более поздних процессов фельдшпатизации возникают прожилковые зоны с повышенными концентрациями апатита.

Не менее интересны циркононосные россыпи и особенно редкоземельные (ортитоносные) и уран-редкоземельные метасоматиты, приуроченные к северо-восточным флангам этой зоны. Последние представлены флюоритоносными кварцево-полевошпатовыми и щелочно-кварцево-полевошпатовыми разновидностями с иттриевой, цериево-иттриевой и золото-циркониевой минерализацией. Слабоизученными остаются проявления метаморфизованных кварцевых жил, в том числе в диафторитах.

ПРОТОКРАТОННЫЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ И ЗОНЫ

Среди них выделяются три типа подразделений: протоавлакогеновые, протоперикратонные и агорализитные.

Большеудоканская протоавлакогеновая благороднометалльно-титано-меденосная область охватывает тектонически разобщенные фрагменты крупного раннепротерозойского бассейна с трехстадийным карбонатно-черносланцево-обломочным формационным комплексом, состав которого (равно как и содержание сопровождающих интрузий) существенно изменяется с юго-запада на восток и северо-восток.

На площади максимального прогибания и располагается наиболее сложноустроенная Кодаро-Удоканская редкометалльно-титано-меденосная зона (*XVIII*). Именно к этой части палеобассейна приурочено образование браннеритовых песчаников и пород формации медистых песчаников. Первые располагаются в верхних регрессивных частях полной циклотемы второй стадии и сопровождаются настуран-уранинитовыми эйситами, а иногда уран-редкоземельно-редкометалльными квальмитами.

Медистые песчаники, а иногда и алевролиты входят в состав нескольких выдержанных рудоносных горизонтов, которые образуют два пояса (рис. 9). Во внешнем поясе они относятся к верхней части второй полной циклотемы и представлены флишоидным типом руд с низкими содержаниями меди, а во внутреннем — к верхней молассоидной циклотеме, где представлены соответствующим типом руд с повышенным содержанием меди. Всего в зоне выделяются два металлогенических района (Икабья-Читкандинский — *24* и Сюльбанский — *25*) и два меднорудных узла — Наминговский (*4*) и Бурпалинский (*5*). Рудоносные пласты сопровождаются эпигенетическими изменениями, сульфидные руды окислены и содержат примесь серебра, иногда никеля и кобальта.

Чинейский платино-медно-титаноносный район (*28*) контролируется интрузивным поясом в центральной части зоны, где располагаются лополиты и штоки габбронорит-анортозитовой формации, содержащие пластообразные залежи ванадиеносной железо-титанорудной формации, сопровождаемые титано-платинорудными слоями и дайками титаномагнетитовых руд. Господствующими генетическими типами минерализации являются магматический, контактово-метасоматический и пегматоидный. К эндоконтакту Чинейского лополита приурочены пирротин-халькопиритовые руды сульфидной медно-никелевой формации, а иногда и медно-скарновой формации с богатыми халькопирит-борнитовыми рудами.

В связи с плутонами рапакивиподобных гранитов отмечаются многочисленные проявления редкометалльной минерализации, которые сосредоточены в двух районах — Каларском (*26*) и Кеменском (*27*). Минерализация представлена в жилах, штокверках, зонах постмагматической грейзенизации и скарнирования, сосредоточенных внутри плутонов. Кеменский район отличается от Каларского тем, что здесь концентрация редких металлов (олово, вольфрам) несколько выше, чем в Кеменском районе, и сопровождается ореолами флюоритизации, наличием золотой и редкоземельной минерализации, здесь же известны находки топаза.

В северных районах зоны в породах черносланцевой формации отмечаются шунгиты и прожилковое золото, типы и значение которого остаются невыясненными. Это относится и к золотоносности базальных слоев нижнепротерозойского разреза на северо-восточных флангах зоны (золото-конгломератовая формация), а также к находкам сульфидных штокверков (золото, вольфрам, медь) в породах удоканской серии.

Нижнеханинская благороднометалльно-меденосная зона (*XIX*) является потенциально-рудоносной. Вся минерализация зоны контролируется метаморфизованным доломит-черносланцево-песчаниковым формационным комплексом с силлами трахидолеритов. Аномальные содержания металлов (медь, золото, платина) выявлены геохимическими методами и заслуживают дальнейшего изучения. Отмечаются литиевые аномалии в экзоконтакте метатрахидолеритов, тальксодержащие и тремолитовые метасоматиты в карбонатных породах.

Олдонгсинская ураново-благороднометалльная меденосная зона (*XX*) также является потенциально-рудоносной и отличается большей полнотой формационного комплекса, аналогичного нижнеханинскому в связи с присутствием верхнемолассоидной формации. Здесь известны находки медистых песчаников и алевролитов, фосфорно-ванадиево-хромовых алевролитов, многочисленные находки золото- и платиносодержащих (с иридием) черных сланцев, а также урановая минерализация. Неопределенным является настурановое оруденение в гумбеитизированных зонах дробления

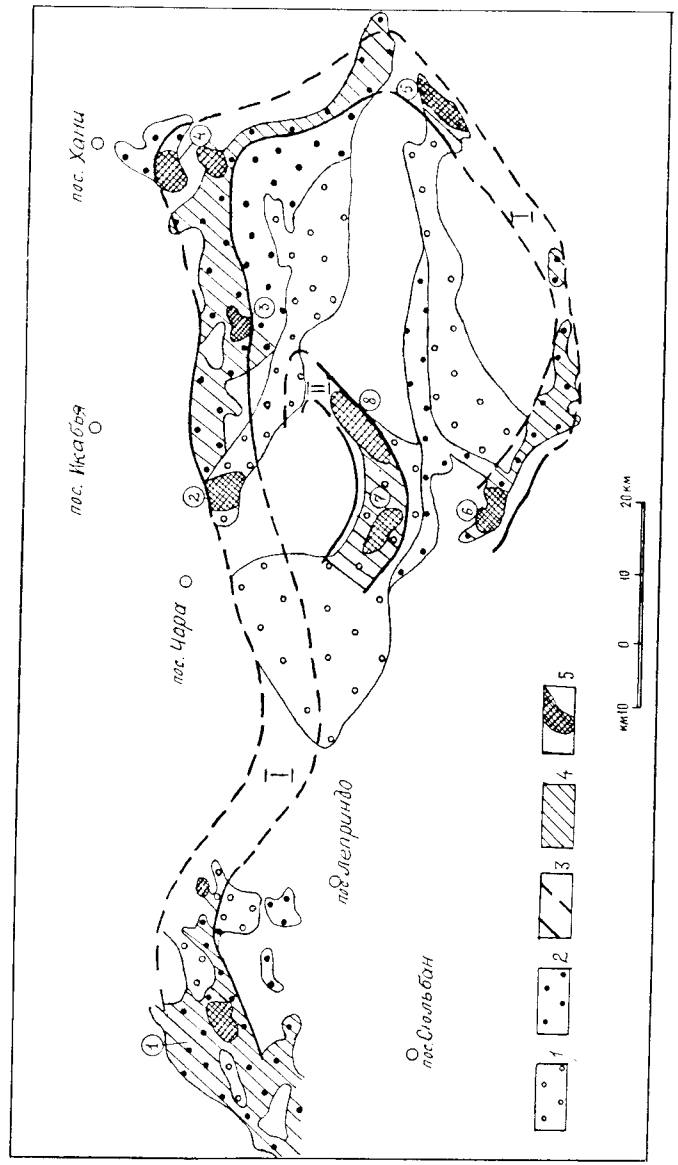

Рис. 9. Схема размещения медистых отложений в Кодаро-Удоканской зоне (упрощено по Ю. В. Богданову и др., 1991).

1—2 — формационные ряды: *1* — молассовый, *2* — флишоидный; *3* — установленные (*а*) и предполагаемые (*б*) пояса медеоносности (*I* — Александровско-Читкандинский, *II* — Намингинско-Сакуканский); *4* — прибрежно-морские отложения с редкими горизонтами медистых осадков; *5* — медистые лагунно-дельтовые отложения (площади — цифры в кружках: 1 — Стольбанская, 2 — Ункурская, 3 — Икабийская, 4 — Хани-Сакунская, 5 — Бурпалинская, 6 — Правоингамакитская, 7 — Удоканская, 8 — Сакунская).

среди черных сланцев, которое сопровождается гумбеитизацией базальных слоев рудовмещающего осадочного комплекса.

Рудные находки золота в жилах с халцедоновидным кварцем возможно связаны с более молодыми процессами.

Угуская медеоносная зона (*XXI*) в одноименной грабен-синклинали представлена конгломерат-песчаниковым формационным комплексом трехстадийным и рудоносным в своей восточной части. Здесь содержатся слои ураноносных песчаников и марганцеоносных доломитов во второй циклотеме. Медистые песчаники приурочены к двум выдержанным горизонтам — одного в средней части второй циклотемы, а следующего — в средней и верхней частях третьей молассоидной циклотемы, где, помимо этого, они иногда встречаются и в базальных слоях.

Ченчинско-Холболохская протоперикратонная благородно-редкометалльная минерагеническая зона (*XXII*) является фундаментом Нечерского поднятия, частично перекрытого рифейскими отложениями, и ограничена со всех сторон разломами. Здесь, среди архейских образований с господствующим развитием гранитоидов имеется несколько выходов нижнепротерозойского кварцит-черносланцевого формационного комплекса, вмещающего слои платиново-золотоносных черных сланцев. Широкое распространение нижнепротерозойских позднескладчатых и постскладчатых гранитоидов и крупные ареалы метасоматитов (околоинтрузивных, приконтактовых и зон разломов) являются характерным признаком зоны. В северных районах широко распространены церий-иттриевые микроклиниты, олово-цезиеносные грейзены, а также иттриеносные слюдяные пропилиты (с флюоритом, молибденитом и апатитом). К югу сокращается количество грейзенов, исчезают слюдистые пропилиты и при сохранности молибденоносных пропилитов возрастает значение квальмитов редкометалльных, иногда флюоритоносных (тантал—ниобий—бериллий). Здесь же развиты более молодые приразломные зоны рифейских (?) бурошпатовых эйситов и пропилитов урано- и молибденоносных с аномальными содержаниями висмута, мышьяка, свинца и серебра.

Кругоудоканская агорализитная редкоземельно-редкометалльная зона (*XIV*) представляет собой инфраструктуру раннепротерозойских деформаций и образует неравноширокое кольцо вокруг Кодаро-Удоканской минерагенической зоны. Оруденение связано здесь с приразломными, реже ареальными и внутриинтрузивными метасоматитами, размещение которых контролируется почти регулярной системой субмеридиональных разломов. Выделяются три рудных района с различной интенсивностью оруденения — один в южном секторе и два в северном.

В южном секторе зоны находится Катугинский криолит-циркониево-редкометалльный район (*11*). Он контролируется формацией щелочных редкометалльных квальмитов, которые наложены на гранитоиды с невыясненной формационной принадлежностью в местах пересечения региональных разломов, приуроченных к Становой зоне смятия. Для оруденения (жильные, штокверковые и ареальные зоны) характерно широкое распространение фторных минералов (криолита, редкоземельного флюорита), пирохлора, циркона, колумбита, фергюссонита, гагаринита и бастнезита. Рядом с коренными источниками имеются цирконовые россыпи. В остальных частях южного сектора (главным образом на западе территории) обнаружены микроклиниты и пегматоидные образования с аномальным содержанием тантала, ниобия и урана.

В западных частях северного сектора (Кодарский хребет и правобережье Чары) редкоземельно-редкометалльное оруденение ограничивается проявлениями и точками минерализации, которые контролируются

малыми интрузиями щелочно-гранитовой и щелочно-сиенитовой формаций, а также метасоматитами различного типа. Повсеместно отмечаются микроклиниты и квальмиты (церий, фосфор, ниобий, фтор, бериллий), а также пропилиты (молибден, фосфор). Только в западных районах обнаружены грейзены (олово, цезий, молибден), амазонитовые пегматиты, а также апатитоносные микроклиниты, иттриеносные апатит-карбонатно-флюоритовые жилы и апатитоносные пропилиты.

В восточных районах северного сектора обнаружены пирохлоровые щелочные метасоматиты (иногда литиеносные), альбититы и фениты (тантал, ниобий, уран), пегматиты (бериллий, редкие земли) и высокоглиноземистые метасоматиты. Еще далее к востоку располагается Икабьекан-Ханинский апатито-редко-благороднометалльный район (*13*). Он является потенциально рудоносным и располагается в краевой части агорализитной области. Содержит проявления апатита в штоке пироксенит-габбровой формации (золото- и платиноносной), находки золотоносных зон рассланцевания сульфидизированных черных сланцев с полевошпат-кварцевыми сегрегациями (золото- и платиносодержащими), а также жилы мусковит-редкометалльных пегматитов (главным образом бериллиеносных). Находки золота в жилах золото-кварцевой формации очевидно являются позднедокембрийскими. Имеются находки ванадиеносных магнетитовых скарноидов и месторождение строительного камня.

Хани-Эвонокитский ванадиево-редкометалльно-апатитоносный район (*12*) занимает северо-восточную часть зоны на месте поперечного поднятия протоавлакогена. Здесь известны месторождения ванадиево-железорудные, представленные лютогенитами в зоне двукратной переработки раннепротерозойских ильменит-гематитовых кварцитов (древних кор выветривания), а также месторождение апатита, представленное легкообогатимыми стронциеносными рудами апатит-пироксеновой формации (Th/U = 4—5). Месторождение приурочено к поясу малых интрузий апатитоносной пироксенит-габбровой формации верхнего архея, телескопированных нижнепротерозойскими метасоматитами долгоживущего Хани-Эвонокитского разлома. Этот же разлом трассируется жилами мусковитовых пегматитов, нигде не образующих жильных полей.

В районе повсеместно широко развиты редкоземельно-редкометалльные метасоматиты, приуроченные к региональным разломам (Хани-Эвонокитскому и Камкандинскому). Первый из них контролирует немногочисленные жилы и ареалы пегматитов, реже квальмитов и щелочных метасоматитов (ниобий, бериллий, редкие земли). Второй состоит из системы параллельных разрывов, большая часть которых приурочена к полю развития верхнеархейских гранитов. Те разломы, которые выходят за их пределы, контролируются кварцево-высокоглиноземистыми метасоматитами (церий, бериллий, ниобий, уран). Во всех остальных метасоматиты более разнообразны. Это редкометалльные пегматиты (иттриево-танталовые микролитовые и ортит-монацит-цирконовые), а также фельдшпатолиты и микроклиниты (редкоземельно-ниобиевые), пропилиты (ниобиевые), квальмиты (в том числе флюоритоносные с ниобием, танталом, молибденом, цирконием и церисвыми землями), альбититы (цирконий, ниобий, церий, иттрий), а также апатит-флюорит-карбонатные породы. Распределение редких земель на территории зональное. Если в северной части их совокупность соответствует цериевому эквиваленту, то на юге — празеодиумому с дополнительным появлением литий-бериллиевых ареалов.

Относятся к двум категориям геоструктур Сибирской платформы — перикратонному и хатакратонному.

Перикратонная Жуинско-Витимская благороднометалльно-глиноземно-цинконосная область рифея располагается на северо-западе территории и контролируется многопорядково-ритмичным аллит-песчаниково-черносланцевым комплексом, полный набор которого представляют пять малых формационных рядов [247].

На крайнем западе размещается Бульбухтинско-Сеньская глинозем-благороднометалльная зона (*XXIV*), которая контролируется первым (тенторгинским) малым формационным рядом, аллит-кварцевопесчаниковым. Здесь в автоаллохтонных корах выветривания обнаружены золото-платиноносные (с иридием) сланцы, особо перспективные там, где коры выветривания залегают на золото-платиноносных породах нижнего протерозоя. Помимо этого, здесь известны крупные залежи железистых диаспоритов и погребенные россыпи, которые представлены кварцевыми песчаниками (магнетит-апатит-циркон-ильменитовыми и ксенотим-циркон-ильменитовыми), а также сланцами рутилоносными.

В восточной части области располагается Прибайкальско-Патомская свинцово-цинконосная зона (*XXV*), представленная на этой территории Джелиндинским свинцово-цинконосным районом (*29*), локализованным в барьерной области латеральной смены формационных комплексов. Здесь названный пятичленный полный перикратонный формационный комплекс сменяется редуцированным плитным карбонатным. Именно здесь в четвертом (жуинском) формационном ряду и выявлены крупные проявления колчеданно-свинцово-цинковых (иногда меденосных) стратиформных руд среди битуминозных карбонатных пород.

Особое место в рифейском комплексе занимает изолированный Инаглинский вермикулит-платинорудный узел (*6*), контролируемый трубчатым телом россыпеобразующей платиноносной дунитовой формации, в зонах флогопитизации которого в новейшее время образовались месторождения вермикулита. Породы формации представляют собой огнеупорное сырье.

Хатакратонная Березовская медно-гипсо-соленосная область с поликомпонентными рассолами является областью сплошного распространения морских эпиконтинентальных осадков, представленных двумя существенно карбонатными формационными рядами, развивавшимися унаследованно, а именно венд-раннеордовикским и среднеордовикско-силурийским. Тонкая ритмика седиментации и особенности пространственного положения контролируют немногочисленные полезные ископаемые области. Главным из них является каменная соль, пласты которой вместе с ангидридом слагают медианные парагенерации латеральных рядов, дистальные части которых являются гипсоносными. Присутствие в зоне соленакопления бромистых рассолов свидетельствует о наличии невыявленных калийных солей, а притоки горючего газа — о битумоотдающем источнике.

Все продуктивные гипсо-соленосные горизонты размещаются в регрессивных формациях малых формационных рядов венд-нижнекембрийского ряда. По местным стратиграфическим подразделениям эти горизонты могут иметь названия: юдомско-пестроцветный с литиевой геохимической специализацией, толбачанский и чарский. Верхние формационные ряды — среднекембрийско-нижнеордовикский и среднеордовикско-силурийский содержат только пласты гипсов, наиболее выдержанные в первом из них. Во втором они присутствуют в средней части трансгрессивной карбонатно-мергельной формации, где соответствуют ее регрессивной парагенерации.

В соответствии с этими общими закономерностями и произведено районирование области.

Березовская медно-гипсо-соленосная область (*XXIX*) соответствует медианной зоне осадконакопления. Здесь редкие пласты медистых сланцев обнаружены среди пород эмерсивной карбонатной формации раннего ордовика.

Нижнеолекминская серно-гипсоносная зона (*XXVIII*) соответствует периферической части палеобассейна. Накопление серы в ней связано с разрушением первичных сульфатов юдомского горизонта.

Силимкунская меде-гипсоносная зона (*XXX*) соответствует краевой южной части палеобассейна. Она является ограниченно-гипсоносной и содержит медистые песчаники в составе базальной пестроцветной алевролит-известняковой формации. Обогащение этих песчаников серебром, золотом, сурьмой и мышьяком может свидетельствовать об их частичной мезозойской регенерации.

Молбинская железо-марганценосная зона (*XXVIII*) является периферической западной частью палеобассейна. Здесь представлен только вендский малый формационный ряд плитного формационного комплекса, аргиллит-карбонатно-кварцевоглауконитпесчаниковый. Его базальная конгломерат-кварцевопесчаниковая парагенерация содержит золотосодержащие марганценосные песчаники и линзовидные залежи лимонит-псиломелан-пиролюзитовых руд, перспективы которых остались недоизученными. В более верхних парагенерациях известны слои фосфороносных аргиллитов и литиеносных карбонатных пород.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ И ЗОНЫ АКТИВИЗАЦИИ

Связаны с трехкратной тектоно-магматической активизацией территории (в среднем палеозое, среднем мезозое и в кайнозое), которая часто бывает наложенной, и это приводит к появлению унаследованных минерагенических зон и областей.

Мамско-Бодайбинская благороднометалльная область среднего палеозоя представляет собой активизированную часть Жуинско-Патомской перикратонной металлогенической области рифея. Она контролируется складчатыми деформациями и внешним флангом зонального Бодайбинского метаморфического ореола, чем и определяются границы Бодайбино-Патомской благороднометалльной зоны (*XXVI*). Здесь известны многочисленные мелкие проявления и точки минерализации золота двух типов — жильного золото-кварцевой формации и прожилково-вкрапленникового в черносланцевых толщах. Минерализация второго типа сопровождается платиной в западных частях зоны, как правило, унаследованной от подстилающих пород. Менее распространена минерализация в брекчиях и халцедоно-кварцевых жилах. Она не образует хороших жильных зон и штокверков, но служит источником многих промышленных золотых россыпей, в которых присутствуют платиноиды, что и позволяет выделять здесь Жуинско-Малопатомский золотоносный район (*30*), перспективы которого на рудное золото (с платиной) возрастают в связи с обнаружением таких комплексных проявлений как на крайнем западе территории, так и на смежном листе.

Куандинско-Становая молибдено-золоторудная область является потенциально-перспективной, охватывает обширное пространство на юго-западе территории и является в своей западной части двухэтапной (палеозойско-мезозойской), а в восточной части — одноэтапной мезозойской.

На севере, в западной части области располагается небольшая изолированная Сакунская калийно-глиноземная (сыннырытовая) зона (*XXXI*), контролируемая одноименным плутоном фергусит-сиенитовой формации среднего палеозоя. Ультракалиевые щелочные породы, в том числе сыннырыты, образуют две пластообразные залежи в расслоенной серии магматических пород второй фазы. В зонах дробления известны точки минерализации молибден-медно-порфирового типа (по граносиенитам).

Куандинская золото-молибдено-свинцовоносная зона (*XXXII*) охватывает всю западную часть области и контролируется крупными плутонами граносиенит-гранитовой формации среднего палеозоя, а также мелкими телами гранитовой формации юры. Оруденение приурочено к отдельным жилам, жильным полям и жильным зонам, в том числе вдоль локальных и региональных разломов и является как внутриплутоническим, так и внеплутоническим.

С палеозойскими телами связаны проявления рудных формаций: пегматитовой и молибден-редкометалльной, жильных формаций (золото-кварцевой, молибденито-кварцевой, сульфидно-молибденитовой меденосной, сульфидно-золото-кварцевой), грейзеновой, молибденитовой и жильной кварцево-полиметаллической (свинец, цинк, иногда молибден). В связи с гранитовой формацией известны находки руд молибдено-порфирового типа, жильных сульфидно-кварцевых молибденит-золотых, иногда с повышенным содержанием вольфрама, серебра. Известны находки киновари и серебросодержащих кварцево-сульфидных пород. Отмечаются субширотные зоны разломов, обогащенные золотом, вольфрамом, молибденом. Наиболее перспективным по плотности выявленных объектов является Эймнахский золото-вольфрам-молибденоносный район (*31*).

Спорный возраст имеет разнотипная золотая минерализация хр. Кодар. В зонах крупных разломов здесь известны находки золота в жилах золото-кварцевых, золото-полевошпат-кварцевых и с халцедоновидным кварцем. В небольших изолированных жильных зонах и штокверках среди архейских пород отмечались жилы и прожилки невыясненной формационной принадлежности: карбонатно-кварцевые (золотоносные), микроклин-кварцевые и кварцевые (золото—свинец—серебро) и магнетит-золото-кварцевые.

Ларбинская молибдено-золотоносная зона (*XXXVIII*) занимает восточную часть области и является мезозойско-кайнозойской. В гранодиорит-граносиенит-гранитовом формационном комплексе этой зоны рудоносной является поздняя гранитовая формация и субвулканические зоны низкотемпературной жильной и прожилковой минерализации около небольшого вулканического поля, где сохранилась трахиандезибазальтово-трахидацитовая формация. По местам концентрации этих формаций и плотности оруденения и выделено два потенциальных серебро-золоторудных узла — Ларбачанский (*10*) и Сирикский (*9*).

В этой зоне широко распространены жилы, жильные зоны, редко — штокверки, формаций золото-кварцевой, сульфидно-золото-кварцевой (иногда вольфрамоносной) и молибденито-кварцевой (часто со значительным содержанием серебра, меди, свинца, цинка, иногда вольфрама), а также рудные березиты в брекчиях сульфидно-молибденитовые (молибден, медь, свинец, цинк), пропилиты, в том числе медно-молибденовые и молибденовые. Отмечаются проявления золота в жилах халцедоновидного кварца, меди в жилах друзовидного кварца, серебра в кварц-аргентитово-карбонатных (в том числе с флюоритом) жилах зон дробления. Имеются находки мориона в пегматоидных жилах. Отдельные жилы и жильные зоны с золото-кварцевой и молибденито-кварцевой минерализацией об-

наружены и вне полей распространения магматических формаций, что не мешает им быть носителями высоких концентраций металла, и это требует изменить методику поисков перспективного оруденения.

Становая молибдено-золотоносная зона (*XXVII*) является россыпной, потенциально-рудной. Эта сложная зона разломов с разновозрастным и разнотипным оруденением, и собственно к этой зоне отнесены преимущественно унаследованные ассоциации, в которых ведущее значение имеют мезозойские рудоносные, в то время как кайнозойские вмещают промышленный тип золотых месторождений. Рудоконтролирующими являются мелкие плутоны диорит-гранодиоритовой формации и гораздо более многочисленные разломно-гидротермальные поля с многочисленными жилами, жильными полями, редко штокверками золото-кварцевой формации, не представляющие собой сейчас по экономическим причинам рентабельные объекты.

По совокупности признаков в зоне выделяются три района, из которых два — Верхнетимптонский (*18*) и Кабактанский (*19*) дополнительно контролируются ареалами зеленосланцевого диафтореза в кристаллическом цоколе, вмещающем иногда проявления апатит-пироксеновой формации в ортосланцах. Причины появления платиноидов в россыпях Кабактанского района остаются невыясненными. В северных районах зоны, где эрозия была незначительной, имеются урановорудные проявления эйситовой формации (настуран-уранотитовый минеральный вид) среди приразломных брекчий. Дальним признаком для оруденения этого типа являются дайки кварцевых сиенитов.

К западу от этих районов вдоль Становой зоны отмечаются многочисленные мелкие жильные тела золото-кварцевой и сульфидно-золото-кварцевой формации, количество которых резко возрастает в западной части зоны, где выделяется Китемяхтинский молибдено-золотоносный район (*20*). Это россыпной потенциально-рудный район, контролируемый малыми интрузиями граносиенит-гранитовой формации среднего палеозоя и гранитовой формацией мезозоя. Здесь известны проявления золота тех же типов, которые в целом характерны для зоны, а также молибдена в жильных зонах молибденит-кварцевой формации и сложных залежах гидротермально-метасоматических грейзеноподобных или пегматоидных, многосульфидных (со свинцом, серебром, медью). Эпизодически в зоне встречаются эпитермальные жилы с золотой, мышьяковой и ртутной минерализацией.

Чаро-Южноякутская каменноугольная область охватывает многочисленные и разноразмерные выходы юрско-нижнемеловых континентальных отложений к северу от Куандинско-Становой области. Месторождения высококачественных углей размещаются в соответствии с циклической ритмичностью угленосного формационного комплекса и содержат на большей части территории пласты с горизонтальным залеганием. Крутонаклонные пласты наблюдаются лишь в юго-восточной части территории. Нижнеюрские отложения не содержат промышленных пластов угля, в более молодых отложениях угленосность быстро и последовательно возрастает и достигает своего максимума среди верхнеюрских отложений, что совпадает с постепенной экспансией осадконакопления в широтном направлении и одновременным сокращением площадей углеобразования в меридиональном направлении, благодаря чему общая нижнемеловая угленосность резко падает. Максимальная угленасыщенность приурочена к областям длительного и стационарного компенсированного прогибания. Качество углей контролируется пространственными особенностями размещения зон метаморфизма.

На территории целиком размещается Южно-Якутский угленосный бассейн (*XXXIX*) и несколько угленосных площадей: Токораканская (*XI*) на востоке, Читкандинская (*XVI*) и Апсатская (*XVII*) — на западе.

Алданская урановo-благороднометалльная область охватывает центральную часть территории и контролируется в своей южной половине Южно-Якутским каменноугольным бассейном, а в северной — эндоактивными структурами среднего мезозоя, которые обладают прерывистым, почти регулярным характером распространения, что и определяет места локализации конкретных минерагенических зон.

Олекминско-Тимптонская урано-ториево-фосфатоносная зона (*XVI*) располагается в фундаменте Южно-Якутского угленосного бассейна, где отмечается малыми интрузиями апатитоносных ортосланцев и ортогнейсов верхнего архея, а также уран-редкоземельно-редкометалльными метасоматитами мезозоя. Телескопирование указанных комплексов и ареальный метасоматоз низов юрского разреза привели к пятнисто-очаговому распределению трех типов оруденения.

Первый из них представлен цеолититовой формацией в жилах и брекчиях Верхнегорбыляхского цеолит-уран-апатитоносного района (*18*), а конкретно — двумя ее минеральными видами: фторапатит-бетоуранофан-уранитиловым и урано-фторапатитовым. Второй тип является полигенным в связи с наложением апатитоносных кор выветривания и апатит-франколитовых брекчий, которые испытали последующий метасоматоз, на зоны проявления древних апатитоносных метасоматитов в Нижнегорбыляхском урано-ториево-фосфатоносном районе (*17*). Третий, гумбеитовый тип в базальных песчаниковых слоях нижней юры является фторапатит-гояцит-настурановым (иногда стронциеносным) и тяготеет к следующим участкам угленосного бассейна: Усмунскому, Кабактанскому и Хатыминскому.

Центрально-Алданская урановo-благороднометалльная зона (*XXXIV*) располагается в границах одноименной магмато-глыбовой системы центрального типа. Здесь распространены многочисленные малые тела лейцитит-фергусит-сиенитового магматического формационного комплекса, широко проявлены глыбовые деформации и процессы разломообразования, скарнирования и других типов метасоматизма. Все минерагенические особенности зоны отображены в строении трех главных минерагенических районов — Элькенского, Лебединского и Куранахского.

Элькенский молибдено-золото-ураноносный район (*34*) охватывает одноименный горст, где среди пород фундамента отмечаются единичные тела и многочисленные дайки главным образом фергусит-сиенитовой и монцонит-сиенитовой формации и широко распространены протяженные зоны приразломного метасоматизма. Вдоль западной окраины зоны у ее границы с Лебединской имеются вулкано-плутоны лейцитит-фергуситового формационного ряда, у которых обнаружены россыпные алмазы, остающиеся до сих пор экзотическими по своей природе. Как и повсеместно, среди архейских образований встречаются непродуктивные жилы золото-кварцевой формации (иногда с повышенным содержанием сульфидов), а также кварцево-флюоритовые жильные проявления. В одном из плутонов фергусит-сиенитовой формации выявлено месторождение медно-золотого (с молибденом) порфирового формационного типа (рябиновый тип) прожилково-вкрапленного, рассеянного или концентрированного в рудных столбах среди гидротермально-метасоматически измененных щелочных сиенитов. Гумбеиты зон разломов контролируют урановые и комплексные золото-урановые месторождения, иногда с промышленными содержаниями молибдена (в форме иордозита).

Лебединский асбест-флюорит-благороднометалльный район (*33*) с вулкано-плутонами и плутонами полного формационного комплекса размещается на территории с хорошо сохранившимся плитным комплексом чехла платформы, залегающим в центре зоны в Ыллымахском грабене. Здесь известны месторождения золота лебединского типа — золото-сульфидная формация (с медью, висмутом, иногда ртутью) в метасоматических залежах венда. Формация вертикально сопряжена с малопродуктивными жилами золото-кварцевой формации в фундаменте. Помимо этого, присутствуют многочисленные проявления золота самых экзотических типов, из которых для района наиболее интересны находки золотоносных скарнов и золотоносных джаспероидов. Крупные золотые россыпи постоянно содержат платиноиды невыясненного происхождения.

Месторождения молибдена представлены жилами и жильными полями молибденит-кварцевой формации в малопродуктивном виде среди пород монцонит-сиенитовой формации и более перспективные — среди пород кристаллического цоколя, где установлен специфический минеральный вид этой формации — флюорит-сульфидно-молибденит-кварцевый (вольфрамоносный).

Месторождения флюорита образуют жилы, жильные зоны и метасоматические залежи в карбонатных породах, сиенитах, редко в кристаллическом цоколе, где бывают дополнительно золотоносными.

Месторождения амфибол-асбестовой рудной формации представлены режекитовым минеральным видом и приурочены к скарнам либо фенитам, иногда к эйситам.

В скарнах многочисленных плутонов обнаружены месторождения брусита и другая разнообразная минерализация, из которой заслуживают внимания: скарны с друзами кварца, сульфидно-магнетит-людвигитовые скарны (иногда золотоносные), литиеносные слюдистые скарны (иногда с повышенными содержаниями иттрия, ниобия, стронция, бериллия). В невыясненных отношениях со скарнами находятся гематит-молибденит-кварцевые жилы (литиево-ниобионосные), иногда с киноварью. В некоторых ослюденелых порфирах отмечается повышенное содержание иттрия, стронция, лития и фосфора. Поиски алмазов в лампроитоподобных интрузиях этого района не привели к положительным результатам.

Куранахский золотоносный район (*32*) контролируется одноименным грабеном, заполненным венд-кембрийским карбонатным формационным комплексом с фрагментами юрской песчаниковой формации, которые прорваны дайками асхистовых и диасхистовых лампрофиров фергусит-сиенитовой и монцонит-сиенитовой формации. Здесь, в толще карбонатных пород располагается месторождение золото-джаспероидной формации (куранахский тип). Рудные тела сложной формы в виде обширного субмеридионального пояса приурочены к окремненным калишпатизированным и слабосульфитизированным карбонатным породам, а также брекчированным песчаникам, которые в свою очередь сильно закарстованы. Оруденение охватывает также многочисленные вертикальные дайки.

Эвотинская асбест-золотоносная зона (*XXXV*) приурочена к осевой части Алданского свода с малоамплитудными горстами и грабенами и малыми плутонами фергусит-сиенитовой и монцонит-сиенитовой (преобладает) формаций. На севере зоны остались неизученными единичные выходы щелочных лампрофиров — возможных представителей лампроитовой формации. В связи с самыми поздними разломами локально развиты жилы и единичные штокверки золото-кварцевой формации, являющейся источником нескольких россыпей. Единичные геохимические аномалии

золота в карбонатных породах венда и кембрия не имеют пока поискового значения.

На восточном фланге зоны у дайкового поля имеются жилы и небольшие жильные поля своеобразного золото-арсенопирит-силикатного минерального вида, принадлежность которых к мезозойским комплексам не доказана. Они содержат повышенное количество сульфидов, среди которых преобладает арсенопирит (остальные минералы — пирротин, пирит, ильменит, халькопирит). По всей вероятности, эти жилы явились источником нескольких россыпей, где кроме золота обнаружена платина (в том числе в сростках с золотом).

Режекит-асбестовая формация (иногда ураноносная) связана с образованием фенитов в околоинтрузивных зонах трещиноватости.

С гумбеитовой формацией зон разломов недалеко от зон интенсивной флюоритизации и сульфидизации связано формирование настуран-молибденит-сульфидно-кварцевых и настуран-кварц-полевошпатовых тел и настуран-карбонатных катаклазитов со слабой золотоносностью. У флексурообразного сброса на южном склоне Алданского свода проходит Десовский гелиеносный разлом, возможно, связанный с Байкальским рифтогенезом.

Амгинская алмазно-золотоносная зона (*XXXIII*) является россыпной, потенциально-рудоносной. Контролируется юрско-меловым фергусит-сиенитовым комплексом, который грубо совпадает с более ранним условно триасовым Чампулинским кимберлитовым полем потенциально-алмазоносным. В центральной части зоны размещается слабоэродированная магмато-глыбовая система структур. Многочисленные мелкие проявления рудного золота являются полигенетичными и характеризуются повышенным содержанием серебра, невысокими содержаниями золота и в отдельных случаях сопровождаются платиноносными геохимическими ореолами. Имеются находки молибденоносных золото-урановых гумбеитов и минерализованных сульфидных зон с аномальным содержанием кобальта, меди, цинка, редких земель, а также кобальтосодержащих железняков юрской коры выветривания. Крупное проявление флюорита представлено метасоматической послойной залежью в доломитах.

Верхнетоккинская ураново-золотоносная зона (*XXXVI*) россыпная, потенциально-рудоносная. Контролируется штоково-дайковым полем пород фергусит-сиенитовой и монцонит-сиенитовой формаций, а также зонами дробления и метасоматоза как в кристаллическом цоколе, так и в базальных слоях нижнепротерозойских отложений. Здесь известны многочисленные мелкие проявления уран-редкоземельных фенитов, золото-урановых гумбеитов и жил золото-сульфидно-кварцевой формации, а иногда и мориён-сульфидных (золото и молибденоносных).

Атбастахско-Торгойская ураново-молибден-редкометалльная зона (*XXXVII*) — это протяженная субширотная зона с прерывистой группировкой плутонов лейцитит-фергусит-сиенитового формационного комплекса с однозначной приуроченностью всех выходов фергусит-сиенитовой формации к центральной части зоны, причем подавляющая масса пород этой формации сосредоточена в небольшой Мурунской магмато-глыбовой системе центрального типа, которая и является одноименным алмазно-уран-редкометалльнорудным узлом (*8*).

Здесь известны крупные проявления разнообразных полезных ископаемых. Урановорудная формация представлена уранинит-браннерит-настурановым минеральным видом и содержит повышенное количество флюорита, стронция, золота, меди и барита. Золото нигде не дает повышенных концентраций, но оно локализовано плотно в субмеридиональной зоне

дробления по флюоритизированным брекчиям, литиеносным кварцево-сульфидным и в сульфидизированных доломитах.

Медно-молибденитовая минерализация связана с флюорит-барит-сульфидными жилами (иногда с золотом), ниобийсодержащими фенитами, кварц-карбонатными жилами (с золотом и литием) и участками грейзенизации пород кристаллического цоколя, обладающими к тому же аномальными количествами ниобия и бериллия.

Крупные концентрации стронция и циркония встречены в вадеит-редкометалльных щелочносиенитовых пегматитах, вадеит-таусонитовых гнездах среди пород фергусит-сиенитовой формации, а также в стронцианит-баритокальцитовых редкометалльных карбонатитах в жерлоподобной воронке среди пород той же формации. Последний тип является комплексным и содержит повышенные концентрации редких земель и апатита. Помимо этого, апатитоносными являются щелочные породы нижней серии расслоенного плутона и метасоматиты зон контактового метаморфизма.

Анатаз-рутилоносными и богатыми являются кварц-кальцитовые жилы, а кварцевые гидротермалиты — анатаз-брукит-рутиловыми. Россыпеобразующее значение имеют убогие магматогенные руды титана в ультраосновных дифференциатах.

Амфибол-асбестовая формация представлена рихтеритовым минеральным видом в щелочных скарнах грорудитов и в карбонатитовых брекчиях. Флюоритовая минерализация крайне разнообразна и многочисленна. Чароитовая формация субгоризонтальных залежей эксплозивных брекчий, жил и штокверков в приконтактовой зоне плутона (рядом с проявлениями ниобийсодержащего лоренцонита) сопровождается повышенными концентрациями платины и палладия (в экзоконтакте чароитовых тел). Среди щелочных лейкосиенитов имеются сынныритоподобные слои. Лампроиты этого узла являются типоморфными образованиями продуктивной алмазоносной формации.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

На уровне изученности на 1994 г. составлены вторым изданием две карты — карта дочетвертичных образований и карта полезных ископаемых, которые совершенствуют и актуализируют опубликованный ранее (по состоянию на 1972 г.) без объяснительной записки комплект Госгеолкарты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) в составе пяти карт. Впервые для комплекта составлена объяснительная записка, содержащая все сведения, необходимые для подобных работ. Таким образом, вместе со специализированными картами первого издания, которые не утратили принципиального значения, на указанную территорию имеется единственный по полноте (шесть карт с объяснительными записками) лист Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000.

На территории листа располагаются основные опорные подразделения нижнего докембрия азиатской части России, обладающие к тому же лучшим геохронометрическим обоснованием. Так, можно считать доказанным выделение верхнеархейских образований с расчленением их на две части в следующих интервалах (млрд лет): 3,1—2,8 и 2,7—2,5. Ввиду латеральной неоднородности верхнеархейских комплексов, корреляция многих конкретных тел на площади (особенно мафитов и гранитоидов) остается спорной.

Только намечаются объективные возможности обоснования раннеархейских подразделений, несмотря на их удовлетворительную формационную сопоставимость, чему не способствуют пока еще разрозненные геохронометрические данные и эпизодические материалы, свидетельствующие о послераннеархейском возрасте гранулитового метаморфизма.

Раннепротерозойский стратотип Сибири — Удоканская надсерия — остается недатированным, что оставляет сомнения в справедливости существующего расчленения и корреляции не только ее аналогов, но и всего набора магматических образований этого возраста. Пока более или менее надежно можно говорить лишь о времени проявления хорошо изученных эндоактивных финальных процессов карелид (2,0—1,8 млрд лет), которые по времени гранитообразования являются, как будто, разновозрастными. Следует иметь в виду, что решению всех оставшихся вопросов геологии и металлогении раннего докембрия могла бы способствовать иная методология их картографирования, включающая в качестве обязательной карты комплекта карту геологических формаций.

Рифейские и вендские отложения выделяются уверенно. Рифейский комплекс в составе пяти циклотем впервые дополнительно подтвержден тремя вспышками магматизма (ранний рифей, конец среднего рифея и конец позднего рифея). Однако до сих пор нет данных о возрасте двух нижних циклотем рифея, что позволяет в рамках общей корреляции сосуществовать альтернативным концепциям.

Палеозойский этап представлен исключительно полным разрезом нижнего кембрия, расчлененного на ярусы. Для среднекембрийского—ниж-

несилурийского разреза полное ярусное расчленение оказывается невозможным. Впервые надежно на всей территории, включая изолированные выходы, скоррелированы все стратиграфические подразделения. Существенно уточнен ареал распространения среднепалеозойских интрузий, среди которых впервые выделяются карбоновые, относившиеся ранее к протерозою, однако в целом обоснование возраста этой группы образований следует считать недостаточным.

Мезозойские отложения впервые получили надежное палеонтологическое обоснование, что снимает многие проблемы спорной корреляции. Что касается возраста магматических образований мезозоя, то он остается крайне расплывчатым в силу отсутствия опорных изотопно-хронометрических измерений.

Впервые в полном объеме и на всей территории выделены дочетвертичные кайнозойские отложения.

На карте полезных ископаемых показано более 2200 заслуживающих внимания объектов, составляющих около трети обнаруженных, и проведено минерагеническое районирование территории с выделением четырех таксонов. Укрепилось знание того, что здесь наблюдается широкое видовое разнообразие полезных ископаемых, включающих ряд объектов федерального и мирового значения. Для более объективной и прогнозной оценки требуется доизучение малых мафит-ультрамафитовых тел нижнего докембрия, перспективных на обнаружение месторождений меди, никеля, платины, титана, ванадия, раннедокембрийской золотоносности, особенно там, где более всего вероятна ремобилизация золота, критерии поисков редкометалльного оруденения и калийных солей. Необходимо совершенствовать минералогические методы оценки территории на алмазы и платиноиды, разработав для этой цели соответствующие технологии.

УКАЗАТЕЛЬ

месторождений, проявлений, точек минерализации, ореолов рассеяния полезных ископаемых к карте полезных ископаемых

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-1	Золото	ПМ	Мал. Патом	102
I-1-2	Золото	ПРП	Огунуохтах, руч.	102
I-1-3	Железо, марганец, никель, кобальт	ПМ	Гэппэлээх	102
I-1-4	Минеральные воды	ИМВ	Лена, р.	102
I-1-5	Минеральные воды	ИМВ	Солянка, р.	102
I-1-6	Ртуть	ПМ	Лена, р.	Авт. дан.
I-1-7	Минеральные воды	ИМВ	Бол. Валюхта, р.	102
I-1-8	Минеральные воды	ИМВ	Кан, руч.	102
I-1-9	Медь	ПМ	Огунуохтах, р.	102
I-1-10	Золото	ПМ	Килляхское	102
I-1-11	Фосфорит	ПМ	Кан, руч.	90, 102
I-1-12	Горный хрусталь	ПМ	Кан, руч.	102
I-1-13	Горный хрусталь	ПМ	Кан, руч.	102
I-1-14	Золото	ПРЛ	Пятилетка	102
I-1-15	Золото	ПРП	Куранах-чан, р.	102
I-1-16	Золото	МР/ОП	Бол. Валюхта	102
I-1-17	Фосфорит	ПМ	Молво, р.	90
I-1-18	Золото	ПРП	Болотный	102
I-1-19	Золото	ПРЛ	Федоровская яма	102
I-1-20	Золото	ПРП	Озерный	102
I-1-17	Фосфорит	ПМ	Молво, р.	90
I-1-18	Золото	ПРП	Болотный	102
I-1-19	Золото	ПРЛ	Федоровская яма	102
I-1-20	Золото	ПРП	Озерный	102
I-1-21	Железо, марганец, никель, кобальт	ПМ	Разломное	102
I-1-22	Фосфорит	П	Молво, р.	90, 102

* Принятые сокращения: МК — месторождение крупное; МС — месторождение среднее; ММ — месторождение мелкое; МР — месторождение россыпное; ПМ — пункт минерализации; П — проявление; ПРЛ — проявление россыпи линейное; ПРП — проявление россыпи площадное; ИМВ — источники минеральных вод; СА — спутники алмазов; С — скважины; ОШ — ореолы шлиховые; ОЛ — ореолы литохимические; ОГ — ореолы гидрохимические; ОД — ореолы донные; ОВ — ореолы вторичные; Р — разрабатываемое месторождение; З — законсервированное; ОП — месторождение с оперативными данными разведки; О — отработанное месторождение.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-23	Золото	ПРП	Мал. Валюхта, р.	90
I-1-24	Золото	ПРЛ	Молво, р.	90
I-1-25	Золото	ПРЛ	Молво, р.	90
I-1-26	Минеральные воды	ИМВ	Молво, р.	90
I-1-27	Горный хрусталь	ПМ	Молво, р.	90
I-1-28	Золото	ПРЛ	Молво, р.	90
I-1-1	Золото	ОЛ	Молво, р.	102
I-2-1	Минеральные воды	ИМВ	Лена, р.	103
I-2-2	Минеральные воды	ИМВ	Биллях, р.	103
I-2-3	Газ	С	Дельгейская	103
I-2-4	Соль поваренная	С	Дельгейская	Авт. дан.
I-2-5	Минеральные воды	С	Дельгейская	103
I-2-6	Ртуть	ПМ	Лена, р.	103
I-2-7	Медь	ПМ	Молво, р.	103
I-2-8	Минеральные воды	ИМВ	Молво, р.	103
I-2-9	Титан	ПРЛ	Марыкта, р.	103
I-2-10	Медь	ПМ	Молво, р.	103
I-2-11	Золото	МР/ОП	Молво, р.	103
I-2-12	Золото	МР/ОП	Молво, р.	103
I-2-13	Титан	ПРЛ	Бюлюлях-Юряге	103
I-3-1	Гипс	П	Чара, р.	103
I-3-2	Минеральные воды	ИМВ	Чара, р.	104
I-3-3	Золото	ПРЛ	Чара, р.	104
I-3-4	Минеральные воды	ИМВ	Чара, р.	104
I-3-5	Золото, железо	ПМ	Чара, р.	104
I-3-6	Железо	ПМ	Илигир, р.	104
I-3-7	Гипс	П	Силбиктелях, р.	104
I-3-8	Минеральные воды	ИМВ	Чара, р.	104
I-3-9	Золото	МР/ОП	Чара, р.	104
I-4-1	Алмазы	ПМ	Ырга, р.	120
I-4-2	Спутники алмазов	СА	Ырга, р.	120
I-5-1	Минеральные воды	ИМВ	Олекма, р.	8
I-5-2	Минеральные воды	ИМВ	Олекма, р.	8
I-5-3	Минеральные воды	ИМВ	Атырджал, р.	8
I-5-4	Минеральные воды	ИМВ	Атырджал, р.	8
I-6-1	Минеральные воды	С	Ченкиямская-4	8
I-6-2	Минеральные воды	ИМВ	Туолба, р.	8
I-6-3	Минеральные воды	ИМВ	Туолба, р.	8
I-7-1	Минеральные воды	ИМВ	Сывлысардах, р.	8
I-7-2	Минеральные воды	ИМВ	Кучугуй-Саныкча, р.	8
II-1-1	Золото	МР/О	Ильинский, руч.	106
II-1-2	Марганец	ПМ	Маректа, руч.	106
II-1-3	Золото	ПМ	Маректа, руч.	106
II-1-4	Золото, медь, горный хрусталь	ПМ	Омур-Юрях, руч.	90, 106
II-1-5	Золото	МР/ОП	Маректа, руч.	106
II-1-6	Золото	ПМ	Маректа, руч.	106
II-1-7	Золото	МР/З	Жуя, р.	106
II-1-8	Золото	МР/З	Бол. Барчик, руч.	106
II-1-9	Золото	ПМ	Жуя, р.	106

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-1-10	Золото	МР/ОП	Ченча, р.	106
II-1-11	Титан, литий	П	Жуя, р.	106
II-1-12	Редкие земли, цирконий, титан	ПМ	Жуя, р.	106
II-1-13	Золото	ПРЛ	Мал. Баракун, р.	442
II-1-14	Золото	ПМ	Кресты, руч.	106
II-1-15	Ртуть	ПМ	Тарын, руч.	106
II-1-16	Минеральные воды	ИМВ	Жуя, р.	8
II-1-17	Золото	МР/З	Бол. Баракун, руч.	90, 106
II-1-18	Золото	ПРЛ	Ченча, р.	106
II-1-19	Золото	ПМ	Ченча, р.	106
II-1-20	Золото	ПРЛ	Маректа, р.	106
II-1-1	Золото	ОЛ	Ильинский, руч.	106
II-1-2	Марганец	ОЛ	Открытый, руч.	106
II-1-3	Марганец	ОЛ	Марыкты, руч.	106
II-1-4	Ртуть	ОЛ	Эйюмблях-Тутукан	106
II-1-5	Марганец	ОЛ	Анкума, руч.	106
II-2-1	Минеральные воды	ИМВ	Чара, р.	62, 74
II-2-2	Литий	ОЛ	Чара, р.	Авт. дан.
II-3-1	Золото	МР/ОП	Екатерина	455
II-3-2	Золото	МР/ОП	Сугджу	108, 455
II-3-3	Титан	ПРЛ	Кеме, р.	108
II-3-4	Золото	ПРЛ	Кеме, р.	108
II-3-5	Минеральные воды	ИМВ	Тяня, р.	108
II-4-1	Титан	ПРЛ	Кедерга, р.	108
II-4-2	Минеральные воды	ИМВ	Тяня, р.	108
II-4-3	Минеральные воды	ИМВ	Тяня, р.	108
II-4-4	Золото	ПРЛ	Тяня, р.	108
II-5-1	Минеральные воды	ИМВ	Олекма, р.	62, 74
II-5-2	Сера	ПМ	Олекма, р.	122
II-5-3	Гипс	П	Сагарай, р.	122
II-5-4	Золото	ПМ	Кучугуй-Джакимде, р.	122
II-5-5	Золото	ПМ	Олекма, р.	122
II-6-1	Золото	МР/ОП	Хатырхай, руч.	455
II-6-2	Золото	ПМ	Алгахское	123
II-6-3	Золото	МР/ОП	Хатын, р.	455
II-6-4	Золото	МР/З	Горелое	123, 41, 455
II-6-5	Золото	ПМ	Хатын, р.	123
II-6-6	Золото	ПРЛ	Крутой, руч.	441, 455
II-6-7	Золото, серебро	П	Крутой, руч.	441
II-6-8	Золото	П	Аппарах, р.	441
II-6-9	Золото, серебро	ПМ	Хатын, руч.	441
II-6-10	Спутники алмазов	СА	Балаганах, руч.	441
II-6-11	Золото	МР/ОП	Онхой, руч.	455
II-6-12	Золото	ПМ	Онхой, руч.	123
II-6-13	Спутники алмазов	СА	Онхой, руч.	441
II-6-14	Золото	ПМ	Онхой, руч.	123
II-6-15	Золото	ПМ	Онхой, руч.	123
II-6-16	Горный хрусталь	ПМ	Онхой, руч.	441
II-6-17	Золото	ПМ	Олорбох-I, р.	123

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-6-18	Спутники алмазов	СА	Балаганах, руч.	441
II-6-19	Флюорит	ПМ	Балаганах, руч.	441
II-6-20	Золото	ПМ	Балаганах, руч.	441
II-6-21	Флюорит	П	Олорбох I, руч.	123, 441
II-6-22	Золото, серебро	П	Верхнеолорбохское	123, 441
II-6-23	Горный хрусталь	ПМ	Олорбох I, р.	441
II-6-24	Золото	ПМ	Балаганах, руч.	90, 123
II-6-1	Кобальт, медь	ОГ	Онхой, руч.	90, 123
II-6-2	Кобальт, цинк	ОГ	Олорбох I, р.	90, 123
II-7-1	Минеральные воды	ИМВ	Амга, р.	8
II-7-2	Золото	ПМ	Амга, р.	124
II-7-3	Золото	ПМ	Амга, р.	90
II-7-4	Золото	ПМ	Некян, г.	90
II-7-5	Золото	МР/ОП	Джангылах, р.	90
II-7-6	Золото, серебро, железо	П	Улахан-Сергелях-ское	124
II-7-7	Золото, серебро	ПМ	Джангылах, р.	124, 427
II-7-8	Золото	ПМ	Джангылах, р.	124
II-7-9	Золото	ПМ	Хохой, р.	90, 427
II-7-10	Золото	МР/З	Хатырхай, руч.	455
II-7-11	Флюорит	ММ	Флюоритовое	124
II-7-12	Золото	ПМ	Верхнехохойское	124, 427
II-7-13	Золото	МР/З	Таньяхтата, руч.	124, 427
II-7-14	Золото	П	Хатырхай, руч.	124, 427
II-7-15	Золото	ПМ	Улахан-Джюкте, р.	427
II-7-16	Золото	МР/О	Крутой, руч.	124, 455
II-7-17	Золото	ПРЛ	Улахан-Джюкте, р.	124
II-7-18	Горный хрусталь	ПМ	Хатына, руч.	124
II-7-19	Золото, кобальт	ПМ	Самоделкин, руч.	90, 427
II-7-20	Золото	ПМ	Чомполо, р.	90, 124, 427
II-7-21	Золото	ПМ	Верхнекилиерское-6	90, 124
II-7-22	Золото	ПРЛ	Улахан-Джюктэ, р.	124
II-7-23	Золото	ПМ	Килиер, р.	124
II-7-24	Спутники алмазов	СА	Чомполо, р.	427, 4131
II-7-25	Спутники алмазов	СА	Чомполо, р.	413, 427
II-7-26	Спутники алмазов	СА	Чомполо, р.	413, 427
II-7-27	Золото	ПМ	Орто-Сасыл-Сиебит, руч.	124
II-7-1	Редкие земли	ОЛ	Килиэрги, р.	427
II-7-2	Молибден	ОШ	Киенг-Юрях, руч.	124
II-8-1	Титан	ПРЛ	Курунг-Далкит, р.	125, 455
II-8-2	Золото, серебро	ПМ	Иннели, р.	125
II-8-3	Флогопит	ММ/З	Инаглинское	125
II-8-4	Флогопит	П	Иннели, р.	125
II-8-5	Золото, серебро	ПМ	Иннели, р.	125
II-8-6	Золото, серебро	ПМ	Иннели, р.	125
II-8-1	Молибден	ОГ	Амга, р.	125
II-8-2	Молибден	ОГ	Терют-Биллир, руч.	125
II-8-3	Молибден	ОГ	Киенг-Юрях, р.	125
II-8-4	Серебро	ОГ	Усумун, руч.	125
II-8-5	Серебро, золото	ОГ	Оллонгоро, р.	125, 455

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-8-6	Серебро	ОГ	Улахан-Тала, р.	125
II-8-7	Серебро	ОГ	Умулун, р.	125
II-8-8	Хром	ОШ	Иннели, р.	125
II-9-1	Флюорит	ПМ	Алдан, р.	126
II-9-2	Золото	МР/ОП	Курдаттыр, руч.	126
II-9-3	Золото	П	Дальнее	126
II-9-4	Золото	МК/Р	Северное	126, 455
II-9-5	Золото	МР/З	Селигдар, р.	126
II-9-6	Золото	МК/Р	Порфировое	126, 455
II-9-7	Золото	МР/З	Дэлбе, р.	126, 455
II-9-8	Строительные материалы (песчано-гравийный материал)	ММ/Р	Алданское	126
II-9-9	Строительные материалы (известняки)	МК/З	Бурное	126
II-9-10	Золото	МК/Р	Центральное	126, 455
II-9-11	Золото	МР/ОП	Надежный, руч.	126, 455
II-9-12	Золото	МР/З	Селигдар, р.	454
II-9-13	Золото	МР	Бол. Куранах, р.	126
II-9-14	Золото	МК/Р	Боковое	126, 455
II-9-15	Золото	МС/Р	Якокутское	126
II-9-16	Золото	МС/Р	Канавное	126, 455
II-9-17	Золото	МС/Р	Дэлбе	126
II-9-18	Известняк (флюс)	МК/З	Дэлбе	126
II-9-19	Золото	П	Дорожное	90, 126, 455
II-9-20	Строительные материалы (глины кирпичные)	ММ/З	Якокут, р.	126
II-9-21	Серебро	ПМ	Кайлы, руч.	126
II-9-22	Серебро	ПМ	Кайлы, руч.	126
II-9-23	Серебро	ПМ	Якокут, р.	126
II-9-24	Флюорит	ПМ	Еннье, руч.	126
II-9-25	Спутники алмазов	СА	Хатыстыр-Юрэх, р.	453
II-9-26	Спутники алмазов	СА	Хатыстыр-Юрэх, р.	453
II-9-27	Золото	МС/ОП	Новое	126, 455
II-9-28	Золото	П	Гагарское	126
II-9-29	Золото	П	Сомнительное	126, 455
II-9-30	Серебро	ПМ	Якокут, р.	126
II-9-31	Флюорит	ПМ	Еннье, руч.	126
II-9-32	Асбест	П	Еннье, руч.	126
II-9-33	Флогопит	ПМ	Еннье, руч.	126
II-9-34	Серебро	ПМ	Якокут, р.	126
II-9-35	Золото	МР/Р	Сухой, руч.	126, 455
II-9-36	Спутники алмазов	СА	Заречный, руч	453
II-9-37	Спутники алмазов	СА	Селигдар, р.	453
II-9-38	Золото	МР/О	Тамарак, руч.	126, 455
II-9-39	Флюорит	ПМ	Конкулаах, руч.	126
III-1-1	Золото	МР/О	Верхняя Безымянка, руч.	109
III-1-2	Золото	МР/О	Бол. Бульбухта, р.	109

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-1-3	Золото	МР/О	Бол. Бульбухта, р.	109
III-1-4	Золото	МР/Р	Бол. Бульбухта, р.	109
III-1-5	Горный хрусталь	ПМ	Бол. Бульбухта, р.	109
III-1-6	Золото	МР/О	Куллялях-I, руч.	109
III-1-7	Золото	МР/О	Нижн. Безымянка, руч.	109
III-1-8	Золото	МР/О	Бол. Бульбухта, р.	90
III-1-9	Золото	ПРЛ	Саку, р.	90
III-1-10	Золото	ПМ	Оттах, р.	109
III-1-11	Цинк, свинец, кадмий	П	Оттах, р.	109, 442
III-1-12	Молибден	ПМ	Билир, руч.	458
III-1-13	Редкие земли	ПМ	Ченча, р.	90, 109
III-1-14	Диаспорит огнеупорный	П	Ченча, р.	90, 109
III-1-15	Золото	ПМ	Сиена, руч.	109
III-1-16	Свинец, цинк	П	Сосновый, руч.	109
III-1-17	Апатит	П	Каровый	458
III-1-18	Молибден	П	Каровое	458
III-1-19	Свинец	ПМ	Ченча, р.	458
III-1-20	Олово, цирконий, редкие земли	ПМ	Нижн. Юсюрях, р.	458
III-1-21	Молибден	ПМ	Нижн. Юсюрях, р.	458
III-1-22	Камень поделочный (лазулит)	ПМ	Нижн. Юсюрях, р.	458
III-1-23	Апатит	ПМ	Нижн. Юсюрях, р.	458
III-1-24	Молибден	ПМ	Нижн. Юсюрях, р.	458
III-1-25	Свинец, цинк, ртуть, камень поделочный (оолитовые доломиты)	П	Сосновый, руч.	109, 442
III-1-26	Молибден	ПМ	Лев. Ченча, р.	458
III-1-27	Молибден	ПМ	Лев. Ченча, р.	458
III-1-28	Диаспорит огнеупорный	П	Бестях, р.	109
III-1-29	Свинец, цинк	ПМ	Бестях, р.	109
III-1-30	Редкие земли	ПМ	Аянах, р.	417
III-1-31	Редкие земли, цирконий	ПМ	Ср. Ченча, р.	458
III-1-32	Ниобий	ПМ	Ср. Ченча, р.	458
III-1-33	Молибден, флогопит	ПМ	Прав. Ченча, р.	442
III-1-34	Цинк, свинец	ПМ	Джелинда, р.	442
III-1-35	Цинк, свинец	ПМ	Джелинда, р.	442
III-1-36	Огнеупорное сырье (хлоритоидные сланцы с диаспоритом)	П	Джелинда, р.	442
III-1-37	Огнеупорное сырье (хлоритоидные сланцы)	П	Чистяковка, р.	442
III-1-38	Огнеупорное сырье (высокоглиноземистые сланцы)	П	Джелинда, р.	109, 442

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-1-39	Свинец, цинк	П	Солдат	109, 442
III-1-40	Диаспорит огнеупорный	П	Джелинда, р.	442
III-1-41	Молибден, редкие земли, рубидий, флюорит	ПМ	Мокрый Кумах-Улах, руч.	442
III-1-1	Кобальт	ОД	Маректа, р.	109
III-1-2	Кобальт	ОД	Оттох, руч.	109
III-1-3	Кобальт	ОЛ	Оттох, руч.	109
III-1-4	Цирконий	ОШ	Саку, р.	109
III-1-5	Редкие земли	ОШ	Джелинда, р.	109
III-1-6	Барит	ОМ	Сухой Кумах-Улах, руч.	109
III-2-1	Титан	ПРШ	Марехта 2-я, р.	110
III-2-2	Титан, цирконий	П	Мурун, гол.	110
III-2-3	Подземные воды	ИПВ	Нижн. Атбастах, р.	202
III-2-4	Подземные воды	ИПВ	Нижн. Атбастах, р.	202
III-2-5	Молибден, свинец, ниобий	ПМ	Дальний, руч.	417
III-2-6	Уран	ММ/ОП	Торгойское	402, 452
III-2-7	Бериллий	ПМ	Кегей, р.	417
III-2-8	Редкие земли, бериллий	ПМ	Бульджиней, р.	417
III-2-9	Бериллий	ПМ	Бульджиней, р.	417
III-2-10	Редкие земли	ПМ	Кегей, р.	417
III-2-11	Золото, редкие земли	ПМ	Джемку, р.	417
III-2-12	Молибден, редкие земли	ПМ	Кегей, р.	417
III-2-13	Редкие земли, золото	ПМ	Кегей, р.	417
III-2-1	Свинец	ОЛ	Верхн. Атбастах, р.	110
III-3-1	Золото	ПРЛ	Токко, р.	111
III-3-2	Золото, серебро	ПМ	Токко, р.	111
III-3-3	Золото	ПМ	Кеме, р.	403
III-3-4	Камень поделочный (арагонит)	П	Верхн. Джеге, р.	429
III-3-5	Камень поделочный (арагонит)	П	Верхн. Джеге, р.	429
III-3-6	Золото	П	Лев. Торго, р.	429
III-3-7	Известняк (химсырье)	МК/ОП	Торго, р.	429
III-3-8	Золото	ПРЛ	Усть-Соктокутское	455
III-3-9	Свинец, цинк	ПМ	Торго, р.	111
III-3-10	Золото	ПРЛ	Нижн. Тарыннах, р.	429
III-3-11	Золото	П	Серединское	429
III-3-12	Апатит	П	Серединское	455
III-3-13	Железо	ММ/ОП	Торгинское	429
III-3-14	Редкие земли		Штокверковое	455
III-3-15	Золото	П	Андреевское	429
III-3-16	Золото	ПМ	Инаригда, р.	429
III-3-17	Молибден, медь	ПМ	Рихтеритовое	429, 455

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-3-18	Поделочный камень (чароит)	П	Сиреневый камень	429
III-3-19	Асбест	П	Нижнеатбастахское	455
III-3-20	Флюорит оптический	ПМ	Нижн. Атбастах, р.	429
III-3-21	Асбест	П	Рихтеритовое	455
III-3-22	Литий, бериллий	ПМ	Александровский, руч.	429
III-3-23	Железо	МК/ОП	Тарыннахское	429, 455
III-3-24	Железо	ММ/ОП	Снежное	429
III-3-25	Золото	ПМ	Верхн. Тарыннах, руч.	429
III-3-26	Железо	П	Нижн. Тарыннах, руч.	429
III-3-27	Горный хрусталь	ПМ	Верхн. Тарыннах, р.	403
III-3-28	Золото	ПМ	Тантыкагыкта, р.	429
III-3-29	Вольфрам, молибден	ПМ	Дебенек, р.	429
III-3-30	Апатит	П	Мартовское	455
III-3-31	Железо	МК/ОП	Кебектинское	429
III-3-32	Золото	ПМ	Ималык, р.	429
III-3-33	Золото, серебро	ПМ	Токко, р.	111, 403
III-3-34	Поделочный камень (серпентинит)	ПМ	Мал. Ималык, р.	429
III-3-35	Железо	МК/ОП	Ималыкское	90, 429, 455
III-3-36	Железо	МК/ОП	Горкитское	429, 455
III-3-37	Медь	П	Токко, р.	457
III-3-38	Медь	П	Токко, р.	457
III-3-39	Золото	ПМ	Горкит, руч.	457
III-3-40	Железо	ММ/ОП	Михайловское	429, 455
III-3-41	Золото	ПМ	Кебекте, р.	398
III-3-42	Золото	ПМ	Угу, р.	111, 403
III-3-43	Железо	МС/ОП	Нижнегоркитское	429
III-3-44	Железо	ММ/ОП	Кудуминское	429, 455
III-3-45	Платина	ПМ	Токко, р.	Авт. дан.
III-4-1	Железо	П	Джегор-Кыт, руч.	457
III-4-2	Мусковит	П	Джегор-Кыт, руч.	127
III-4-3	Мусковит	П	Тяня, р.	127
III-4-4	Золото	ПМ	Делингда, руч.	457
III-4-5	Золото	ПМ	Оннорох, руч.	457
III-4-6	Молибден	ПМ	Джангамакит, р.	127
III-4-7	Свинец	ПМ	Уэся-Олонгит, р.	127, 457
III-4-8	Золото	ПМ	Оннорох, руч.	457
III-4-9	Золото	ПМ	Вершинный	457
III-4-10	Мусковит	П	Буручи, р.	127
III-4-11	Золото	ПМ	Угрюмое	455
III-4-12	Мусковит	П	Правотемулякитское	455, 457
III-4-13	Медь	ПМ	Оннорох	457
III-4-14	Золото, цирконий	ПМ	Чаруода, р.	127
III-4-15	Мусковит	ПМ	Темулякит, р.	455

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-4-16	Мусковит	ММ/З	Налды I	127, 455
III-4-17	Золото	ПМ	Чаруода, р.	127
III-4-18	Мусковит	П	Налды II	127, 455
III-4-19	Железо	ПМ	Чаруода, р.	457
III-4-20	Медь	П	Чаруода, р.	455
III-4-21	Медь	П	Среднее	127, 455
III-4-22	Мусковит	П	Налстак-Баддыдекин, р.	127, 455
III-4-23	Мусковит	П	Амнунактинское I	127
III-4-24	Медь, цинк	ПМ	Налстах-Баддыдекин, р.	127
III-4-25	Мусковит	П	Амнунактинское II, III	127, 455
III-4-26	Медь	П	Телиэркэлээх	455, 457
III-4-27	Мусковит	П	Амнунакта, р.	127
III-4-28	Камень драгоценный (аметист)	П	Телиэркэлээх, руч.	457
III-4-29	Мусковит	П	Мурдуку, р.	127
III-4-30	Горный хрусталь	ПМ	Мурдуку, р.	127
III-4-1	Молибден, вольфрам	ОШ	Соктакут, р.	127
III-4-2	Молибден	ОШ	Тяня, р.	127
III-5-1	Вольфрам	ПРЛ	Денгсик, р.	128
III-5-2	Мусковит	ПМ	Эльгяян, руч.	128
III-5-3	Мусковит	ПМ	Мурсуку, руч.	128
III-5-4	Мусковит	ПМ	Ерюс-Миеле, р.	128
III-5-5	Горный хрусталь	ПМ	Мурсуку, руч.	128
III-5-6	Молибден	ПМ	Крестях, р.	128
III-5-7	Горный хрусталь	ПМ	Сыгыкта, р.	128
III-5-8	Мусковит	П	Сыгыкта, р.	128
III-5-9	Мусковит	П	Сыгыкта, р.	128
III-5-10	Железо, никель, кобальт	ПМ	Ниректа, р.	128
III-5-11	Мусковит	П	Ниректа, р.	128
III-5-12	Мусковит	П	Мурсуку, р.	128
III-5-1	Бор	ОЛ	Аян-Суоллах, р.	128
III-5-2	Титан	ОШ	Кудулах, р.	128
III-5-3	Цирконий	ОЛ	Крестяхский нижний	128
III-5-4	Медь	ОЛ	Хачинга, р.	128
III-5-5	Титан	ОШ	Ерюс-Миеле, р.	128
III-5-6	Титан	ОШ	Ыакай, р.	128
III-5-7	Титан	ОШ	Ытылах, р.	128
III-5-8	Цирконий	ОЛ	Крестях, р.	128
III-5-9	Титан	ОШ	Темулякит, р.	128
III-6-1	Железо	ПМ	Кудулахское	128
III-6-2	Титан	ПРЛ	Джолтуктата, р.	128
III-6-3	Золото	ПМ	Балаганнахское	129, 455
III-6-4	Горный хрусталь	ПМ	Хомус, руч.	129
III-6-5	Железо	П	Джелтуктакское	90, 455
III-6-6	Редкие земли, цирконий	ПМ	Крестях, р.	90, 129

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-6-7	Золото	ПМ	Амга, р.	129, 455
III-6-8	Золото	ПМ	Аппарах, р.	129
III-6-9	Золото	ПМ	Безымянное	129
III-6-10	Золото	ПМ	Амга, р.	129, 455
III-6-11	Титан	ПРЛ	Буор-Сала, р.	129
III-6-12	Золото, медь	ПМ	Амга, р.	129
III-6-13	Флогопит	ММ/З	Гунурьинское	129, 455
III-6-14	Горный хрусталь	ПМ	Гунурья, руч.	455
III-6-15	Золото	ПМ	Гунурьинское	129
III-6-16	Флогопит	МН/З	Чугинское	129, 455
III-6-17	Золото	ПМ	Правонелюкинское	129
III-6-18	Золото	ПМ	Нелюка, р.	129
III-6-19	Флогопит	ММ/З	Бугоричинское	129, 455
III-6-20	Графит	П	Чуга, р.	129, 455
III-6-21	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	129
III-7-1	Золото	ПМ	Иннели, р.	413
III-7-2	Золото	ПМ	Иннели, р.	413
III-7-3	Золото	ПМ	Сиибиктэ, р.	413
III-7-4	Кварц оптический	МС/З	Чамшулинское	90, 130
III-7-5	Золото	ПМ	Южный	413
III-7-6	Кварц оптический	МС/З	Николаевское	130
III-7-7	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-8	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-9	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-10	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-11	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-12	Кварц оптический	МС/О	Нижнечугинское.	130
III-7-13	Кварц оптический	МС/О	Малютка	130
III-7-14	Горный хрусталь	П	Аппарахское	130
III-7-15	Горный хрусталь	ПМ	Соголох, руч.	130
III-7-16	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-17	Кварц оптический	МС/О	Хрустальное	130
III-7-18	Горный хрусталь	ПМ	Чуга, р.	130
III-7-19	Горный хрусталь	П	Авидлово	130
III-7-20	Горный хрусталь	П	Вольное	130
III-7-21	Кварц оптический	МС/О	Северное	130
III-7-22	Кварц оптический	П	Хантагай	130
III-7-23	Кварц оптический	П	Стланниковое	130
III-7-24	Кварц оптический	МС	Отрада	90
III-7-25	Кварц оптический	МС/О	Холодное	130
III-7-26	Кварц оптический	МС/О	Пять Пальцев	130
III-7-27	Кварц оптический	МС/О	Горелое	130
III-7-28	Кварц оптический	МС/З	Морион	130
III-7-29	Горный хрусталь	ПМ	Колбочи, руч.	130
III-7-30	Кварц оптический	МС/З	Засуонтитское	130
III-7-31	Кварц оптический	МС/О	Пустынное	130
III-8-1	Флогопит	П	Могильный, руч.	453
III-8-2	Медь	ПМ	Тунгустах	455
III-8-3	Флогопит	П	Иннели, р.	453
III-8-4	Редкие земли	ПМ	Тунгустах, руч.	455
III-8-5	Флогопит	П	Иннели, р.	453

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-8-6	Платина	МР/Р	Иннели, р.	131
III-8-7	Платина	П	Инагли, мас.	131
III-8-8	Вермикулит	МК/З	Инагли, мас.	90
III-8-9	Камень драгоценный (хромдиопсид)	П	Инагли, мас.	131
III-8-10	Никель, кобальт	ПМ	Иннели, р.	131
III-8-11	Железо	ПМ	Соседний, руч.	131
III-8-12	Золото	ПРЛ	Джалханнах, р.	131
III-8-13	Кварц оптический	П	Береговое	455
III-8-14	Кварц оптический	П	Вымпел	455
III-8-15	Молибден	ПМ	Чомполо, р.	131
III-8-16	Кварц оптический	П	Афанасьевское	455
III-8-17	Кварц оптический	П	Верхнее	455
III-8-18	Кварц оптический	П	Перекатное	455
III-8-19	Кварц оптический	П	Южное	455
III-8-20	Железо	ПМ	Алдан, р.	131
III-8-21	Золото	ПМ	Алдан, р.	131, 455
III-8-22	Молибден	ПМ	Нимнырыкан, р.	131
III-8-23	Апатит	ПМ	Хангас-Нимнырыкан, р.	131
III-8-24	Золото	ПРЛ	Хангас-Нимнырыкан, р.	131
III-8-25	Редкие земли	ПМ	Унга-Нимнырыкан, р.	131, 455
III-8-26	Редкие земли	ПМ	Водяной, руч.	131
III-8-27	Золото	ПМ	Алдан, р.	131, 455
III-8-28	Горный хрусталь	ПМ	Лев. Нимнырыкан, р.	131
III-8-29	Золото	МР/ОП	Левый Нимгеркан, р.	455
III-8-30	Кварц оптический	МС/З	Колынское	131, 455
III-8-31	Флогопит	П	Унга-Нимнырыкан, р.	455
III-8-32	Апатит	П	Лев. Нимгеркан, р.	455
III-8-33	Флогопит	П	Травное	455
III-8-34	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-35	Кварц оптический	П	Лев. Нимгеркан, р.	455
III-8-36	Флогопит	П	Унга-Нимнырыкан, р.	455
III-8-37	Апатит	П	Лев. Нимгеркан, р.	455
III-8-38	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-39	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-40	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-41	Графит	П	Бысахское	455
III-8-42	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-43	Кварц оптический	П	Неожиданное	131
III-8-44	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-45	Кварц оптический	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-46	Флогопит	П	Бол. Нимныр, р.	455
III-8-47	Апатит	П	Осенний лист	455
III-8-48	Флогопит	П	Томмот, р.	455

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-8-49	Флогопит	П	Томмот, р.	455
III-8-50	Флогопит	П	Хардагас, р.	455
III-8-51	Ниобий	ПМ	Бол. Нимныр, р.	131
III-8-52	Флогопит	П	Дорожное	131
III-8-53	Апатит	П	Трубка	455
III-8-54	Флогопит	П	Хардагас	131, 423, 455
III-8-55	Апатит	П	Курунг	455
III-8-56	Титан	ПРЛ	Бол. Нимныр, р.	131
III-8-57	Флогопит	П	Мал. Нимныр, р.	455
III-8-58	Апатит	П	Тагнарар	455
III-8-59	Апатит	П	Муосталлах	455
III-8-60	Апатит	П	Капля	455
III-8-61	Апатит	П	Билир	455
III-8-1	Платина	ОШ	Унга-Нимныры-кан, р.	316
III-8-2	Платина	ОШ	Унга-Нимныры-кан, р.	316
III-8-3	Редкие земли	ОЛ	Хардагас	131
III-9-1	Спутники алмазов	СА	Селигдар, р.	453
III-9-2	Апатит	ПМ	Звезда, руч.	454
III-9-3	Золото	МР/З	Селигдар, р.	454
III-9-4	Золото	МР/З	Орто-Сала, р.	131, 454, 455
III-9-5	Спутники алмазов	СА	Селигдар, р.	453
III-9-6	Строительные материалы (известняк)	МК/З	Алданское	132
III-9-7	Флогопит	ММ/З	Тунгусское	454
III-9-8	Золото	МР	Бол. Куранах, р.	132, 455
III-9-9	Медь	ПМ	Крохалиный, руч.	132
III-9-10	Золото	МР	Крохалиный, руч.	132
III-9-11	Золото	МР	Рябиновый, руч.	132, 454
III-9-12	Золото	МК/Р	Рябиновый	454
III-9-13	Флогопит	П	Рябиновый, руч.	454
III-9-14	Флогопит	ПМ	Курунг-Сала, руч.	132
III-9-15	Флюорит	П	Курунг-Сала, руч.	132
III-9-16	Литий	ПМ	Рябиновый, руч.	132, 455
III-9-17	Молибден	ПМ	Курунг-Сала, р.	132
III-9-18	Золото	МР/ОП	Брат Золотого, руч.	132
III-9-19	Флюорит	ММ/ОП	Самодумовское	455
III-9-20	Золото	П	Крохалиный, руч.	132
III-9-21	Флогопит	МС/О	Зимнее	454
III-9-22	Спутники алмазов	СА	Селигдар, р.	453
III-9-23	Золото	МР/ОП	Орочен, руч.	454
III-9-24	Флогопит	ММ/З	Студенческое	454
III-9-25	Золото	ММ/ОП	Колтыконское	132, 455
III-9-26	Золото	П	Самодумовское	132, 455
III-9-27	Золото	МР/О	Золотой, руч.	132
III-9-28	Уран	ММ	Южный Курум-кан, р.	402, 404, 452
III-9-29	Молибден	ПМ	Полярный, руч.	132
III-9-30	Литий	ПМ	Полярный, руч.	132

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-9-31	Молибден	ПМ	Курочан, р.	132
III-9-32	Асбест	П	Тектоническое	455
III-9-33	Молибден	П	Турукское I	132, 455
III-9-34	Молибден	П	Турукское II	132
III-9-35	Золото	П	Рудная гора	132
III-9-36	Золото	МР/О	Мал. Куранах, р.	454
III-9-37	Золото	П	Орто-Сала, р.	454
III-9-38	Золото	МС/ОП	Орто-Сала, р.	454
III-9-39	Золото	МР/ОП	Селигдар, р.	454
III-9-40	Спутники алмазов	СА	Селигдар, р.	454
III-9-41	Апатит	П	Бай	454
III-9-42	Апатит	П	Соседний, руч.	454
III-9-43	Редкие земли	ПМ	Нуча, руч.	132, 455
III-9-44	Железо	П	Паленый, гол.	454
III-9-45	Золото	ММ/ОП	Зверева	132, 454
III-9-46	Золото	ММ/ОП	Бол. Куранах, р.	454
III-9-47	Золото	МР/ОП	Бол. Куранах, р.	454
III-9-48	Золото	ММ/ОП	Радостное	132, 454
III-9-49	Флюорит оптический	П	Жиган	132, 454
III-9-50	Флюорит (флюс)	ПМ	Шаман, гол.	132
III-9-51	Алмазы	ПМ	Джеконда, р.	132
III-9-52	Золото	П	Пионерское	132, 454
III-9-53	Флюорит (флюс)	ПМ	Собака, руч.	132, 454
III-9-54	Золото	П	Гробовой, руч.	132, 454
III-9-55	Золото	П	Амурский, руч.	132, 454
III-9-56	Золото	МР/ОП	Амурский, руч.	454
III-9-57	Золото	МР/ОП	Горняк	454
III-9-58	Молибден	П	Паленый, гол.	132, 454
III-9-59	Никель, кобальт	ПМ	Прав. Нимгеркан, р.	132
III-9-60	Апатит	ММ/ОП	Тигровое	454
III-9-61	Апатит	П	Лев. Нимгеркан, р.	454
III-9-62	Апатит	П	Лев. Нимгеркан, р.	454
III-9-63	Золото	МР/ОП	Лев. Нимгеркан, р.	132, 454
III-9-64	Золото	МР/ОП	Лев. Нимгеркан, р.	454
III-9-65	Молибден	П	Дегтяр II	455
III-9-66	Молибден	П	Дегтяр I	132, 446
III-9-67	Апатит	МК/ОП	Селигдар	454
III-9-68	Золото	МР/ОП	Таежный, руч.	454
III-9-69	Золото, серебро	П	Горный, руч.	132, 455
III-9-70	Молибден	ПМ	Собака, руч.	132, 454
III-9-71	Золото	П	Близнец, руч.	132, 455
III-9-72	Асбест	ММ/ОП	Мрачное	132, 454
III-9-73	Золото	П	Томмотское	132, 453
III-9-74	Золото	П	Томмот, р.	132, 454
III-9-75	Апатит	П	Камлун	454
III-9-76	Золото	П	Обман	454, 455
III-9-77	Золото	П	Турук, руч.	454
III-9-78	Золото	МР	Турук, руч.	454
III-9-79	Золото	П	Турук, руч.	454

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-3-30	Золото	ПМ	Токко, р.	457
IV-3-31	Золото	ПРЛ	Коняха, р.	455
IV-3-32	Золото	П	Гросс	455, 457
IV-3-33	Платина	ПМ	Урага, р.	Авт. дан.
IV-3-34	Золото	П	Перевальное	457
IV-3-35	Золото	П	Таборное	455, 457
IV-3-36	Свинец	ПМ	Урага, р.	114, 457
IV-3-37	Уран	ММ/ОП	Темное	457
IV-3-38	Золото	П	Темное	457, 455
IV-3-39	Золото	ПРЛ	Оччугуй, р.	455
IV-3-40	Золото	ПРЛ	Усу, р.	457
IV-3-41	Золото	ПРЛ	Хотой, р.	455
IV-3-42	Железо	П	Токко, р.	457
IV-3-43	Мусковит	ПМ	Усу, р.	114
IV-3-44	Железо	П	Токко, р.	457
IV-3-45	Свинец	ПМ	Ункучак, руч.	114, 457
IV-3-46	Золото	ПРЛ	Усу, р.	455
IV-3-47	Строительные материалы (песок)	МС/ОП	Эвонокитское	398
IV-3-48	Редкие земли	П	Охогош, р.	407
IV-3-49	Мусковит	ПМ	Охогош, р.	114
IV-3-50	Вольфрам	ПРЛ	Охогош, р.	114
IV-3-51	Мусковит	ПМ	Конда, р.	114
IV-3-52	Олово	ПМ	Тарын-Юрях, р.	114
IV-3-53	Мусковит	ПМ	Тарын-Юрях, р.	114
IV-3-1	Золото	ОМ	Кудуми, р.	429
IV-3-2	Золото	ОМ	Кудуми, р.	429
IV-3-3	Золото	ОМ	Далгалдыкан, руч.	114
IV-3-4	Серебро	ОГ	Урага, р.	114
IV-3-5	Золото	ОЛ	Токко, р.	398
IV-3-6	Золото	ОЛ	Соготох-Харыйя, р.	398
IV-3-7	Золото	ОЛ	Урага, р.	398
IV-3-8	Золото	ОЛ	Токко, р.	114
IV-4-1	Медь	П	Тактыкагды	457
IV-4-2	Хром, барий, марганец	П	Правдинское	455, 457
IV-4-3	Золото, медь	П	Олоннокон	457
IV-4-4	Железо	ПМ	Оломокит, р.	Авт. дан.
IV-4-5	Золото	ПРЛ	Усу, р.	455
IV-4-6	Золото	ПМ	Усу, р.	455
IV-4-7	Редкие земли	ПМ	Сугуру-Туостай, р.	133
IV-4-8	Золото	ПМ	Оломокит, р.	133
IV-4-9	Никель	ПМ	Согуру-Туостай, р.	90, 133
IV-4-10	Золото	ПМ	Олдонгдо, р.	133
IV-4-11	Платина	ПМ	Этыркян, р.	Авт. дан.
IV-4-12	Золото	ПМ	Тас-Миеле, р.	133, 455
IV-4-13	Уран	ММ/ОП	Сумеречное	133, 402
IV-4-14	Золото	ПМ	Олдонгдо, р.	133
IV-4-15	Платина	ПМ	Тас-Миеле, р.	Авт. дан.
IV-4-16	Золото, горный хрусталь	ПМ	Олдонгдо, р.	398

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-4-17	Платина	ПМ	Этыркян, р.	Авт. дан.
IV-4-18	Золото	ПМ	Олдонгсо, р.	133, 405
IV-4-19	Марганец	ПМ	Олдонгсо, р.	133
IV-4-20	Медь	ПМ	Диринг-Юрях, р.	133
IV-4-21	Железо	ПМ	Мюкете-Юрюэтэ, оз.	133
IV-4-22	Медь	ПМ	Диринг-Юрях, р.	133
IV-4-23	Золото	ПМ	Олдонгсо, р.	133
IV-4-24	Золото	ПМ	Олдонгсо, р.	133
IV-4-25	Редкие земли	ПМ	Хантан, р.	133
IV-4-26	Медь	ПМ	Диринг-Юрях, р.	133
IV-4-27	Железо	ПМ	Эвонокит, р.	398
IV-4-28	Золото	ПМ	Хохолло, р.	133, 455
IV-4-29	Золото	ПМ	Диринг-Юрях, р.	133
IV-4-30	Уран	ММ/ОП	Олдонгсо	402, 404
IV-4-1	Медь	ОМ	Олдонгсо, р.	457
IV-4-2	Золото	ОМ	Чаруода, р.	133, 457
IV-5-1	Мусковит	ПМ	Амнунакта, р.	134, 455
IV-5-2	Молибден	ПМ	Тас-Миеле, р.	134
IV-5-3	Бериллий, тантал, ниобий	П	Амнунактинское	455
IV-5-4	Литий, рубидий, тантал, мусковит	П	Оломокит, р.	455
IV-5-5	Бериллий, тантал, ниобий	П	Ерюсское	455
IV-5-6	Мусковит	ПМ	Сигитты, р.	134
IV-5-7	Мусковит	ПМ	Лемочи, р.	134, 455
IV-5-8	Медь	ПМ	Тас-Миеле, р.	436
IV-5-9	Золото, медь, серебро	ПМ	Лемочи, р.	436, 455
IV-5-10	Железо	ММ/ОП	Радужное	134, 436
IV-5-11	Железо	П	Яслахское	436
IV-5-12	Кианит, силлиманит	ПМ	Тас-Миеле, р.	455
IV-5-13	Горный хрусталь	ПМ	Нижний Чокчой, руч.	436
IV-5-14	Железо	ПМ	Тас-Миеле, р.	134, 455
IV-5-15	Мусковит	ПМ	Тарын, р.	134
IV-5-16	Молибден	П	Ченчинское	134, 455
IV-5-17	Железо	ПМ	Тас-Миеле, р.	90, 134
IV-5-18	Мусковит	ПМ	Тас-Миеле, р.	134
IV-5-19	Золото	ПМ	Олдонгсо, р.	134
IV-5-20	Вольфрам	ПМ	Диринг-Юрях, р.	455
IV-5-21	Молибден	ПМ	Олекма, р.	134, 436
IV-5-22	Апатит	ПМ	Олекма, р.	436
IV-5-23	Железо, титан, медь	П	Диринг-Юрях, р.	455
IV-5-24	Медь, золото, серебро	ПМ	Хохолло, р.	455
IV-5-25	Минеральные воды	ИМВ	Олекминские	202
IV-5-26	Мусковит	ПМ	Килейкениех, р.	134
IV-5-1	Никель	ОЛ	Тас-Миеле, р.	436
IV-5-2	Редкие земли	ОЛ	Яелах, руч.	436

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-5-3	Вольфрам	ОЛ	Яелах, руч.	436
IV-5-4	Никель, кобальт	ОЛ	Верхн. Чокчой, р.	436
IV-5-5	Никель	ОЛ	Олекма, р.	436
IV-5-6	Редкие земли	ОЛ	Иранник, р.	436
IV-6-1	Горный хрусталь	ПМ	Бугоричи, руч.	135
IV-6-2	Кварц оптический	МС/ОП	Килеричи, руч.	135
IV-6-3	Редкие земли, горный хрусталь	ПМ	Очек	436
IV-6-4	Корунд	ПМ	Чуга, р.	90, 135
IV-6-5	Золото	ПМ	Хобордох, руч.	437
IV-6-6	Кварц оптический	П	Хобордох	437
IV-6-7	Горный хрусталь	П	Делья-Ачин	437
IV-6-8	Ниобий	ПМ	Нелюка, р.	436
IV-6-9	Редкие земли	ПМ	Чуга, р.	437
IV-6-10	Железо	ММ/ОП	Нелюкинское	135, 436, 455
IV-6-11	Редкие земли	ПМ	Нелюка, р.	436
IV-6-12	Редкие земли	П	Куорта, руч.	135
IV-6-13	Тантал, ниобий	ПМ	Куорта	436
IV-6-14	Молибден	ПМ	Чуга, р.	437
IV-6-15	Олово	ПМ	Нелюки, р.	436
IV-6-16	Горный хрусталь	ПМ	Онхой, р.	135
IV-6-17	Редкие земли	ПМ	Чуга, р.	437
IV-6-18	Золото	ПМ	Субган, р.	436
IV-6-19	Редкие земли	ПМ	Чуга, р.	436
IV-6-20	Апатит	ПМ	Чуга, р.	437
IV-6-21	Горный хрусталь	П	Аятукта, р.	437, 455
IV-6-22	Силлиманит	ПМ	Аятукта, р.	437, 455
IV-6-23	Графит	П	Аятукта, р.	437
IV-6-24	Силлиманит	ПМ	Очек, р.	436, 455
IV-6-25	Силлиманит	ПМ	Очек, р.	436, 455
IV-6-26	Молибден	ПМ	Голубичный, руч.	436
IV-6-27	Редкие земли	ПМ	Чуга, р.	437
IV-6-28	Золото	ПМ	Джелтунда, р.	437
IV-6-29	Золото	ПМ	Джелтунда, р.	437
IV-6-30	Цирконий	ПМ	Ченча, р.	436
IV-6-31	Редкие земли, молибден, ниобий, камень поделочный (амазонит)	ПМ	Очекское	436, 455
IV-6-32	Кварц оптический	МС/З	Барсукачи	437
IV-6-33	Железо	ПМ	Джелтунда, р.	436
IV-6-34	Тантал, амазонит (поделочный камень)	ПМ	Очек, р.	436
IV-6-35	Редкие земли	ПМ	Ченча, р.	436
IV-6-36	Горный хрусталь	ПМ	Дуга, руч.	437
IV-6-37	Цинк	ПМ	Ченча, р.	436
IV-6-38	Горючие сланцы	П	Усмун, р.	135
IV-6-39	Редкие земли	ПМ	Усмун, р.	436
IV-6-40	Графит	П	Белрой	437
IV-6-1	Олово	ОП	Джелтунда, р.	135

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-6-2	Олово	ОЛ	Куорта, р.	135
IV-6-3	Бериллий, барий	ОВ	Чуга, р.	436
IV-6-4	Олово, цирконий	ОЛ	Чуга, р.	135
IV-6-5	Ниобий	ОЛ	Аятукта, р.	437
IV-6-6	Бериллий, барий	ОЛ	Нелюка, р.	136
IV-7-1	Горный хрусталь	ПМ	Амедичи, р.	455
IV-7-2	Кварц оптический	ММ/О	Тонракское	136, 455
IV-7-3	Горный хрусталь	ПМ	Каверданское	136, 455
IV-7-4	Горный хрусталь	ПМ	Гускэнгрэ, р.	136
IV-7-5	Горный хрусталь	ПМ	Делина-1	136, 455
IV-7-6	Горный хрусталь	ПМ	Находка	130
IV-7-7	Горный хрусталь	ПМ	Усть-Амедичинское	455
IV-7-8	Флогопит	П	Амедичинское	136, 455
IV-7-9	Горный хрусталь	ПМ	Килиерское	136
IV-7-10	Горный хрусталь	ПМ	Леволукинское-1	136
IV-7-11	Горный хрусталь	ПМ	Малокеричинское-2	136
IV-7-12	Горный хрусталь	ПМ	Высокое	136
IV-7-13	Кварц оптический	МК/З	Курумканское	421
IV-7-14	Железо	П	Базовское	136
IV-7-15	Кварц оптический	МС/З	Гора Светлая	136, 455
IV-7-16	Золото	ПРЛ	Унгра, р.	437
IV-7-17	Золото	ПМ	Айаннаах, руч.	421
IV-7-18	Молибден	ПМ	Элан-Амнуннячи, руч.	136, 437
IV-7-19	Горный хрусталь	ПМ	Амедичинское	136
IV-7-20	Железо	ПМ	Кымаз-Юрях, руч.	437
IV-7-21	Титан, цирконий	ПРЛ	Амедичи, р.	437
IV-7-22	Золото	ПМ	Амедичи, р.	136
IV-7-23	Цинк	ПМ	Усун-Юрях, руч.	136, 437
IV-7-24	Апатит	ПМ	Алдан, р.	421
IV-7-25	Горный хрусталь	ПМ	Чогдонское	136, 437
IV-7-26	Горный хрусталь	ПМ	Кварцитовое	136
IV-7-27	Золото, медь	ПМ	Алдан, р.	136, 421, 437
IV-7-28	Медь	П	Ярогу	136
IV-7-29	Горный хрусталь	П	Лабаз, руч.	437
IV-7-30	Молибден	ПМ	Алдан, р.	136, 421
IV-7-31	Графит	ПМ	Бесерик	421
IV-7-32	Золото	ПМ	Алдан, р.	421
IV-7-33	Силлиманит	П	Кэннэней, р.	136
IV-7-34	Молибден	ПМ	Джалтунда, р.	136, 437
IV-7-35	Золото	ПМ	Амедичи, р.	437, 421
IV-7-36	Золото, горный хрусталь	ПМ	Алдан, р.	136, 421
IV-7-37	Золото	ПМ	Гранитный, руч.	421
IV-7-38	Мусковит	ПМ	Кэннэнэй, р.	136, 421
IV-7-39	Молибден	ПМ	Джалтунда, р.	437, 430
IV-7-40	Редкие земли	ПМ	Джалтунда, р.	437
IV-7-41	Ванадий	ПМ	Алдан, р.	437
IV-7-42	Молибден	ПМ	Гранитный, руч.	421
IV-7-43	Графит	П	Ромашка	421

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-7-44	Горный хрусталь	ПМ	Онхойумдинское	136, 437
IV-7-45	Титан, ванадий, железо	ММ/ОП	Имэнээх	421
IV-7-46	Апатит	ПМ	Самак, руч.	421
IV-7-47	Апатит	ПМ	Имэнкээх, руч.	421
IV-7-48	Горный хрусталь	ПМ	Возвращения, руч.	136, 437, 455
IV-7-49	Молибден	ПМ	Джалтунда, р.	437
IV-7-50	Цинк	ПМ	Тарын, руч.	437
IV-7-51	Золото	ПМ	Амедичи, р.	437
IV-7-52	Железо	ПМ	Алдан, р.	Авт. дан.
IV-7-53	Горный хрусталь	ПМ	Именкээхское	136, 455
IV-7-54	Апатит	ПМ	Имэнкээх, руч.	437
IV-7-55	Графит	П	Булгунняхтахское	437
IV-7-56	Молибден, редкие земли, цинк	П	Булгунняхтахское	136, 437, 455
IV-7-57	Редкие земли	ПМ	Амедичи, р.	437
IV-7-58	Редкие земли	ПМ	Алдан, р.	421
IV-7-59	Графит	П	Малый Имэнкээх	421
IV-7-60	Флогопит	ПМ	Унгринское	136, 421
IV-7-61	Горный хрусталь	ПМ	Джалтунда, р.	437
IV-7-62	Железо	П	Ср. Булгунняхтах, р.	437
IV-7-63	Горный хрусталь	ПМ	Среднебулгуннях-тахское	136
IV-7-64	Цирконий	ПМ	Инэннэх, руч.	437
IV-7-65	Горный хрусталь	ПМ	Алдан, р.	421
IV-7-66	Золото	ПМ	Сагар, руч.	136, 421
IV-7-67	Графит	ПМ	Верхний Булгун-няхтах	437
IV-7-68	Золото	ПМ	Джалтунда, р.	136, 437
IV-7-69	Золото	ПМ	Верхн. Булгуннях-тах, руч.	437
IV-7-70	Золото	ПМ	Джалтунда, р.	437
IV-7-71	Апатит	ПМ	Бол. Инэннэх, руч.	437
IV-7-72	Молибден	ПМ	Буривчэ, р.	437
IV-7-73	Железо, кобальт	П	Алдакай, р.	136, 421
IV-7-1	Золото	ОЛ	Кэннэней, р.	136
IV-7-2	Золото	ОД	Унгра, р.	136, 421
IV-7-3	Молибден, ванадий	ОД	Унгра, р.	136, 421
IV-8-1	Горный хрусталь	ПМ	Кускангринское-3	455
IV-8-2	Горный хрусталь	ПМ	Кускангринское-9	455
IV-8-3	Горный хрусталь	ПМ	Улуннах, р.	137
IV-8-4	Кварц оптический	МС/Р	Таборное	137
IV-8-5	Горный хрусталь	ПМ	Улуннах, р.	137
IV-8-6	Железо	П	Усть-Саалахское	137
IV-8-7	Молибден	ПМ	Усть-Саалахское	137
IV-8-8	Флогопит	П	Саалахское	137
IV-8-9	Горный хрусталь	ПМ	Дерпуг, р.	137
IV-8-10	Горный хрусталь	ПМ	Улуннах, р.	455
IV-8-11	Золото	ПРЛ	Мал. Нимныр, р.	137, 420
IV-8-12	Редкие земли	ПРЛ	Спутник	137

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-8-13	Железо	П	Хвойное I	423
IV-8-14	Горный хрусталь	ПМ	Айанах, р.	455
IV-8-15	Горный хрусталь	ПМ	Мал. Нимныр, р.	137
IV-8-16	Железо	П	Амутканское	455
IV-8-17	Железо	ПМ	Левый Южный Нимныр, р.	137
IV-8-18	Горный хрусталь	ПМ	Мал. Нимныр, р.	455
IV-8-19	Редкие земли	ПРЛ	Амутканское	455
IV-8-20	Флогопит	П	Левый Южный Нимныр, р.	455
IV-8-21	Горный хрусталь	ПМ	Айанаах, руч.	137, 455
IV-8-22	Горный хрусталь	ПМ	Айанаахское	455
IV-8-23	Горный хрусталь	ПМ	Восточно-Айанаах-ское	455
IV-8-24	Горный хрусталь	ПМ	Мал. Нимныр, р.	455
IV-8-25	Флогопит	П	Правоамутканское	137, 455
IV-8-26	Флогопит	П	Южнонимнырское	455
IV-8-27	Флогопит	П	Айанаах	455
IV-8-28	Горный хрусталь	ПМ	Кэннэнэй-Аяннах, р.	137, 455
IV-8-29	Железо	ПМ	Кэннэнэй, руч.	137
IV-8-30	Золото	ПМ	Мал. Нимныр, р.	455
IV-8-31	Золото	ПМ	Амуткан, р.	455
IV-8-32	Флогопит	П	Усунское	455
IV-8-33	Золото	ПМ	Гускэнгрэ, р.	455
IV-8-34	Горный хрусталь	ПМ	Амуткан, р.	137
IV-8-35	Молибден	ПМ	Амуткан	420, 455
IV-8-36	Горный хрусталь	ПМ	Снежное	421
IV-8-37	Редкие земли	ПМ	Усун, р.	421
IV-8-38	Золото	П	Унга-Дес, р.	420, 455
IV-8-39	Апатит	ПМ	Кэннэнэй	420
IV-8-40	Золото	ПМ	Амуткан, р.	137, 455
IV-8-41	Золото	ПМ	Унга-Дес, р.	420, 455
IV-8-42	Молибден	ПМ	Амуткан, р.	137, 455
IV-8-43	Ниобий, тантал	ПМ	Турмалиновое	420
IV-8-44	Горный хрусталь, молибден	ПМ	Верхнеамутканское	90, 455
IV-8-45	Золото	МС/ОП	Кэннэней, р.	420
IV-8-46	Асбест	ПМ	Амутканское	420
IV-8-47	Золото	П	Левый Южный Нимныр, р.	420, 455
IV-8-48	Апатит	ПРЛ	Открытое	420
IV-8-49	Редкие земли	П	Хаир	420, 455
IV-8-50	Газ инертный гелиеносный	П	Десовское	420
IV-8-51	Железо	ПМ	Дес, р.	137
IV-8-52	Золото	МК/З	Унга-Дес, р.	420
IV-8-53	Железо, молибден	П	Десовское	137, 420
IV-8-54	Флогопит	ПМ	Гольцовое	420
IV-8-55	Ниобий	ПМ	Хаир, р.	420
IV-8-56	Горный хрусталь	ММ/З	Кудули, руч.	421
IV-8-57	Железо		Новый Дес	137, 420

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-8-58	Флогопит	П	Западный Дес	420
IV-8-59	Золото	ПМ	Хангас-Дес, р.	137
IV-8-60	Уран	ММ/ОП	Дес-Дорожное	402, 404, 452
IV-8-61	Железо, свинец	П	Дорожное	90, 137
IV-8-62	Ниобий	ПМ	Дорожное	420
IV-8-63	Флюорит	ПМ	Ср. Хатыми, р.	420
IV-8-64	Апатит	П	Островное	421
IV-8-65	Строительные материалы (мрамор)	МК/ОП	Желанное	420
IV-8-66	Строительные материалы (мрамор)	МК/ОП	Марийка	420
IV-8-67	Золото	ПМ	Хангас-Дес, р.	420
IV-8-68	Флогопит	П	Правая Хатыми	420
IV-8-69	Золото	МР/ОП	Унгра, р.	137, 421
IV-8-70	Железо	ММ/З	Лесное	420
IV-8-71	Флогопит	П	Левый Дес	420
IV-8-72	Железо	МС/З	Савгельское	137, 420
IV-8-73	Флогопит	П	Неричинское	455
IV-8-74	Железо	П	Верхнесавгельское	455
IV-8-75	Огнеупорное сырье (доломит)	МК/ОП	Пионерское	420
IV-8-76	Железо, редкие земли	МС	Пионерское	137, 420
IV-8-77	Апатит	П	Унгра, р.	421
IV-8-78	Железо	П	Неричи, р.	137
IV-8-79	Железо	П	Сап-Кюэль, р.	420
IV-8-80	Огнеупорное сырье (доломит)	МК/ОП	Комсомольское	420
IV-8-81	Железо	ММ/З	Комсомольское	137, 420
IV-8-82	Железо	МК/З	Южное	420
IV-8-83	Золото	ПМ	Нелигами, р.	137
IV-8-84	Строительные материалы (гранит)	ММ/ОП	Бол. Хатыми, р.	137
IV-8-1	Молибден	ОЛ	Аччыгый Нимныр, р.	137, 420
IV-8-2	Никель, молибден, серебро	ОГ	Амуткан, р.	137
IV-8-3	Серебро, молибден	ОГ	Амнунахта, р.	420
IV-9-1	Редкие земли, титан	ПРЛ	Хардагасское	138, 420
IV-9-2	Редкие земли, титан	ПРЛ	Николкин Ключ	455
IV-9-3	Строительные материалы (кварцит)	МК/ОП	Керакское	138, 423
IV-9-4	Графит	ММ/ОП	Керакское	455
IV-9-5	Редкие земли	ПРЛ	Манахта, р.	138, 455
IV-9-6	Редкие земли, титан	ПРЛ	Бол. Нимныр-1	138, 455
IV-9-7	Флогопит	МС/ОП	Керакское (зона 1)	138, 423
IV-9-8	Флогопит	П	Ороченка, р.	128, 423
IV-9-9	Флогопит	ММ/ОП	Керакское (зона 2)	138, 455
IV-9-10	Флогопит	П	Хардагас, р.	138, 455

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-9-11	Редкие земли, титан	ПРЛ	Ороченка, р.	420, 455
IV-9-12	Редкие земли	ПРЛ	Васильевка, р.	138, 423
IV-9-13	Молибден	ПМ	Николкин Ключ, р.	420
IV-9-14	Флогопит	ММ/ОП	Николкинское	138, 423
IV-9-15	Графит	П	Верхнекеракское	455
IV-9-16	Редкие земли	П	Бол. Нимныр, р.	138
IV-9-17	Золото	ПРЛ	Селигдар, р.	138
IV-9-18	Флогопит	П	Верхнекеракское	455
IV-9-19	Ванадий, титан	ПМ	Керак, р.	138
IV-9-20	Молибден	ПМ	Хангас-Нимгеркан, р.	138
IV-9-21	Золото	ПМ	Большой Горкит	455
IV-9-22	Золото	ПРЛ	Большой Горкит, р.	455
IV-9-23	Графит	ММ/ОП	Левонимгерканское	420
IV-9-24	Флогопит	ММ/ОП	Горкитское	138, 420, 455
IV-9-25	Редкие земли, титан	МР/ОП	Лев. Нимгеркан, р.	138, 420
IV-9-26	Флогопит	П	Малый Горкит	420, 455
IV-9-27	Титан	ПРЛ	Аччыгый Нимныр, р.	138, 420
IV-9-28	Флогопит	ММ/ОП	Медведевское	138, 420
IV-9-29	Боросиликаты	МК/З	Таежное	420
IV-9-30	Железо	ММ/ОП	Болотное, Никакское	420
IV-9-31	Редкие земли	ПРЛ	Леглиерское	420
IV-9-32	Золото, платина	МР/Р	Унга-Нимгеркан, р.	420
IV-9-33	Графит	ММ/ОП	Надеждинское-1	420, 455
IV-9-34	Флогопит	МС/ОП	Швецовское	420
IV-9-35	Золото	ПМ	Медведевский, руч.	420
IV-9-36	Флогопит	ММ/З	Таежное	138, 420
IV-9-37	Асбест	П	Досмунное	455138, 420
IV-9-38	Железо	МК/З	Таежное	138, 420
IV-9-39	Железо	П	Магнетитовое	138, 420
IV-9-40	Железо, барий, редкие земли	МС/З	Гематитовое	138, 420
IV-9-41	Уран	ММ/ОП	Эвотинское	402, 404
IV-9-42	Уран	ММ/ОП	Тиит	402, 404
IV-9-43	Золото	П	Аччыгый-Леглиер, р.	138, 420
IV-9-44	Золото	П	Кур	138, 420
IV-9-45	Железо	П	Рохма	138, 420
IV-9-46	Флогопит	П	Копна	138, 420
IV-9-47	Золото	П	Лыппахай, руч.	420
IV-9-48	Графит	ММ/ОП	Надеждинское II	420
IV-9-49	Золото	ПМ	Тихий, руч.	138, 420
IV-9-50	Флогопит	П	Холоднинское	90, 138, 420
IV-9-51	Золото	МР/ОП	Эвота, р.	138, 420
IV-9-52	Железо	ММ/З	Леглиерское	138, 420
IV-9-53	Железо	МС/З	Утомительное	138, 420
IV-9-54	Золото	П	Лев. Хитачи, руч.	138, 420

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-9-55	Железо	ММ/З	Тинское	138, 420
IV-9-56	Флогопит	П	Свальное	138, 420
IV-9-57	Флогопит	П	Лышнахай, р.	138
IV-9-58	Мрамор (флюс)	МК/ОП	Улахан-Леглиер, р.	138, 420
IV-9-59	Флогопит	П	Улахан-Леглиер, р.	138
IV-9-60	Флогопит	ММ/ОП	Дальнее	138, 420
IV-9-61	Железо	П	Топограф., руч.	420
IV-9-62	Флогопит	ММ/З	Ернистый, руч.	138
IV-9-63	Флогопит	МК/З	Леглиерское	138, 420
IV-9-64	Золото	П	Эвота, р.	420
IV-9-65	Железо	ММ/З	Тит-Эргинское	138, 420
IV-9-66	Железо	П	Титское	420
IV-9-67	Золото	МР/ОП	Тиит, р.	138, 420
IV-9-68	Флогопит	П	Гоновское	138, 420
IV-9-69	Флогопит	П	Улахан-Леглиер, р.	138
IV-9-70	Железо	П	Леглиер, р.	420
IV-9-71	Железо	ММ/З	Правоканкунское	138, 420
IV-9-72	Золото	П	Хвойный, руч.	138
IV-9-73	Золото	П	Крутой, руч.	420
IV-9-74	Флогопит	П	Древнее	138, 420
IV-9-75	Железо, кобальт, медь, сера	ММ/О	Сивагли	90, 138, 420
IV-9-76	Огнеупорное сырье (глина)	МС/ОП	Кирпичнозаводское	138, 420
IV-9-77	Строительные материалы (доломит)	МК/ОП	Муркегу	420
IV-9-78	Железо	П	Тиит, р.	420
IV-9-79	Флогопит	П	Березовое	138, 420
IV-9-80	Флогопит	П	Любкакайское	138
IV-9-81	Олово	ПМ	Тур, руч.	138
IV-9-82	Флогопит	П	Тиитское	138, 420
IV-9-83	Золото	ПМ	Тур, руч.	138, 420
IV-9-84	Флогопит	МС/З	Турское	138
IV-9-85	Железо	П	Турское	138, 420
IV-9-86	Железо	ПМ	Муркегу, р.	138, 420
IV-9-87	Огнеупорное сырье (глины)	ММ/ОП	Эргинское	138, 420
IV-9-88	Железо	П	Тиит, р.	420
IV-9-89	Железо	ПМ	Тиит, р.	420
IV-9-90	Золото	П	Эрге	138, 420
IV-9-91	Редкие земли	ПРЛ	Леглиер, р.	138, 420
IV-9-1	Никель	ОЛ	Улахан-Леглиер, р.	138
IV-9-2	Платина	ОШ	Эвота, р.	316
V-1-1	Графит	П	Сыгыкта, р.	369
V-1-2	Мусковит	ПМ	Прав. Сыгыкта, руч.	369
V-1-3	Мусковит	ПМ	Прав. Сыгыкта, руч.	369
V-1-4	Графит	П	Арбагас, р.	416
V-1-5	Графит	П	Бургай, р.	416
V-1-6	Графит	П	Арбагас, р.	416, 418
V-1-7	Медь	ПМ	Апсат, р.	416

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-1-8	Асбест	П	Апсат, р.	416
V-1-9	Мусковит	ПМ	Сыгыкта, р.	369
V-1-10	Цинк	ПМ	Апсатское	416
V-1-11	Асбест	ПМ	Дугуй, р.	418
V-1-12	Минеральные воды	ИМВ	Дугуйский	418
V-1-13	Редкие земли	ПМ	Апсат, р.	369
V-1-14	Свинец	ПМ	Бурячи, р.	416
V-1-15	Свинец	ПМ	Бесскомэ, р.	416
V-1-16	Свинец	ПМ	Апсат, р.	418
V-1-17	Свинец	ПМ	Апсат, р.	418
V-1-18	Свинец	ПМ	Апсат, р.	418
V-1-19	Свинец	ПМ	Ср. Сакукан, р.	416
V-1-20	Свинец	ПМ	Ср. Сакукан, р.	416
V-1-21	Медь	ПМ	Ср. Сакукан, р.	369
V-1-22	Свинец, цинк	ПМ	Ср. Сакукан, р.	416
V-1-23	Уран, свинец	ММ/ОП	Мраморное	402, 416, 452
V-1-24	Свинец, цинк	ПМ	Ср. Сакукан, р.	418
V-1-25	Свинец, цинк	ПМ	Ср. Сакукан, р.	416
V-1-26	Свинец	ПМ	Ср. Сакукан, р.	416, 418
V-1-27	Медь	П	Халлас, р.	439
V-1-28	Мусковит	ПМ	Халлас, р.	369
V-1-29	Барит	ПМ	Прав. Хадатконда, р.	439
V-1-30	Золото	ПМ	Верх. Сакукан, р.	439
V-1-31	Свинец	ПМ	Верх. Сакукан, р.	416
V-1-32	Цинк	ПМ	Кукугунда, руч.	435
V-1-33	Графит	П	Сюльбан, р.	435
V-1-34	Медь	ПМ	Кукугунда, руч.	439
V-1-35	Золото	ПМ	Верхнесюльбанское	439
V-1-36	Медь	П	Олений, руч.	439
V-1-37	Титан, ванадий	П	Правая Хадаткан-да, руч.	439
V-1-38	Железо	ПМ	Верх. Сакукан, р.	90
V-1-39	Цинк	ПМ	Верх. Сакукан, р.	417
V-1-40	Свинец, цинк	ПМ	Верх. Сакукан, р.	418
V-1-41	Молибден	П	Прав. Хадатканда, р.	439
V-1-42	Минеральные краски (вивианит)	П	Кукугунда, руч.	439
V-1-43	Строительные материалы (известняк)	МК/ОП	Усть-Хадаткандинское	439
V-1-44	Уран, барий	ММ/ОП	Хадатканда	439
V-1-45	Титан, ванадий, железо	П	Светлана	439
V-1-46	Золото	ПМ	Хадатканда, р.	369
V-1-47	Золото	ММ/ОП	Верхнесакуканское	435
V-1-48	Золото	ПМ	Верх. Сакукан, р.	416
V-1-49	Вольфрам	ПМ	Сюльбан, р.	439
V-1-50	Керамическое сырье (пегматит)	П	Инырты, р.	439

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-1-51	Керамическое сырье (пегматит)	П	Инырты, р.	439
V-1-52	Золото	ПМ	Верх. Сакукан, р.	439
V-1-53	Апатит	ПМ	Инырты, р.	439
V-1-1	Редкие земли	ОП	Сыгыкта, р.	435
V-1-2	Молибден	ОЛ	Апсат, р.	418
V-1-3	Золото	ОП	Сюльбан, р.	439
V-2-1	Молибден	ПМ	Бол. Тора, р.	416
V-2-2	Графит	П	Сакуканыр, р.	115
V-2-3	Золото	ПМ	Тас-Юрях, р.	116
V-2-4	Асбест	П	Девак, р.	115, 416
V-2-5	Никель, редкие земли	ПМ	Ущелистый, руч.	115, 416
V-2-6	Редкие земли	П	Бол. Тора, р.	115, 416
V-2-7	Асбест	ПМ	Дывэктэ, р.	416
V-2-8	Железо	П	Сакуканыр, р.	115
V-2-9	Железо	П	Дженкир, р.	417
V-2-10	Редкие земли	ПМ	Девак, р.	115, 416
V-2-11	Редкие земли, никель, кобальт	ПМ	Дывэктэ, р.	115, 416
V-2-12	Редкие земли	ПМ	Сулуматский, руч.	424
V-2-13	Золото, серебро	ПМ	Игобман, р.	115
V-2-14	Золото	ПМ	Игобман, р.	416
V-2-15	Молибден	ПМ	Сакуканыр, р.	416
V-2-16	Молибден	ПМ	Сакуканыр, р.	416
V-2-17	Золото, редкие земли, фосфор	ПМ	Дженкир, р.	416
V-2-18	Асбест	П	Девак, р.	115
V-2-19	Никель, кобальт	ПМ	Девак, р.	114
V-2-20	Золото	П	Чара, р.	115
V-2-21	Железо	П	Абакалир, оз.	115
V-2-22	Никель, кобальт	ПМ	Сакуканыр, р.	416
V-2-23	Редкие земли	П	Девак, р.	115, 416
V-2-24	Золото	П	Чара, р.	115, 424
V-2-25	Минеральные воды	ИМВ	Верхнечарский	77, 78
V-2-26	Серебро, золото, свинец	ПМ	Бол. Тора, р.	115
V-2-27	Золото	П	Солнечное	418
V-2-28	Молибден	ПМ	Сакуканыр, р.	115, 416
V-2-29	Золото	ПМ	Нижн. Сакукан, р.	416
V-2-30	Железо	ММ/ОП	Чарское	115, 416
V-2-31	Золото	ПМ	Быйики, р.	418
V-2-32	Платина	ПМ	Быйики, р.	418
V-2-33	Золото	ПМ	Быйики, р.	115
V-2-34	Железо	П	Орто-Юрях, р.	418
V-2-35	Молибден	ПМ	Тас-Юрях, р.	416
V-2-36	Золото	ПМ	Дывэктэ, р.	416
V-2-37	Никель, кобальт	ПМ	Дывэктэ, р.	416
V-2-38	Железо	П	Нижн. Сакукан, р.	416
V-2-39	Редкие земли	ПМ	Чара, р.	416
V-2-40	Тантал, ниобий	ПМ	Нижн. Сакукан, р.	

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-2-41	Платина	ПМ	Мускуннах, р.	418
V-2-42	Золото	П	Мускуннах, р.	416
V-2-43	Золото	ПМ	Орто-Юрях, р.	418
V-2-44	Свинец	ПМ	Орто-Юрях, р.	416
V-2-45	Асбест	ПМ	Апсат, р.	115, 416
V-2-46	Молибден, свинец	ПМ	Тас-Юрях, р.	416
V-2-47	Золото	ПМ	Апсат, р.	115
V-2-48	Уголь	МК	Апсатское	244, 246, 363
V-2-49	Минеральные воды	ИМВ	Апсат, р.	62, 74
V-2-50	Свинец	ПМ	Апсат, р.	418
V-2-51	Строительные материалы (песок)	МС/ОП	Чаповское	416
V-2-52	Строительные материалы (глина)	МС/ОП	Икабьеканское	115
V-2-53	Минеральные воды	ИМВ	Апсат, р.	62
V-2-54	Строительные материалы (песчано-гравийная смесь)	МК/ОП	Кеменское	115, 416
V-2-55	Строительные материалы (песок)	МС/ОП	Чарское	115
V-2-56	Медь	П	Ункур, р.	406
V-2-57	Медь	П	Бол. Икабья, р.	115, 406
V-2-58	Флюорит	ПМ	Бол. Икабья, р.	115, 406
V-2-59	Медь	П	Бол. Икабья, р.	115, 406
V-2-60	Ниобий, вольфрам	ПМ	Бол. Икабья, р.	406
V-2-61	Олово, вольфрам	ПМ	Бурунгна, р.	406
V-2-62	Медь	П	Ункурское	115, 406
V-2-63	Золото, медь	П	Бурунгна, р.	115
V-2-64	Флюорит оптический, редкие земли	ПМ	Амудиса, р.	115
V-2-65	Флюорит оптический	ПМ	Нирунгнакан, р.	406
V-2-66	Медь, молибден, золото	П	Клюквенное	115, 406
V-2-1	Олово, литий	ОЛ	Сулумат, р.	424
V-2-2	Тантал, ниобий	ОП	Сулуматский, руч.	424
V-2-3	Золото	ОЛ	Сакуканыр, р.	416
V-2-4	Золото	ОП	Анарга, р.	416
V-2-5	Бериллий, литий	ОЛ	Бол. Икабья, р.	406
V-2-6	Висмут	ОЛ	Наминга, р.	406
V-2-7	Бериллий, литий	ОЛ	Бурунгна, р.	406
V-2-8	Вольфрам, молибден, золото	ОЛ	Прав. Амудиса, руч.	406
V-2-9	Молибден	ОП	Кемен, р.	406
V-3-1	Редкие земли	ПМ	Пуричикан, р.	116
V-3-2	Железо	ПМ	Эвонокит, р.	419
V-3-3	Редкие земли	П	Аргукан	419, 455
V-3-4	Медь	ПМ	Токко, р.	116, 419
V-3-5	Алюминий	П	Лев. Пуричикан, р.	407
V-3-6	Тальк	П	Тарын-Юрях, р.	116, 455

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-3-7	Камень поделочный (серпентинит)	ПМ	Токко, р.	419
V-3-8	Железо	ПМ	Эвонокит, р.	419
V-3-9	Медь	П	Токко, р.	116, 455
V-3-10	Золото	ПМ	Токко, р.	116
V-3-11	Редкие земли	ПМ	Итчилях	419
V-3-12	Никель, кобальт	П	Токко, р.	419
V-3-13	Тальк	П	Красная горка	116, 455
V-3-14	Тальк	П	Олондо, р.	116
V-3-15	Редкие земли, ниобий	П	Верхняя Камканда	419, 455
V-3-16	Золото	ПМ	Медвежий, руч.	419
V-3-17	Вольфрам	П	Базовое	455
V-3-18	Платина	ПМ	Водораздельное	455
V-3-19	Цезий, литий, бериллий, тантал, ниобий	П	Олондинское	419, 455
V-3-20	Алюминий, стронций	П	Курунг-Юрях, р.	116, 407
V-3-21	Редкие земли, цирконий	ПМ	Курунг-Юрях, р.	407
V-3-22	Платина	ПМ	Олондо, р.	455
V-3-23	Платина	ПМ	Склоновое	455
V-3-24	Бериллий	ПМ	Камканда	419
V-3-25	Редкие земли	ПМ	Кабакан, р.	419
V-3-26	Золото	П	Кокорин	116
V-3-27	Золото	П	Курунг-Юрях, р.	116
V-3-28	Тантал, ниобий, редкие земли	П	Хани, р.	419, 455
V-3-29	Железо	ПМ	Эвонокит, р.	419
V-3-30	Строительные материалы (гранит)	МК/ОП	Ханинское	419
V-3-31	Редкие земли	ПМ	Хани, р.	419
V-3-32	Ниобий, редкие земли	ПМ	Мал. Кабакабан, р.	419
V-3-33	Бериллий, мусковит	П	Хани, р.	419
V-3-34	Золото	ПМ	Хани, р.	116
V-3-35	Золото	ПМ	Мурурин, р.	116
V-3-36	Золото	ПМ	Сакукан, р.	116
V-3-37	Камень поделочный (амазонит)	П	Хани, р.	419
V-3-38	Ванадий, железо	ПМ	Икабьекан, р.	407
V-3-39	Редкие земли, цирконий	ПМ	Икабьекан, р.	407
V-3-40	Тантал, ниобий	ПМ	Икабьекан, р.	116, 407
V-3-41	Бериллий, тантал, ниобий	П	Хани, р.	419
V-3-42	Золото	ПМ	Перевальный, руч.	116, 419
V-3-43	Редкие земли	ПМ	Хани, р.	419
V-3-44	Редкие земли, бериллий, камень драгоценный (кордиерит)	П	Активное	116, 419

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-3-45	Медь	П	Саку, р.	116
V-3-46	Мусковит	П	Саку, р.	116
V-3-47	Золото	ПМ	Ловушка, руч.	116, 419
V-3-48	Молибден	ПМ	Сакукан, р.	116
V-3-49	Мусковит	ПМ	Сакукан, р.	116
V-3-50	Цинк	ПМ	Икабьекан, р.	116
V-3-51	Молибден	ПМ	Сакукан, р.	116
V-3-52	Медь	П	Саку, р.	116
V-3-53	Железо	ПМ	Хани, р.	419
V-3-54	Медь	П	Бол. Икабья, р.	116
V-3-55	Цинк	ПМ	Сакуканское	407
V-3-56	Молибден	ПМ	Бол. Икабьекан, р.	115
V-3-57	Медь	П	Хани, р.	116
V-3-58	Цирконий, бериллий	ПМ	Саку, р.	419
V-3-59	Бериллий	ПМ	Саку, р.	419
V-3-60	Редкие земли	ПМ	Саку, р.	116
V-3-61	Медь	П	Сакукан, р.	116, 406
V-3-62	Медь	ММ/ОП	Красное	116, 406
V-3-63	Медь	П	Скалистый, руч.	116, 406
V-3-64	Медь	П	Читканда, р.	116, 406
V-3-65	Флюорит	ПМ	Саку, р.	406
V-3-66	Апатит	ММ/ОП	Саку, р.	406
V-3-67	Сынныpит	МС/ОП	Саку, р.	406
V-3-68	Уран	ММ/ОП	Читкандинское	401
V-3-69	Молибден	ПМ	Веселый, руч.	406
V-3-70	Мусковит	ПМ	Саку, р.	116
V-3-71	Медь	П	Корки, руч.	116, 406
V-3-72	Медь	П	Камустах, руч.	116, 406
V-3-73	Медь	ПМ	Читканда, р.	116, 406
V-3-74	Тантал, ниобий	ПМ	Читканда, р.	406
V-3-75	Медь	П	Бол. Икабья, р.	116, 406
V-3-76	Молибден	ПМ	Читканда, р.	406
V-3-77	Мусковит	П	Юс-Кюэль, р.	116
V-3-78	Медь	П	Калар, р.	116
V-3-79	Медь	П	Калар, р.	116, 406
V-3-80	Медь	П	Горки, руч.	116, 406
V-3-81	Цинк, свинец	ПМ	Маршрутный, руч.	405
V-3-82	Медь	ПМ	Читканда, р.	406
V-3-83	Золото	ПМ	Читканда, р.	406
V-3-84	Медь	П	Ср. Талакан, р.	116
V-3-85	Золото, кобальт	П	Каменный	405
V-3-86	Золото	ПМ	Джалтукта, р.	116
V-3-87	Золото	ПРЛ	Бол. Икабья, р.	405
V-4-1	Редкие земли	ПМ	Аргукан, р.	419
V-4-2	Бериллий	ПМ	Санга-Кюель-Юрияттe, р.	139
V-4-3	Бериллий	ПМ	Чаруода, р.	444
V-4-4	Золото	ПМ	Ылычак-Кемое, оз.	419
V-4-5	Молибден	ПМ	Атбастах, р.	455
V-4-6	Железо	ПМ	Эвонокит, р.	419

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-4-7	Медь	ПМ	Атбастах, р.	419
V-4-8	Медь	ПМ	Атбастах, р.	444
V-4-9	Молибден	ПМ	Чаруода, р.	444
V-4-10	Золото	ПМ	Лево-Наледное	430, 444
V-4-11	Золото	ПМ	Тэтингнэх, руч.	444
V-4-12	Медь	ПМ	Атбастах, р.	419
V-4-13	Золото	ПМ	Атбастах, р.	444
V-4-14	Медь	П	Сивакан	444
V-4-15	Никель	ПМ	Тумуллур, р.	444
V-4-16	Медь, молибден	ПМ	Перевальное	419
V-4-17	Молибден	ПМ	Атбастах, р.	444
V-4-18	Никель, медь	ПМ	Тумуллур, р.	444
V-4-19	Мусковит	П	Верхнеэвонокитское	430
V-4-20	Молибден	ПМ	Атбастах, р.	444
V-4-21	Золото	ПМ	Атбастах, р.	444
V-4-22	Ниобий	ПМ	Эвонокит, р.	139
V-4-23	Кобальт, никель, хром	ПМ	Мекю-Сала, р.	444
V-4-24	Золото	ПМ	Араган, руч.	444
V-4-25	Редкие земли	ПМ	Олекма, р.	444
V-4-26	Мусковит, поделочный камень (письменный гранит)	П	Эвонокитское	419
V-4-27	Золото	П	Чулангдинское	419, 455
V-4-28	Редкие земли	ПМ	Мекю-Сала, руч.	444
V-4-29	Медь, свинец, цинк	П	Зональный, руч.	419
V-4-30	Золото	ПМ	Эвонокит, р.	223
V-4-31	Тальк	П	Билечинское	139, 455
V-4-32	Редкие земли	ПМ	Хани, р.	444
V-4-33	Литий	ПМ	Олекма, р.	444
V-4-34	Медь	ПМ	Хани, р.	444
V-4-35	Золото, медь	ПМ	Эмерях, руч.	444
V-4-36	Золото	ПМ	Эмерях, руч.	444
V-4-37	Медь, литий	П	Ыстанах, руч.	444
V-4-38	Литий	ПМ	Хани, р.	444
V-4-39	Редкие земли	ПМ	Хани, р.	444
V-4-40	Молибден	ПМ	Нижнеханинское	444, 455
V-4-41	Золото	ПМ	Хани, р.	444
V-4-42	Золото	ПМ	Нижнеханинское	430
V-4-43	Железо	П	Эвонокит, р.	419
V-4-44	Редкие земли	ПМ	Хани, р.	444
V-4-45	Молибден	ПМ	Хани, р.	444
V-4-46	Железо	ПМ	Атбастах, р.	444
V-4-47	Золото	ПМ	Хани, р.	223
V-4-48	Апатит	ММ/ОП	Кабаханыр	419
V-4-49	Мусковит	П	Верхнее Керсюсе	139
V-4-50	Медь, золото	ПМ	Хани, р.	444
V-4-51	Литий	ПМ	Хани, р.	444
V-4-52	Железо	П	Хани, р.	419

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-4-53	Поделочный камень (фукситовый кварцит)	ПМ	Хани, р.	419
V-4-54	Апатит	ММ/ОП	Укдуска	277, 419
V-4-55	Золото	ПМ	Соготок-Харыйя, р.	139
V-4-56	Поделочный камень (кварц розовый)	П	Соготок-Харыйя, р.	419
V-4-57	Апатит	П	Юс-Кюэль	419
V-4-58	Железо, алюминий, ванадий	ММ/ОП	Тарагайское	419
V-4-59	Бериллий	ПМ	Соготок-Харыйя, р.	419
V-4-60	Золото	ПМ	Верхнебырылахское	430, 455
V-4-61	Апатит	ПМ	Юс-Кюэль, р.	422
V-4-62	Мусковит	П	Верхнеханинское	430
V-4-63	Железо	П	Хорбуйгут	422
V-4-64	Апатит	П	Юс-Кюэль, р.	422
V-4-65	Поделочный камень (кварц розовый)	П	Кабаханыр, р.	422
V-4-66	Стронций, рубидий	ПМ	Пеляга, р.	422
V-4-67	Апатит	ПМ	Куранах, р.	422
V-4-68	Никель, кобальт	ПМ	Имангракан, р.	422
V-4-69	Титан, железо, ванадий	ПМ	Куранах, р.	422
V-4-70	Кобальт, медь	ПМ	Юс-Кюэль, р.	422
V-4-71	Никель	ПМ	Бырылах, р.	422
V-4-72	Апатит	ПМ	Имангракан, р.	422
V-4-73	Редкие земли	ПМ	Имангракан, р.	422
V-4-74	Титан, ванадий	ПМ	Юс-Кюэль, р.	422
V-4-75	Редкие земли	ПМ	Кабаханыр, р.	422
V-4-76	Молибден	ПМ	Пеляга, р.	422
V-4-77	Титан, ванадий	П	Водораздельный	422
V-4-78	Апатит	ПМ	Нандинаникит, руч.	422
V-4-79	Редкие земли	ПМ	Джелу, р.	422
V-4-80	Титан, ванадий, железо	П	Сайболах, р.	422
V-4-81	Титан, апатит	ПМ	Балталах, р.	422
V-4-82	Титан, железо, вольфрам	П	Балталах, р.	422
V-4-83	Скандий	ПМ	Бол. Сейм, руч.	422
V-4-84	Титан, ванадий, железо	ММ/ОП	Куранах	422
V-4-85	Редкие земли	ПМ	Арбагастыр, руч.	422
V-4-86	Редкие земли	ПМ	Ылан-Билир, руч.	422
V-4-87	Титан, железо	П	Людмилинский	422
V-4-88	Теллур	ПМ	Саикта, р.	422
V-4-89	Апатит	П	Кюрэчи	422
V-4-90	Титан, ванадий, апатит	МС/ОП	Бол. Сейм	422
V-4-1	Цирконий	ОЛ	Юс-Кюель, р.	422
V-5-1	Олово, тантал, ниобий, рубидий	П	Олекма, р.	430

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-2-2	Флюорит	ПМ	Кемен, р.	435
VI-2-3	Флюорит	ПМ	Пустынный, руч.	435
VI-2-4	Редкие земли, литий, флюорит	ПМ	Эмергачи, руч.	435
VI-2-5	Медь	МК/З	Удоканское	118, 435
VI-2-6	Медь	П	Кемен, р.	118, 435
VI-2-7	Медь	П	Кильчерис, руч.	118
VI-2-8	Флюорит	ПМ	Нижн. Ингамакит, р.	435
VI-2-9	Подземные воды	ИПВ	Нижн. Ингамакит, р.	118
VI-2-10	Золото	ПМ	Наминга, р.	118, 435
VI-2-11	Медь	П	Ветвистый, руч.	118, 435
VI-2-12	Флюорит	ПМ	Наминга, р.	118, 435
VI-2-13	Медь	ММ/ОП	Сакинское I	118, 435
VI-2-14	Строительные материалы (известняк)	МС/ОП	Чинейское	118, 435
VI-2-15	Железо	П	Нижн. Ингамакит, р.	118, 435
VI-2-16	Строительные материалы (известняк)	МС/ОП	Нижнеингамакитское	118
VI-2-17	Медь	ММ/ОП	Сакинское II	118
VI-2-18	Строительные материалы (эффузивные породы)	МС/ОП	Ингамакитское	118
VI-2-19	Медь	П	Нижн. Ингамакит, р.	118
VI-2-20	Строительные материалы (эффузивные породы)	МС/ОП	Талая, р.	435
VI-2-21	Медь	ПМ	Чина, р.	435
VI-2-22	Цинк, свинец	П	Нижн. Ингамакит, р.	118, 435
VI-2-23	Медь	ММ/ОП	Чинейское	118, 435
VI-2-24	Титан, железо	МК/ОП	Чинейское	435
VI-2-25	Медь	ММ/ОП	Чина, р.	118, 435
VI-2-26	Медь	П	Лабазное	435
VI-2-27	Флюорит	ПМ	Лабазный, руч.	435
VI-2-28	Медь	ММ/ОП	Правоингамакитское	435
VI-2-29	Свинец, цинк	ПМ	Колнечатый, руч.	435
VI-2-30	Олово, вольфрам	ПМ	Лабазный, руч.	435
VI-2-31	Платина	ПМ	Чукчуду, р.	435
VI-2-32	Редкие земли	ПМ	Солокит, руч.	118, 435
VI-2-33	Железо	ПМ	Чукчуду, р.	435
VI-2-34	Золото	ПМ	Нижн. Солокит, руч.	435
VI-2-35	Золото	П	Мункудяк, руч.	118, 435
VI-2-36	Камень драгоценный (хризоберилл)	ПМ	Сакукан, р.	435
VI-2-37	Золото	ПМ	Мункудяк, руч.	118

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-2-38	Золото	ПМ	Чукчуду, р.	118
VI-2-39	Редкие земли	ПМ	Мункудяк, руч.	118, 435
VI-2-40	Золото	ПМ	Мункудяк, руч.	118
VI-2-41	Ниобий, цирконий	ПМ	Катугин, р.	435
VI-2-42	Золото	ПМ	Мункудяк, руч.	118
VI-2-43	Железо	II	Мункудяк, руч.	435
VI-2-44	Тантал, ниобий, цирконий	ПМ	Катугин, р.	435
VI-2-45	Редкие земли	П	Катугин, р.	426
VI-2-46	Кобальт, никель	ПМ	Прав. Сакукан, р.	426
VI-2-47	Свинец, цинк, медь	П	Верхненесмуринское	118
VI-2-48	Железо	II	Сакукан, р.	426
VI-2-49	Ниобий, цирконий	ПМ	Усувкаун, р.	426
VI-2-50	Редкие земли	П	Усувкаун, р.	426
VI-2-51	Золото	ПМ	Катугин, р.	118
VI-2-52	Молибден	ПМ	Сакукан, р.	118
VI-2-53	Никель, медь	ПМ	Чалбочи, р.	426
VI-2-54	Редкие земли, цирконий	ПМ	Мал. Чалбочи, р.	426
VI-2-55	Медь	ПМ	Чопкочен, руч.	118, 399
VI-2-56	Железо	ММ	Каларское	118
VI-2-57	Золото	ПМ	Чопкочен, руч.	399
VI-2-1	Ванадий	ОЛ	Нирунгнакан, р.	435
VI-2-2	Бериллий	ОШ	Саку, р.	435
VI-2-3	Литий	ОЛ	Саку, р.	435
VI-2-4	Ванадий	ОШ	Нижний Ингамакит, р.	435
VI-2-5	Вольфрам, литий	ОЛ	Лев. Дорос, р.	435
VI-2-6	Ванадий	ОЛ	Чукчуду, р.	435
VI-2-7	Вольфрам	ОЛ	Катугин, руч.	435
VI-2-8	Вольфрам	ОЛ	Сакукан I, руч.	435
VI-2-9	Олово	ОЛ	Катугин, р.	435
VI-2-10	Вольфрам	ОД	Дулей, р.	399
VI-2-11	Вольфрам	ОД	Чинхода, руч.	399
VI-2-12	Вольфрам	ОШ	Чинхода, руч.	399
VI-2-13	Вольфрам	ОД	Калар, р.	399
VI-3-1	Медь	ПМ	Талакан, р.	406
VI-3-2	Бериллий	ПМ	Калар, р.	119
VI-3-3	Медь	ПМ	Читканда, р.	119
VI-3-4	Медь	ПМ	Талакан, р.	119, 406
VI-3-5	Медь	ПМ	Талакан, р.	119, 406
VI-3-6	Медь	ПМ	Читканда, р.	451
VI-3-7	Свинец, цинк, висмут	ПМ	Читканда, р.	119
VI-3-8	Медь	ПМ	Читканда, р.	
VI-3-9	Золото	ПМ	Чепа	451
VI-3-10	Золото	ПРЛ	Чепа, р.	451
VI-3-11	Графит	ПМ	Калакан-Каларский, р.	451
VI-3-12	Медь	ПМ	Талакан, р.	406
VI-3-13	Железо	П	Калакан, р.	119

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-3-14	Железо	П	Калакан, р.	119
VI-3-15	Вольфрам	П	Читканда	405
VI-3-16	Уголь	ММ	Читкандинское	246, 451
VI-3-17	Золото	ПМ	Аглан, р.	451
VI-3-18	Медь	П	Калакан, р.	451
VI-3-19	Медь	ММ/ОП	Медведь	119, 405
VI-3-20	Медь, золото	ПМ	Аглан, р.	90, 119
VI-3-21	Медь	МС/ОП	Бурпала	119, 406
VI-3-22	Железо	П	Калакан, р.	119
VI-3-23	Железо	П	Калакан, р.	119
VI-3-24	Медь	ПМ	Чепа, оз.	435
VI-3-25	Графит	П	Прав. Суртах, р.	406
VI-3-26	Олово, вольфрам	ПМ	Дорос, р.	119, 435
VI-3-27	Бериллий, вольфрам	ПМ	Дорос, р.	435
VI-3-28	Молибден	ПМ	Кудир, р.	406
VI-3-29	Железо	П	Калаканское	406
VI-3-30	Ниобий	ПМ	Скалистый, гол.	435
VI-3-31	Свинец, медь	П	Грамначи, р.	119, 406
VI-3-32	Медь	П	Таборный, руч.	406
VI-3-33	Ниобий	ПМ	Калар, р.	406
VI-3-34	Редкие земли	ПМ	Амнунакачи, р.	406
VI-3-35	Ниобий	ПМ	Джурдайтучи, руч.	426, 435
VI-3-36	Олово	ПМ	Грамначи, руч.	406
VI-3-37	Молибден	ПМ	Калар, р.	406
VI-3-38	Вольфрам, ниобий	ПМ	Амнунакачи, р.	406
VI-3-39	Железо	П	Калар, р.	119
VI-3-40	Ниобий, редкие земли	ПМ	Калар, р.	406
VI-3-41	Титан, железо	П	Имангакит, р.	451
VI-3-42	Титан, железо	П	Имангакит, р.	451
VI-3-43	Редкие земли, тантал, ниобий, бериллий, цирконий	МК/З	Катугинское	119, 426
VI-3-44	Редкие земли, бериллий, тантал, ниобий, уран, фтор	МК/З	Катугинское, Восточный уч.	119
VI-3-45	Титан, железо	П	Имангакит, р.	451
VI-3-46	Молибден	ПМ	Имангакит, р.	451
VI-3-47	Тантал, ниобий, цирконий	П	Катугин, р.	426
VI-3-48	Уран	ММ/ОП	Катугинское	402, 404
VI-3-49	Тантал, ниобий, цирконий	ПМ	Буричи, р.	426
VI-3-50	Молибден	ПМ	Дэвэк, р.	451
VI-3-51	Золото	ПРЛ	Калар, р.	119
VI-3-52	Медь, золото	ПМ	Амнуннакачи, р.	119
VI-3-53	Цинк, свинец	ПМ	Катугин, р.	426
VI-3-54	Тантал, ниобий, цирконий	П	Катугин, р.	426

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-3-55	Золото	П	Калакан-Каларский, р.	90, 119
VI-3-56	Камень поделочный (анортозит)	П	Дэвэк, гол.	451
VI-3-57	Золото	П	Абнунмакит, р.	9, 119
VI-3-58	Золото	ПРЛ	Абнунмакит, р.	451
VI-3-59	Золото	П	Желтое озеро	426
VI-3-60	Апатит, ванадий	ПМ	Третьяковский	426
VI-3-61	Апатит	П	Абнунмакит, р.	451
VI-3-62	Камень поделочный (анортозит)	П	Калакан, р.	451
VI-3-63	Золото	П	Калакан-Каларский, р.	90, 119
VI-3-64	Золото, платина	ПМ	Тепракан, р.	434
VI-3-65	Платина	ПМ	Тепракан, р.	434
VI-3-66	Золото	П	Туколачи, р.	119, 434
VI-3-67	Камень поделочный (анортозит)	П	Калар, р.	434
VI-3-68	Золото	ПРЛ	Тепракан, р.	434
VI-3-69	Редкие земли	ПМ	Тепракан, р.	434
VI-3-70	Золото, серебро	П	Туколачи, р.	434
VI-3-71	Золото	ПМ	Прав. Китемяхта, р.	434
VI-3-72	Железо	П	Калар, р.	119
VI-3-73	Железо	П	Калар, р.	119
VI-3-74	Золото	ПМ	Калар, р.	434
VI-3-75	Платина	ПМ	Тепракан, р.	434
VI-3-76	Золото	П	Тепракан, р.	119, 434
VI-3-77	Золото	ПРЛ	Прав. Китемяхта, р.	434
VI-3-78	Железо	П	Прав. Китемяхта, р.	434
VI-3-79	Золото	ПРЛ	Калар, р.	119
VI-3-80	Золото	ПРЛ	Орогочи, р.	434
VI-3-81	Молибден	ПМ	Китемяхта, р.	434
VI-4-1	Медь	ПМ	Ылан-Билир, руч.	422
VI-4-2	Апатит	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-3	Титан, ванадий	П	Кюрэчи, руч.	422
VI-4-4	Титан	ПМ	Безымянный, руч.	422
VI-4-5	Титан, ванадий	ПМ	Хохолох, руч.	422
VI-4-6	Апатит	ПМ	Джангы, руч.	422
VI-4-7	Титан, железо	П	Джелу, р.	422
VI-4-8	Редкие земли	МС/ОП	Куранах	144, 422
VI-4-9	Медь	ПМ	Джангы-Юрях, руч.	422
VI-4-10	Ванадий	ПМ	Джангы-Юрях, руч.	422
VI-4-11	Титан, апатит	ПМ	Куранах, р.	422
VI-4-12	Медь	ПМ	Арбагас, р.	422
VI-4-13	Титан, ванадий, железо	П	Арбагас, р.	422
VI-4-14	Редкие земли	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-15	Стронций	ПМ	Тас-Юрях, р.	422
VI-4-16	Медь, никель	ПМ	Джангы-Юрях, руч.	422

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-4-17	Ванадий	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-18	Графит	ММ/ОП	Имангра, р.	422
VI-4-19	Стронций	ПМ	Арбагас, р.	422
VI-4-20	Стронций	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-21	Литий	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-22	Золото	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-23	Ванадий	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-24	Стронций	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-25	Апатит	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-26	Стронций	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-27	Стронций	ПМ	Арбагас, р.	422
VI-4-28	Медь	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-29	Железо	ПМ	Тох-Тохамакит, руч.	422
VI-4-30	Железо	ПМ	Имангра, р.	422
VI-4-31	Ванадий, цирконий	ПМ	Тас-Юрях, р.	422
VI-4-32	Молибден	ПМ	Тох-Тохамакит, руч.	451
VI-4-33	Редкие земли	ПМ	Ыллын, р.	422
VI-4-34	Графит	ММ/ОП	Ыллын	422
VI-4-35	Титан	П	Снежное	144
VI-4-36	Титан	П	Тас-Юрях, р.	144
VI-4-37	Титан	П	Горелый	144
VI-4-38	Графит	ММ/ОП	Мурдан-Мукит, р.	451
VI-4-39	Редкие земли	ПМ	Нагладжак, р.	144, 422
VI-4-40	Редкие земли	МК/З	Тас-Юрях	422
VI-4-41	Титан, ванадий	П	Баюкит	144
VI-4-42	Редкие земли	ПМ	Тас-Юрях, р.	144, 422
VI-4-43	Поделочный камень (габброноорит)	П	Ингамакит, р.	451
VI-4-44	Титан, апатит	П	Верх. Нирочи, р.	144, 455
VI-4-45	Апатит	ПМ	Тас-Юрях, р.	Авт. дан.
VI-4-46	Золото	ПМ	Тас-Юрях, р.	144
VI-4-47	Редкие земли	ПМ	Тас-Юрях, р.	144
VI-4-48	Редкие земли	ПМ	Тас-Юрях, р.	144
VI-4-49	Редкие земли	ПМ	Имангакит, р.	144
VI-4-50	Золото	П	Ледяное	144
VI-4-51	Молибден	ММ/ОП	Охок	144
VI-4-52	Золото	ПМ	Булуй, р.	144
VI-4-53	Золото	ПМ	Бол. Суллурак, р.	144
VI-4-54	Молибден	ПМ	Ивачи, р.	144
VI-4-55	Молибден	ПМ	Онкучаак, р.	144
VI-4-56	Молибден	ПМ	Онкучаак, р.	144
VI-5-1	Редкие земли	ПМ	Имангра, р.	422
VI-5-2	Асбест	ПМ	Олекма, р.	Авт. дан.
VI-5-3	Золото	П	Намаракское	455
VI-5-4	Медь	ПМ	Намарак, р.	455
VI-5-5	Золото	П	Имангра, р.	422
VI-5-6	Золото	ПМ	Тас-Юрях, р.	422
VI-5-7	Золото	ПРЛ	Дырынмакит, р.	145

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-5-8	Золото	ПРЛ	Укурум, руч.	145
VI-5-9	Золото	ПРЛ	Нюкжа, р.	455
VI-5-10	Апатит	ПМ	Нюкжа, р.	145
VI-5-11	Кобальт	ПМ	Укурум, руч.	422
VI-5-12	Золото	МР/ОП	Олекма, р.	145
VI-5-13	Свинец	ПМ	Олекма, р.	145
VI-5-14	Золото	П	Федоровское	145, 455
VI-5-15	Золото	П	Талума, р.	455
VI-5-16	Железо	ПМ	Дырынмакит, р.	145
VI-5-17	Редкие земли	ПМ	Горелый, руч.	145
VI-5-18	Золото	ПРЛ	Олекма, р.	145
VI-5-19	Золото	ПРЛ	Дырынмакит, р.	145
VI-5-20	Золото	ПРЛ	Олекма, р.	145
VI-5-21	Редкие земли	ПМ	Дырынмакит, р.	145
VI-5-22	Редкие земли	ПМ	Дырынмакит, р.	145
VI-5-23	Молибден	ПМ	Дырынмакит, р.	145
VI-5-24	Золото	ПРЛ	Олекма, р.	145
VI-5-25	Золото	ПМ	Седольчи, р.	145
VI-5-26	Золото	ПРЛ	Дырын-Юрях, р.	145
VI-5-27	Молибден	ПМ	Дырын-Юрях, р.	145
VI-5-28	Золото	ПРЛ	Хояхта, р.	145
VI-5-29	Золото	П	Кадочи, р.	455
VI-5-30	Золото	ПРЛ	Кадочи, р.	145
VI-5-31	Молибден	ПМ	Кадочи, р.	145
VI-5-32	Молибден	ПМ	Кадочи, р.	145
VI-5-33	Молибден	П	Дурынча, р.	145
VI-5-34	Молибден	ПМ	Дурынча, р.	145
VI-5-35	Молибден	ПМ	Дурынча, р.	145
VI-6-1	Молибден	ПМ	Дюпан, р.	145
VI-6-2	Железо, титан	П	Кабактан, руч.	414
VI-6-3	Золото	ПМ	Крутой, руч.	414
VI-6-4	Золото	МР/О	Кабактан, руч.	414
VI-6-5	Железо	ПМ	Расторгуев, р.	146
VI-6-6	Золото	ПРЛ	Расторгуев, р.	146, 414, 455
VI-6-7	Золото	ПМ	Чистый, руч.	414
VI-6-8	Железо, титан	ПМ	Расторгуев, р.	146, 414
VI-6-9	Золото	ПМ	Кварцевый, руч.	414
VI-6-10	Золото	ПРЛ	Дюпан, р.	414
VI-6-11	Вольфрам*	ПРЛ	Крутой, руч.	414
VI-6-12	Золото	ПМ	Кварцевый, руч.	414
VI-6-13	Золото	ПРЛ	Куртах, р.	146, 455
VI-6-14	Золото	ПМ	Кварцевый, руч.	414
VI-6-15	Золото	ПРЛ	Расторгуев, р.	145
VI-6-16	Золото	П	Верхнесирикское	455
VI-6-17	Золото	ПМ	Верхн. Сирик, р.	414
VI-6-18	Золото	МР/ОП	Аленмакит, р.	146, 455
VI-6-19	Золото	ПМ	Встречный, руч.	146, 414
VI-6-20	Свинец, цинк, серебро	П	Сирокан, р.	414
VI-6-21	Молибден	П	Выходное	456

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-6-22	Золото	П	Исток	456
VI-6-23	Редкие земли	П	Сирокан	456
VI-6-24	Строительные материалы (кислые интрузивные породы)	ММ/ОП	Талума, р.	456
VI-6-25	Молибден	П	Ледяное	456
VI-6-26	Золото, серебро	П	Еловый	456
VI-6-27	Золото	П	Лина	456
VI-6-28	Золото, серебро	П	Пиля	456
VI-6-29	Серебро, свинец, молибден	ПМ	Пиля	456
VI-6-30	Молибден	П	Долинное	456
VI-6-31	Редкие земли	П	Кузнгрокан	146, 456
VI-6-32	Серебро	ПМ	Улонгро, руч.	456
VI-6-33	Редкие земли	ПМ	Нижн. Сувельга, р.	456
VI-6-34	Апатит	П	Аномальное	456
VI-6-35	Апатит	ПМ	Нижн. Сувельга, р.	456
VI-6-36	Золото	ПМ	Лев. Солокит, р.	456
VI-6-37	Титан	МР	Верх. Сирик, р.	456
VI-6-38	Золото, серебро, молибден	ПМ	Лев. Солокит, р.	456
VI-6-39	Медь, серебро	ПМ	Нижн. Сирик, р.	456
VI-6-40	Золото, серебро	П	Галенитовый	456
VI-6-41	Медь, серебро, молибден	ПМ	Верхн. Сирик, р.	456
VI-6-42	Вольфрам	ПМ	Нюкжа, р.	414
VI-6-43	Золото	ПРЛ	Нюкжа, р.	146
VI-6-44	Цинк, свинец	ПМ	Нюкжа, р.	414
VI-6-45	Золото	ПМ	Чильчи, р.	456
VI-6-46	Титан, хром	ПМ	Чильчи, гора	416
VI-6-47	Молибден	ПМ	Чильчи, р.	414
VI-6-48	Апатит	ПМ	Нюкжа, р.	Авт. дан.
VI-6-49	Строительные материалы (кислые интрузивные породы)	ММ/ОП	Унгкурхейское	414
VI-6-50	Золото	ПРЛ	Чильчи, р.	414
VI-6-51	Строительные материалы (основные породы)	ММ/ОП	Нюкжа, р.	414
VI-6-52	Горный хрусталь	ПМ	Нюкжа, р.	Авт. дан.
VI-6-53	Молибден	ПМ	Нюкжа, р.	414
VI-6-1	Золото	ОВ	Нижн. Солокит, р.	456
VI-6-2	Молибден	ОВ	Талума, р.	456
VI-6-3	Редкие земли	ОВ	Талума, р.	456
VI-6-4	Золото	ОВ	Нижн. Солокит, р.	456
VI-6-5	Молибден	ОВ	Нюкжа, р.	456
VI-6-6	Золото	ОЛ	Нижн. Сувельга, р.	456
VI-6-7	Молибден	ОВ	Нижн. Сувельга, р.	456
VI-6-8	Висмут	ОШ	Верхн. Сирик, р.	456
VI-6-9	Золото, серебро	ОВ	Верхн. Сирик, р.	456

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-6-10	Молибден	ОГ	Нижн. Сувельга, р.	456
VI-6-11	Молибден	ОВ	Чильчи, р.	456
VI-6-12	Молибден	ОВ	Чильчи, р.	456
VI-6-13	Редкие земли	ОШ	Чильчи, р.	146
VI-6-14	Молибден	ОВ	Чильчи, р.	456
VI-6-15	Молибден	ОЛ	Чильчи, р.	456
VI-6-16	Золото	ОЛ	Ларбачан, р.	456
VI-6-17	Молибден	ОВ	Карурак, р.	414
VI-7-1	Медь, свинец	ПМ	Среднеунгринское	455
VI-7-2	Мусковит	П	Алдан, р.	147
VI-7-3	Мусковит	П	Лев. Унгра, р.	147
VI-7-4	Мусковит	П	Алдан, р.	147
VI-7-5	Титан	ПМ	Ср. Унгра, р.	147
VI-7-6	Мусковит	П	Алдан, р.	147
VI-7-7	Свинец	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-8	Мусковит	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-9	Мусковит	ММ/З	Янское	147
VI-7-10	Редкие земли	ПМ	Ян, руч.	147
VI-7-11	Мусковит	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-12	Редкие земли	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-13	Золото	ПМ	Травянистое	455
VI-7-14	Золото, медь	П	Грамначи	147, 455
VI-7-15	Золото	ПРЛ	Аленмакит, р.	455
VI-7-16	Мусковит	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-17	Молибден	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-18	Вольфрам, олово	ПМ	Алдан, р.	147
VI-7-19	Ванадий, титан	ПМ	Мал. Чульман, р.	147
VI-7-20	Тантал, ниобий	ПМ	Мал. Чульман, р.	147
VI-7-21	Редкие земли	ПМ	Чильчи	147
VI-7-22	Строительные материалы (кислые интрузивные породы)	ММ/ОП	Последний, руч.	456
VI-7-23	Мусковит	ПМ	Нижн. Ларба, р.	414
VI-7-24	Мусковит	ПМ	Нижн. Ларба, р.	414
VI-7-25	Мусковит, редкие земли	ПМ	Нижн. Ларба, р.	414
VI-7-26	Молибден	П	Фланг	456
VI-7-27	Золото, серебро	П	Атугей	456
VI-7-28	Золото, серебро	П	Чиктыкан, р.	456
VI-7-29	Золото	ПМ	Чиктыкан	456
VI-7-30	Золото, серебро	П	Ленинска	456
VI-7-31	Строительные материалы (кварцит)	П	Буркат, р.	456
VI-7-32	Свинец, цинк	П	Буркат	456
VI-7-33	Золото	ПМ	Верхний	456
VI-7-34	Золото, серебро	П	Верхний	456
VI-7-35	Медь	ПМ	Нижн. Ларба, р.	456
VI-7-36	Золото, серебро	ПМ	Сирик	456
VI-7-1	Молибден	ОВ	Чильчи, р	456
VI-7-2	Редкие земли	ОВ	Чильчи, р.	456

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-7-3	Олово	ОЛ	Атугей, р.	456
VI-7-4	Свинец	ОЛ	Чубачи, р.	414
VI-7-5	Молибден	ОВ	Нижн. Ларба, р.	456
VI-7-6	Молибден	ОВ	Ларбачан, р.	456
VI-8-1	Золото	ПМ	Черемуховый, руч.	148
VI-8-2	Графит	П	Верхненерюктинское	148
VI-8-3	Золото	ПМ	Мал. Чульман, р.	148
VI-8-4	Золото	ПМ	Мал. Чульман, р.	148
VI-8-5	Графит	П	Вересковое	455
VI-8-6	Золото	ПМ	Бол. Беркакит, р.	148
VI-8-7	Графит	П	Ерничковое	455
VI-8-8	Железо	П	Беркакитское	148
VI-8-9	Золото	ПРЛ	Беркакит, р.	148
VI-8-10	Золото	МР/ОП	Чако, р.	148
VI-8-11	Уран	ММ	Беркакит	402, 404
VI-8-12	Уголь	МС/	Беркакитское	361, 409
VI-8-13	Минеральные воды	ИМВ	Малонахотский	148
VI-8-14	Золото	ПРЛ	Чако, р.	148, 455
VI-8-15	Золото	МР/ОП	Левый Верхний Беркакит, р.	148, 455
VI-8-16	Золото	ПРЛ	Правый Верхний Беркакит, р.	148, 455
VI-8-17	Золото	ПРЛ	Капрал, руч.	148, 455
VI-8-18	Золото	ПМ	Прав. Чульман, р.	148
VI-8-19	Золото, свинец	ПМ	Ульбят-Тобе, руч.	148
VI-8-20	Золото	ПМ	Чако, р.	148
VI-8-21	Золото	ПМ	Нижн. Беркакит, р.	148
VI-8-22	Золото	ПМ	Левый Верхний Беркаки, р.	148
VI-8-23	Уран	ММ	Горбыляхское	402
VI-8-24	Редкие земли	ПМ	Горбылях, р.	148, 455
VI-8-25	Корунд	П	Капрал, руч.	148, 455
VI-8-26	Золото	ПМ	Прав. Чако, руч.	148
VI-8-27	Мусковит	ММ/З	Слюда	148
VI-8-28	Мусковит	П	Чульман, р.	148
VI-8-29	Мусковит	П	Чульман, р.	148
VI-8-30	Мусковит	П	Северное	148, 455
VI-8-31	Мусковит	П	Прав. Капрал, руч.	148
VI-8-32	Золото	ПМ	Прав. Капрал, руч.	148
VI-8-33	Горный хрусталь	ПМ	Левый Верхний Беркакит, р.	148
VI-8-34	Медь, золото	ПМ	Левый Верхний Беркакит, р.	148
VI-8-35	Мусковит	ПМ	Прав. Чульман, р.	148
VI-8-36	Корунд	П	Чайныхское	148
VI-8-37	Корунд	П	Чайных, руч.	148
VI-8-38	Керамическое сырье (кианит)	ПРЛ	Чайных, руч.	148
VI-8-39	Золото	МР/ОП	Делагуччи, р.	148, 455
VI-8-40	Золото	МР/ОП	Чайных, руч.	148

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-8-41	Золото	МР/ОП	Делагуччи, р.	148, 455
VI-8-42	Корунд	П	Горбыляхское	148, 455
VI-8-43	Железо	П	Горбыляхское	455
VI-8-44	Редкие земли	ПМ	Делагуччи, р.	148, 455
VI-8-45	Золото	МР/ОП	Полуденное	148, 455
VI-8-46	Графит	П	Чайных	148
VI-8-47	Корунд	П	Джелиндинское	455
VI-8-48	Золото	ПМ	Джелинда, р.	148
VI-8-49	Золото	МР/ОП	Манай, руч.	148
VI-8-50	Золото	МР/ОП	Волковский, руч.	148
VI-8-51	Золото	МР/ОП	Скрыпниковский, руч.	148
VI-8-52	Золото	МР/ОП	Холодникан, р.	148
VI-8-53	Золото	МР/ОП	Иенгра, р.	148
VI-8-54	Графит	П	Чайных, руч.	148, 455
VI-8-55	Графит	П	Иенгра, р.	455
VI-8-56	Графит	П	Иенгра, р.	455
VI-8-57	Железо	ММ/ОМ	Холодниканское	455
VI-8-58	Графит	П	Холодникан, р.	Авт. дан.
VI-8-59	Золото	ПМ	Шатерка, руч.	148, 455
VI-8-60	Ванадий, титан	ПМ	Холодникан, р.	Авт. дан.
VI-8-61	Молибден, железо, рений	П	Чубачи, р.	148
VI-8-62	Свинец, цинк	ПМ	Иенгра, р.	148
VI-8-63	Золото	ПМ	Олочикан	148
VI-8-64	Редкие земли	ПМ	Хорогоруу	149
VI-8-65	Золото	ПМ	Ороченка	148
VI-8-66	Корунд	П	Ороченка	148
VI-8-67	Золото	ПМ	Иенгра, р.	148
VI-9-1	Горный хрусталь	ПМ	Горбылях, р.	149
VI-9-2	Горный хрусталь	ПМ	Горбылях, р.	149
VI-9-3	Горный хрусталь	ПМ	Горбылях, р.	149
VI-9-4	Горный хрусталь	ПМ	Горбылях, р.	149
VI-9-5	Флогопит	ММ/ОП	Токтакитское	455
VI-9-6	Редкие земли	ПМ	Бишь	149, 455
VI-9-7	Графит	П	Бишинское	149
VI-9-8	Апатит	П	Бишь	149
VI-9-9	Флогопит	П	Бишинское	149, 455
VI-9-10	Редкие земли	ПМ	Окурдан, р.	149, 455
VI-9-11	Флогопит	ПМ	Ступенчатый, руч.	149
VI-9-12	Апатит	П	Горбылях, р.	149
VI-9-13	Апатит	П	Сахатиный	149
VI-9-14	Золото	МР/Р	Тимитон, р.	149, 455
VI-9-15	Редкие земли	ПМ	Маогит, руч.	149
VI-9-16	Уран	ММ/ОП	Хоюмконское	402
VI-9-17	Апатит	П	Хаимкан	149
VI-9-18	Апатит	П	Зверобой	149
VI-9-19	Керамическое сырье (силлиманит)	П	Уланах-Мелемкен, р.	149, 455
VI-9-20	Графит	П	Уланах-Мелемкен, р.	149

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-9-21	Редкие земли	ПМ	Джелинда, руч.	149
VI-9-22	Флогопит	П	Кабакта, р.	149
VI-9-23	Золото	МР	Тимптон, р.	149, 455
VI-9-24	Керамическое сырье (силлиманит)	ПМ	Нюрангра, руч.	149
VI-9-25	Горный хрусталь	ПМ	Буордах, руч.	149
VI-9-26	Кварц оптический	П	Окурдан, р.	149, 455
VI-9-27	Флогопит	ММ/ОП	Катыннах	149, 455
VI-9-28	Флогопит	П	Юрь-Юрь, руч.	149
VI-9-29	Кварц оптический	ММ/ОП	Лагерное	149, 455
VI-9-30	Кварц оптический	ММ	Лукинда	149, 455
VI-9-31	Редкие земли	ПМ	Кабакта, р.	
VI-9-32	Горный хрусталь	П	Центральное, 149, 455	
VI-9-33	Горный хрусталь	ПМ	Восточное	149, 455
VI-9-34	Золото	МР/Р	Тимптон, р.	149, 455
VI-9-35	Редкие земли	ПМ	Треугольник	455
VI-9-36	Кварц оптический	П	Находка	149, 455
VI-9-37	Кварц оптический	П	Гора Березовая	149, 455
VI-9-38	Редкие земли	ПМ	Окурдан, р.	149, 455
VI-9-39	Золото	МР/Р	Кабакта, р.	149, 455
VI-9-40	Золото	МР/Р	Окурдан, р.	149
VI-9-41	Золото	МР/Р	Иенгра, р.	149
VI-9-42	Редкие земли	ПМ	Подкова	149, 455
VI-9-43	Золото	МР/Р	Улахан-Ниречи, руч.	149
VI-9-44	Золото	МР/Р	Амуначи, руч.	149
VI-9-45	Золото	МР/Р	Сыгынах, руч.	149
VI-9-46	Золото	МР/Р	Сыгынах, руч.	149
VI-9-47	Золото	МР/Р	Дыгдалы, руч.	149
VI-9-48	Золото	МР/Р	Мал. Ниречи, руч.	149
VI-9-49	Золото	МР	Сыгынах, руч.	149
VI-9-50	Графит	П	Сыгынах, руч.	149
VI-9-51	Золото, свинец	ПМ	Дыгдалы, руч.	149
VI-9-52	Золото	ПРЛ	Нижнеамнунактинское	455
VI-9-53	Золото	МР/Р	Танграк, руч.	149
VI-9-54	Золото	МР/Р	Троицкий, руч.	149
VI-9-55	Золото	МР/Р	Тимптон, р.	149
VI-9-56	Золото	ПРЛ	Очиновский, руч.	149
VI-9-57	Золото	МР/Р	Колбычи, руч.	149
VI-9-58	Золото	МР/Р	Муравьевский, руч.	149
VI-9-59	Золото	МР/Р	Александровское	149
VI-9-60	Золото	МР/Р	Утанах, руч.	149
VI-9-61	Золото	МР/Р	Иннокентьевский, руч.	149
VI-9-62	Золото	МР/Р	Афанасьевский, руч.	149
VI-9-63	Золото	МР/Р	Андриановский, руч.	149
VI-9-64	Золото	МР/Р	Лебединый, руч.	149

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта* / Промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-9-65	Золото	МР/О	Орогоччу, руч.	149
VI-9-66	Золото	МР/Р	Мал. Танграк, руч.	149, 455
VI-9-67	Золото	ПМ	Нирачи, р.	149
VI-9-68	Золото	ПМ	Колбычи	149, 455
VI-9-69	Золото	ПМ	Тимптон, р.	149
VI-9-70	Золото	МР/Р	Дорожный, руч.	149
VI-9-71	Золото	ПМ	Березовое	149, 455
VI-9-72	Золото	ПМ	Скобельцинское	149, 455
VI-9-73	Уголь	ММ	Окурданское	361
VI-9-74	Апатит	П	Колбычи	149
VI-9-75	Золото	ПРЛ	Амунали, руч.	149
VI-9-76	Золото	ПРЛ	Амуначи, руч.	149
VI-9-1	Редкие земли	ОП	Токарикан, р.	149

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Арсеньев А. А.* К стратиграфии архея р. Олекмы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 6, с. 61—78.

2. *Арсеньев А. А., Нечаева Е. А.* Геологический очерк Олекмо-Токкинского района ЯАССР. — Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, вып. 27. М., 1947. 80 с.

3. *Архангельская В. В.* Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., Недра, 1974. 128 с.

4. *Архангельская В. В., Казанский В. И., Прохоров К. Л.* и др. Геологическое строение, зональность и условия Катугинского Ta-Nb-Zr месторождения. — Геология рудных месторождений, 1993, т. 35, № 2, с. 115—132.

5. *Ахматов Р. Н., Кудрявцев В. А.* Позднеархейский метаморфизм на западе Алданского щита. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1982, т. 56, вып. 1, с. 104—120.

6. *Баженова Г. Н.* К вопросу об образовании анортозитов Каларского массива. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1960, № 6, с. 72—81.

7. *Баженова Г. Н.* Геологическое положение и строение Каларского анортозитового массива. — Геология и геофизика, 1964, № 22.

8. *Басков Е. А.* Подземные минеральные воды и палеогидрогеология Восточно-Сибирской артезианской области. Дис. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1967.

9. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф., Кулькова И. А.* Основные этапы истории развития рельефа и растительности Северо-Востока СССР в палеогене и неогене. — В кн.: Кайнозойская история полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., 1968, с. 6—8.

10. *Баранова Ю. П.* Стратиграфия континентальных отложений палеогена и неогена Северо-Востока СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, т. 8, с. 38—51.

11. *Баранова Ю. П., Карташова Г. Г., Конищев В. Н.* Континентальный палеоген и неоген севера Средней Якутии. — В кн.: Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1979, с. 7—21.

12. *Белоножко Л. Д.* Гранитоиды докембрийских геосинклинальных трогов и их рудоносность. — Труды ИМГРЭ, 1972, вып. 4, с. 54—60.

13. *Бельтенев Е. Б., Корнутова Е. И.* Кайнозой региона БАМ: Геологическая карта региона БАМ. Объяснительная записка к карте масштаба 1 : 500 000. Л., 1979, 216 с. (ВСЕГЕИ).

14. *Березкин В. И.* Метаморфизм нижнего протерозоя Алданского щита. Новосибирск, Наука, 1977. 120 с.

15. *Бибикова Е. В., Другова Г. М., Кирнозова Т. И.* и др. Возраст вулканогенных пород Олондинского зеленокаменного пояса. — Докл. АН СССР, 1984, т. 274, № 2, с. 446—448.

16. *Бибикова Е. В., Шульдинер В. И., Грачева Т. В., Панченко И. В., Макаров В. А.* Изотопный возраст гранулитов на западе Становой области. — Докл. АН СССР, 1984, т. 275, № 6, с. 1471—1474.

17. *Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Дук В. Л., Кицул В. И., Макаров В. А.* Изотопный возраст унгринского магматического комплекса Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 1, с. 206—209.

18. *Бибикова Е. В., Кирнозова Т. И., Макаров В. А., Другова Г. М., Бушмин С. А.* О времени вулканизма в Олондинском зеленокаменном поясе (Восточная Сибирь). — Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 6, с. 1424—1428.

19. *Бибикова Е. В., Другова Г. М., Дук В. Л., Левский Л. К., Левченков О. А., Морозова И. М.* Геохронология Алдано-Витимского щита. — В кн.: Методы изотопной геологии и геохронологическая шкала. М., Наука, 1986, с. 135—159.

20. *Бибикова Е. В., Баадсгаард Х.* U-Pb изотопное датирование древнейших пород Украинского щита и Омолонского массива. — Геохимия, 1986, № 5, с. 601—611.

21. *Бибикова Е. В., Грачева Т. В., Другова Г. М.* и др. U-Pb возраст гранулитов курультинского комплекса (Алданский щит). — Докл. АН СССР, 1989, т. 304, № 4, с. 949—952.

22. *Билибин Ю. А.* Избранные труды. Изд-во АН СССР: 1958, т. I, 432 с.; 1959, т. II, 498 с.; 1961, т. III, 518 с.

23. *Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И.* и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., Недра, 1967. 264 с.

24. *Билибина Т. В., Дашкова А. Д., Донаков В. И.* и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л., Недра, 1976. 339 с.

25. *Бобин Е. С.* Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. — Труды ВГРО, 1933, вып. 271. 102 с.

26. *Бобров А. К.* Геология Предбайкальского краевого прогиба. М., Наука, 1964. 228 с.

27. *Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И.* и др. Медистые отложения Олекмо-Витимской горной страны. Л., Недра, 1966. 386 с.

28. *Боярко Г. Ю., Сучков В. Н.* Тектоническая позиция и формационная принадлежность Селигдарского месторождения апатита. — Тихоокеанская геология, 1986, № 3, с. 87—97.

29. *Брандт С. Б., Киселев Ю. В., Перминов А. В.* и др. Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов. — Сов. геология, 1978, № 9, с. 70—79.

30. *Брандт С. Б., Грабкин О. В., Лейкин В. С., Масловская М. Н., Мельников А. И., Обыскалов Н. К., Раклинская Э. И., Фомин Д. И.* К геохронологии западной части Алданского щита. — Сов. геология, 1981, № 3, с. 58—67.

31. *Бредихин И. С.* Южно-Якутский (Алданский) угольный бассейн. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. М., Недра, 1973, с. 32—34.

32. *Булах А. Г., Золотарев А. А.* Геологическая природа Селигдарского поля апатитоносных карбонатных пород. — Сов. геология, 1983, № 6, с. 96—101.

33. *Василенко В. Б.* Апатитовые породы Селигдара. — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1982, вып. 498. 215 с.

34. *Вахрамеев В. А., Лебедев Е. Л.* Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных мезозойских отложений Дальнего Востока. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2, с. 120—132.

35. *Великославинский С. Д.* Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. ВМО, 1976, ч. 105, вып. 1, с. 48—58.

36. *Вельмина Н. А., Узембло В. В.* Гидрогеология центральной части Южной Якутии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959. 180 с.

37. *Виноградов А. П.* и др. О возрасте горных пород Алданского щита. — Геохимия, 1960, № 7.

38. *Виноградов В. И., Лейтес А. М., Кривенко В. А., Пинаева Т. А., Рутштейн И. Г.* Rb-Sr возраст гнейсов Сакукан-Катугинского массива на юге Кодаро-Удоканского района. — Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 1, с. 190—194.

39. *Владыкин Н. В.* Первая находка лампроитов в СССР. — Докл. АН СССР, т. 280, № 3, с. 718—722.

40. *Власов В. М., Ишина Т. А., Маркович Е. М.* Вопросы ритмостратиграфии и стратиграфическая схема южноякутской угленосной формации. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1979, т. 306, с. 22—28.

41. Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР. Вып. 3. Сибирская платформа и Алдано-Становой щит. 1978. (Ред. В. Л. Масайтис, Е. П. Миронюк и др.).

42. *Володин Р. Н., Чечеткин В. С., Богданов Ю. В.* и др. Удоканское месторождение медистых песчаников (Восточная Сибирь). — Геология рудных месторождений, 1994, т. 36, № 1, с. 3—30.

43. Вопросы корреляции магматических и метаморфических комплексов Восточной Сибири. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977, т. 265. 128 с.

44. Вопросы региональной геологии СССР. М., Недра, 1971. 272 с.

45. *Вороновский С. Н., Сафронова Г. П., Овчинникова Л. В.* Геохронология пегматитов Карельского мегаблока. Радиологические методы изучения метаморфических и метасоматических процессов. М., 1987, с. 32—40.

46. *Гаврикова С. Н., Николаева Л. Л., Галанин А. В.* и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М., Недра, 1991. 171 с.

47. *Гаврикова С. Н., Соколовский А. К., Галанин А. В.* и др. Особенности строения фундамента Становой складчатой области. — Сов. геология, 1991, № 6, с. 14—19.

48. *Гамалея Ю. Н.* Об абсолютном возрасте гранитов Улканского плутона. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 2, с. 3—11.

49—56. Геологическая карта масштаба 1 : 500 000

49. Геологическая карта Алданского горнопромышленного района. Авт.: Ю. К. Дзевановский, Г. Ю. Лагздина, Е. П. Миронюк и др. Ред. Ю. К. Дзевановский. Л., Гостехиздат, 1960.

50. Геологическая карта Байкальской горной области. Авт. Л. И. Салоп. Ред. Т. Н. Спижарский. Л., Госгеолтехиздат, 1959.

51. Геологическая карта западной части Алданского щита. Авт.: Е. П. Миронюк, Э. Л. Магнушевский, Б. К. Любимов, С. А. Миронюк. Ред. Е. П. Миронюк. Л., ВСЕГЕИ, 1966.

52—56. Геологические карты зоны БАМ (полистные). Ленкартфабрика, 1979

52. О-50-Б, О-51-А. Авт.: Р. Н. Ахметов, Г. В. Бирюлькин, В. А. Кудрявцев и др. Ред. Г. В. Бирюлькин.

53. О-50-Г. Авт.: Б. М. Фалькин, И. А. Томбасов, И. Г. Рутштейн и др. Ред. В. В. Старченко.

54. О-51-Б. Авт.: Е. П. Максимов, Л. М. Реутов. Ред. Е. П. Максимов.

55. О-51-В. Авт.: Г. В. Бирюлькин, В. А. Кудрявцев, Л. М. Реутов и др. Ред. Г. В. Бирюлькин.

56. О-51-Г. Авт.: В. А. Кудрявцев, Е. П. Максимов, Л. М. Реутов, И. М. Фрумкин. Ред. И. М. Фрумкин.

57. Геологическая основа металлогенического анализа зоны БАМ. Сб. научн. трудов. Л., 1991. 146 с.

58. Геологические формации и металлогения Алданского щита. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1976, т. 276.

59. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7, кн. 2. Забайкало-Верхнеамурский регион. Ред. В. А. Амантов. Л., Недра, 1986. 239 с.

Т. 4. Сибирская платформа. Ред. Н. С. Малич и др. Л., Недра, 1987. 448 с.

60. Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали. Гл. ред. Л. И. Красный. Л., 1977. 141 с.

61. Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975. 180 с.

62. Геология зоны БАМ. В 2-х томах. Гл. ред. Е. А. Козловский. Л., Недра, 1988.

63. Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Сб. науч. трудов. Отв. ред. И. М. Фрумкин. Якутск, 1986. 156 с.

64. Геология и золотоносность докембрия Якутии. Сб. статей под ред. И. Д. Вороны. Якутск, 1971. 207 с.

65. Геология и минерагения докембрия региона БАМ. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1981, т. 278. 100 с.

66. Геология и оценка месторождений нерудных полезных ископаемых зоны БАМ. Ред. Е. М. Аксенов и др. М., Недра, 1990. 115 с.

67. Геология Северо-Восточной Азии. Т. II, III, IV. Л., Недра, 1972.

68. Геология Сибирской платформы. М., Недра, 1966. 447 с.

69. Геология СССР. Т. XII. Южная Якутия. М., Недра, 1972. 495 с.

70. Геология Якутии. Ред. Л. И. Красный. М., Недра, 1981. 300 с.

71. Геохимические исследования для решения задач региональной геологии. Сб. науч. трудов. Науч. ред. В. С. Певзнер, В. А. Максимовский. Л., 1991. 126 с.

72. Геохимия региона Байкало-Амурской магистрали. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1983, т. 323. 134 с.

73. *Герасимов И. П., Сидоренко А. В.* Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР. М-б 1 : 2 500 000. Объяснительная записка. М., Недра, 1972.

74. Гидрогеологическая карта зоны освоения вдоль трассы БАМ. М-б 1 : 1 500 000. Ред. Р. Я. Колдышева, И. Б. Либесман, А. Ю. Мытарева, Т. В. Рыбакова. М., ГУГК, 1980.

75. Гидрогеология СССР. Т. 19. Ред. В. Г. Ткачук, М., Недра, 1968. 496 с.

76. Гидрогеология СССР. Т. 20. Ред. А. И. Ефимов, И. К. Зайцев, М., Недра, 1970. 384 с.

77. Гидрогеология СССР. Т. 21. Ред. Н. И. Толстихин, М., Недра, 1969. 444 с.

78. Гидрогеохимическая карта региона Байкало-Амурской магистрали. М-б 1 : 1 500 000. Гл. ред. И. К. Зайцев. Сост. С. Н. Суриков. Л., Ленкартфабрика ВСЕГЕИ, 1983.

79. Гидрогеохимия региона Байкало-Амурской магистрали. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1982, т. 318. 114 с.

80. *Глаголев А. А., Киселев Г. Н., Кравченко В. М., Боронихин В. А.* Минеральные типы и метаморфизм железистых кварцитов Чаро-Токкинского района в западной части Алданского щита. — Геология рудных месторождений, 1977, т. XIX, № 2, с. 51—62.

81. *Глебовицкий В. А., Нилов А. Н., Другова Г. М., Седова И. С., Байкова В. С.* Джугджаро-Становая складчатая область. — Труды ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 365, с. 72—77.

82. *Глуховский М. З.* Геологическая эволюция фундаментов древних платформ. М., Наука, 1990. 215 с.

83. *Глуховский М. З., Моралев В. М., Суханов М. К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза. — Геотектоника, 1993, № 3.

84. *Головенок В. К.* Литолого-геохимические особенности и условия образования тепторгинской серии северной части Байкальской горной области. М., Недра, 1975. 144 с.

85. *Головенок В. К.* Литолого-геохимические особенности и условия образвания тепторгинской серии Байкальской горной области. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1976, т. 295. 123 с.

86. *Горелов Г. Ф., Гузман А. Г., Калугин И. А.* и др. Чаро-Токкинская кремнисто-железорудная формация. Новосибирск, Наука, 1984. 161 с.

87. *Горохов И. М., Дук В. Л., Кицул В. И.* и др. Rb-Sr системы полиметаморфических комплексов центральной части Алданского кристаллического массива. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1981, № 8, с. 5—17.

88. *Горохов И. М., Тимофеев В. Ф., Бизунок М. В.* и др. Rb-Sr системы в метаосадочных породах Ханинского грабена (Олекминская гранит-зеленокаменная область). — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Л., Наука, 1989, с. 110—126.

89—101. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 1 000 000 (нов. сер.)

89. О-(50), 51 — Алдан. Карта дочетвертичных образований. Авт.: Г. Ю. Лагздина, В. Г. Тарасова и др. Л., ВСЕГЕИ, (1972)—1975.

90. О-(50), 51 — Алдан. Карта полезных ископаемых. Авт.: Г. Ю. Лагздина, В. Р. Армашова, В. М. Борисов и др. Ред. В. Г. Тарасова, В. М. Терентьев, Л., ВСЕГЕИ, 1975.

91. О-(50), 51 — Алдан. Карта аномального магнитного поля. Авт.: Т. П. Литвинова, Т. Н. Сарновская и др. Ред. Т. П. Литвинова. Л., ВСЕГЕИ, 1975.

92. О-(50), 51 — Алдан. Карта четвертичных отложений. Авт.: А. И. Музис, Г. А. Максимова. Отв. ред. Г. Ю. Лагздина, Л., ВСЕГЕИ, 1975.

93. О-(50), 51 — Алдан. Гидрогеологическая карта. Авт.: Г. И. Климов, К. А. Чернавская и др. Отв. ред. Г. Ю. Лагздина. Л., ВСЕГЕИ, 1975.

94. О-49(50) — Бодайбо. Карта дочетвертичных образований. Ред. Е. П. Миронюк. Л., ВСЕГЕИ, 1984—1990. Объяснительная записка. Отв. ред. Е. П. Миронюк, СПб., 1992. 190 с.

95. О-49(50) — Бодайбо. Карта полезных ископаемых. Авт.: Н. П. Саватьев, Ю. П. Попов и др. Ред. П. И. Шамес, Э. Л. Магнушевский. Л., ВСЕГЕИ, 1984.

96. О-52(53) — Томмот. Карта дочетвертичных отложений. Ред. Е. П. Миронюк. Л., (1981)—1986. Объяснительная записка. Отв. ред. Е. П. Миронюк. Л., 1986. 127 с.

97. О-52(53) — Томмот. Карта полезных ископамых. Авт.: В. М. Власов, И. Я. Дядькина, Э. Л. Магнушевский и др. Ред. Э. Л. Магнушевский. Л., ВСЕГЕИ, 1987. Объяснительная записка. Отв. ред. Е. П. Миронюк. Л., 1989. 106 с.

98. Р-50, 51 — Олекминск. Карта дочетвертичных образований. СПб., ВСЕГЕИ, 1992. Объяснительная записка. Отв. ред. Е. К. Ковригина, СПб., ВСЕГЕИ, 1994. 212 с.

99. Р-50, 51 — Олекминск. Карта полезных ископаемых. 1987. СПб., ВСЕГЕИ, 1992.

100. Р-(50), 51 — Сковородино. Карта дочетвертичных образований. Ред. Е. М. Заблоцкий. Л., ВСЕГЕИ. 1987. Объяснительная записка. Л., 1990. 109 с.

101. Р-(50), 51 — Сковородино. Карта полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1987.

102—149. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 200 000 (полистная)

102. О-50-IV. Авт.: М. Я. Дубников, А. Д. Шипицин. Ред. С. И. Другов. Карта «Аэрогеология». Л., 1966. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1978. 92 с.

103. О-50-V. Авт. А. И. Ушаков. Ред. Н. Г. Ширинкин. Карта ВАГТ. Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1974. 60 с.

104. О-50-VI. Авт. А. И. Ушаков. Ред. Н. Г. Ширинкин. Карта ВАГТ. Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1974. 56 с.

105. О-50-IX. Авт.: М. Л. Кокоулин, В. П. Корчагин. Ред. А. И. Ушаков. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1980. 62 с.

106. О-50-X. Авт.: М. Я. Дубников, Г. А. Кондратьев. Ред. С. И. Другов. Карта ГУГК Мингео СССР. Л., 1963. Объяснительная записка. М., Недра, 1968. 56 с.

107. О-50-XI. Авт. М. Л. Кокоулин. Ред. А. И. Ушаков. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1980. 61 с.

108. О-50-XII, О-51-VII. Авт. А. С. Зарубин. Ред. М. В. Михайлов. Карты ВСЕГЕИ. Л., 1983. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1989. 62 с.

109. О-50-XVI. Авт.: Б. В. Огиенко, Б. И. Дорожков, Э. И. Дорожкова. Ред. Ф. В. Кузнецова. Карта ВАГТ. Л., 1966. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1973. 104 с.

110. О-50-XVII. Авт. А. Ф. Петров. Ред. Л. И. Салоп. Карта «Аэрогеология». Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1976. 92 с.

111. О-50-XVIII. Авт. А. Ф. Петров. Ред. Л. И. Салоп. Карта «Аэрогеология». Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1978. 116 с.

112. О-50-XXII. Авт.: Г. Б. Гиммельфарб, Л. Б. Белоножко, Ю. Т. Николаев и др. Ред. Е. П. Миронюк. Карта «Аэрогеология». Л., 1967. Объяснительная записка. М., 1979. 76 с.

113. О-50-XXIII. Авт. В. И. Колесников. Ред. Ю. С. Перфильев. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1985. 92 с.

114. О-50-XXIV. Авт. В. В. Ляхницкий. Ред. Л. М. Реутов. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1981. 100 с.

115. О-50-XXIX. Авт. А. С. Шульгина. Ред. А. М. Лейтес. Карта «Аэрогеология». Л., 1970. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1984. 118 с.

116. О-50-XXX. Авт. М. З. Глуховский. Ред. В. В. Архангельская. Карта «Аэрогеология». Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1978. 118 с.

117. О-50-XXXIV. Авт.: В. И. Колесников, Н. И. Степанова, Л. С. Симонова. Ред. Ю. Б. Казмин. Карта «Аэрогеология». Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1980. 102 с.

118. О-50-XXXV. Авт.: Ю. В. Буфеев, И. П. Щербакова. Ред. В. М. Моралев. Карта «Аэрогеология». Л., 1967. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1978. 124 с.

119. О-50-XXXVI. Авт. В. С. Федоровский. Ред. А. М. Лейтес. Карта «Аэрогеология». Л., 1970. Объяснительная записка. М., 1978. 104 с.

120. О-51-I. Авт.: М. Л. Кокоулин, Л. Л. Феоктистов. Ред. Я. Г. Лифиц. Карта ГУГК. Л., 1962. Объяснительная записка. М., Недра, 1967. 40 с.

121. О-51-II. Авт.: М. Л. Кокоулин, Л. Л. Феоктистов. Ред. Я. Г. Лифиц. Карта ГУГК. Л., 1962. Объяснительная записка. М., Недра. 36 с.

122. О-51-VIII. Авт. В. В. Ляхницкий. Ред. Г. В. Бархатов. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., 1977. 78 с.

123. О-51-IX. Авт. Л. И. Малков. Ред. А. И. Кукс. Карта «Всесоюз. аэролог. трест». Л., 1964. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1974. 68 с.

124. О-51-X. Авт. Л. Н. Малков. Ред. А. И. Кукс. Карта «Аэрогеология». Л., 1964. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1974. 72 с.

125. О-51-XI. Авт. Н. С. Телега. Ред. В. А. Луконина. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1982. 82 с.

126. О-51-XII. Авт. Н. С. Телега. Ред. А. И. Кукс. Карта ГУГК Госгеолком СССР. Л., 1963. Объяснительная записка. М., Недра, 1967. 72 с.

127. О-51-XIII. Авт. Л. М. Реутов. Ред. Е. П. Миронюк. Карта «Аэрогеология». Л., 1971. Объяснительная записка. М., 1976. 80 с.

128. О-51-XIV. Авт.: Л. Н. Малков, И. М. Фрумкин. Ред. Л. И. Леутов. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1980. 84 с.

129. О-51-XV. Авт.: Л. Н. Малков, И. М. Фрумкин. Ред. Л. М. Реутов. Карта «Аэрогеология». Л., 1969. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1981. 96 с.

130. О-51-XVI. Авт. М. В. Сухин. Ред. И. Д. Ворона. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1962. Объяснительная записка. М., Недра, 1964. 76 с.

131. О-51-XVII. Авт. Л. М. Реутов. Ред. И. Д. Ворона. ГУГК Госгеолком СССР, Л., 1963. Объяснительная записка. М., Недра, 1967. 80 с.

132. О-51-XVIII. Авт. В. А. Луконина. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Всесоюз. аэрогеол. трест». Л., 1964. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1975. 212 с.

133. О-51-XIX. Авт. Л. М. Реутов. Ред. Г. Ю. Лагздина. Карта «Аэрогеология». Л., 1970. Объяснительная записка. М., 1977. 78 с.

134. О-51-XX. Авт. В. К. Солецкая. Ред. Г. Ю. Лагздина. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1960. Объяснительная записка. М., 1962. 72 с.

135. О-51-XXI. Авт. С. Е. Карпов. Ред. Г. Ю. Лагздина. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1960. Объяснительная записка. М., 1962. 68 с.

136. О-51-XXII. Авт. Л. М. Минкин. Ред. Г. Ю. Лагздина. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1960. Объяснительная записка. М., 1963. 92 с.

137. О-51-XXIII. Авт. И. Д. Ворона. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1960. Объяснительная записка. М., 1963. 100 с.

138. О-51-XXIV. Авт. И. Д. Ворона. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1960. Объяснительная записка. М., 1963. 102 с.

139. О-51-XXV. Авт.: Л. Н. Малков, В. В. Ляхницкий. Ред. Г. Ю. Лагздина. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1970. Объяснительная записка. М., 1979. 88 с.

140. О-51-XXVI. Авт. В. К. Солецкая. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1958. Объяснительная записка. М., 1960. 60 с.

141. О-51-XXVII. Авт. С. Е. Карпов. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1958. Объяснительная записка. М., 1961. 64 с.

142. О-51-XXVIII. Авт. А. П. Ильиных. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1958. Объяснительная записка. М., 1959. 68 с.

143. О-51-XXX. Авт. Н. С. Телега. Ред. Г. Ю. Лагздина. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1964. Объяснительная записка. М., 1963. 80 с.

144. О-51-XXXI. Авт.: Г. Н. Баженова, Н. А. Козлов, А. Б. Белоножко. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1960. Объяснительная записка. М., Недра, 1964. 72 с.

145. О-51-XXXII. Авт.: Г. Н. Баженова, Н. А. Козлов. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1961. Объяснительная записка. М., 1963. 76 с.

146. О-51-XXXIII. Авт. М. З. Глуховский. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Госгеолтехиздат». Л., 1961. Объяснительная записка. М., Недра, 1967. 72 с.

147. О-51-XXXIV. Авт. А. Г. Кац. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта ГУГК. Л., 1963. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1969. 112 с.

148. О-51-XXXV. Авт. А. Г. Кац. Ред. Ю. К. Дзевановский. Карта «Всесоюз. аэрогеол. трест». Л., 1965. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1976. 120 с.

149. О-51-XXXVI. Авт. А. Г. Кац. Ред. В. В. Архангельская. Карта «Всесоюз. аэрогеол. трест». Л., 1964. Объяснительная записка. М., Союзгеолфонд, 1976. 116 с.

150. Гранитоиды складчатых областей. Науч. ред. С. А. Лесков, СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1983. 179 с.

151. *Грачев А. Ф.* Эволюционный ряд в развитии рифтовых областей Земли. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск. 1975.

152. *Грин Г. Х.* Экспериментальные исследования генезиса анортозитов при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 228—255.

153. *Гришин М. П., Лопышев В. И., Сурков В. С.* Элементы взаимосвязи структур фундамента и осадочного чехла. — В кн.: Нефтегазопоисковая геофизика в условиях широкого развития траппового магматизма. Новосибирск, 1982, с. 5—15.

154. *Дагелайская И. Н., Мошкин В. Н.* Атортозиты Алдано-Станового и Украинского щитов и их формационная принадлежность. — Сов. геология, 1971, № 5, с. 140—142.

155. XII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии (Москва, 1989 г.). М., АН СССР, 1989. 418 с.

156. *Джан Б. М., Джан З. К.* Радиометрический возраст и геохимия редкоземельных элементов в архейских гранулитовых гнейсах восточной части провинции Хэбей, Китай. — В кн.: Геохимия архея (происхождение и эволюция архейской континентальной коры). М., Мир, 1987, с. 250—285.

157. *Дзевановский Ю. К.* Алданская плита (краткий очерк геологии и тектоники). — Матер. ВСЕГЕИ, общ. серия, 1949, № 9.

158. *Дзевановский Ю. К.* К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири и Дальнего Востока. Госгеолтехиздат, 1956.

159. *Дзевановский Ю. К., Лазько Е. М.* Стратиграфия архея Алданского щита. — Геол. сборник (Львов. геол. об-во), 1956, № 2—3, с. 80—94.

160. *Дзевановский Ю. К.* Геология западной окраины Станового хребта. — Бюл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1, с. 21—27.

161. *Дзевановский Ю. К.* Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение. — Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1959, № 7, с. 55—60.

162. *Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г.* Докембрий Алданского щита и хребта Станового. — В кн.: Докл. сов. геол. (Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Пробл. 9). М., Недра, 1960, с. 77—90.

163. *Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю.* и др. Геологическое строение Алданского горно-промышленного района. Л., Госгеолтехиздат, 1961. 102 с.

164. *Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Магнушевский Э. Л.* и др. Основные вопросы стратиграфии досиния Алдано-Станового кристаллического массива. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1968, т. 143.

165. *Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П.* Эволюция древних подвижных областей Востока СССР. — В кн.: Докл. сов. геол. (Межд. геол. конгресс, XXIII сессия). Пробл. 3 «Орогенические нояса». М., Наука, 1968, с. 94—98.

166. *Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П., Лагздина Г. Ю.* История геологического развития Алданского щита. Тектоника Сибири. Т. III. М., Наука, 1970.

167. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Принципы выделения и классификации региональнометаморфических формаций. — Геология и геофизика, 1969, № 3, с. 3—16.

168. Докембрий восточных районов СССР. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1967, т. 122. 207 с.

169. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Ред. Ч. Б. Борукаев. Новосибирск, Наука, 1985. 200 с.

170. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Путеводитель Междунар. геол. экскурсии Проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». Отв. ред. В. А. Рудник. Л., 1989. 260 с.

171. *Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д.* и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1959, вып. 8.

172. *Другова Г. М., Чухонина А. Н., Морозова И. М.* и др. Древнейшие толщи Алданского щита. — Сов. геология, 1984, № 11, с. 82—89.

173. *Другова Г. М., Левченков О. А., Морозова И. М.* и др. Состав и возраст пород древнейшего фундамента Алданского архея. — ЗВМО, 1986, вып. 5, с. 543—561.

174. *Другова Г. М., Морозова И. М., Левченков О. А.* и др. Этапы развития раннего докембрия и проблема архейского фундамента западной части Алданского щита. — В кн.: Геология и геохронология Сибирской платформы. (Тез. докл.). Иркутск, 1988, с. 203—205.

175. *Дук В. Л., Салье М. Е., Байкова В. С.* Структурно-метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л., Наука, 1975. 226 с.

176. *Дук В. Л., Кицул В. И., Петров А. Ф.* и др. Ранний докембрий Южной Якутии. М., Наука, 1986. 280 с.

177. *Дук В. Л., Горохов В. И., Кицул В. И.* и др. U-Pb возраст и генезис Усть-Иджекского массива (Центральная часть Алданского щита). — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Л., Наука, 1989, с. 126—135.

178. *Егоров Л. С., Миронюк Е. П.* Щелочной магматизм Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1977, т. 265, с. 16—23.

179. *Ефимов А. Ф., Краченко С. М., Власова Е. В.* Материалы по минералогии щелочных пегматитов Инагли (Южная Якутия). — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.

180. *Ефремов И. А.* Геологический очерк Олекмо-Тындинского района. — Труды СОПС АН СССР, сер. сибир., 1935, вып. 2, с. 13—71.

181. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. Под ред. В. Н. Солоненко. М., Наука, 1966, с. 226—230.

182. *Журавлев Д. З., Пухтель И. С., Самсонов А. В.* и др. Sm-Nd и U-Pb-изотопные системы в породах фундамента Среднеприднепровской и Олекминской гранит-зеленокаменных областей. — В кн.: II Всес. симп. по геохимии изотопов (Москва, 1—3 дек. 1986 г.). Тез. докл. М., 1986, с. 141—142.

183. *Журавлев Д. З., Пухтель И. С., Самсонов А. В.* и др. Геология и геохронология Олекминской гранит-зеленокаменной области (Алданский щит). — В кн.: Геология, тек-

тоника, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохрон. Тез. докл. Иркутск, 1987, с. 211—213.

184. *Журавлев Д. З., Пухтель И. С., Самсонов А. В.* Sm-Nd возраст и геохимия метавулканитов Олондинского зеленокаменного пояса (Алданский щит). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1989, № 2, с. 39—49.

185. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Классификация подземных вод и горных пород — основа гидрогеологического картирования и районирования. — В кн.: Проблемы гидрогеологического картирования и районирования. Л., ГО СССР, 1971, с. 4—16.

186. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. Ред. В. И. Смирнов, 1975, М., Наука. 368 с.

187. *Зверев В. Н.* Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. — Изв. Геолкома, 1913, т. 32, № 4, с. 363—404.

188. *Зверев В. Н.* Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. — Труды ГГРУ, 1931, вып. 29.

189. *Зегебарт Д. К.* Геологическое строение междуречья рек Алдана и Амги. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1939, т. XVII (4—5).

190. *Золотарев А. Г.* Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск, Наука, 1974. 120 с.

191. *Иванов В. В., Невраев Г. А.* Классификация подземных минеральных вод. М., Недра, 1964. 168 с.

192. *Искандерова А. Д., Неймарк А. А., Рудник В. А.* Результаты датирования раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом. — В кн.: Геологические формации региона БАМ. Л., 1980, с. 123—138. (ВСЕГЕИ).

193. *Казакевич Ю. П., Шер С. Д., Сенюгина Е. Я.* и др. Закономерности локализации золотого оруденения Ленского района в связи с особенностями его геологического строения. — Труды ЦНИГРИ, 1959, вып. 32, с. 3—10.

194. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания СССР м-ба 1 : 2 500 000. М., Недра, 1972. 16 с.

195. *Карсаков Л. П., Михалевский Л. К.* О возрасте Сэйимских габброидов в Каларском анортозитовом массиве. — ДАН СССР, 1990, т. 315, № 2, с. 449—452.

196. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы м-ба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Л., 1977. 107 с.

197. Карта перспективной оценки угленосности, сланценосности и нефтегазоносности зоны БАМ. М-б 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Ред. Г. Д. Петровский. Л., 1983. 94 с. (ВСЕГЕИ).

198. *Кац А. Г.* К вопросу об истории формирования мезокайнозойских впадин Алданского щита. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1962, с. 212—217.

199. *Киричкова А. И.* Фитостратиграфия и флора юрских и нижнемеловых отложений Ленского бассейна. Л., Недра, 1985.

200. *Кицул В. И., Лазебник К. А.* Геология и петрография докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М., Наука, 1966, с. 135—158.

201. *Кицул В. И., Шкодзинский В. С.* Гранулитовая фация Алданского щита. — В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия: МГК, 25-я сессия. Докл. сов. геол. М., Наука, 1976, с. 275—286.

202. *Климов Г. И.* О вертикальной гидрогеохимической зональности в кристаллических породах Алданского щита. — В кн.: Геокриологические и гидрогеологические исследования Сибири. Якутск, 1972, с. 133—145.

203. *Ковальская В. Т., Сюндюков Ш. А., Фролов В. И.* Возраст и условия формирования угленосных отложений Ханинского грабена. — В кн.: Палинологические материалы к стратиграфии осадочных отложений Якутии. Якутск, 1975, с. 33—44.

204. *Коген В. С.* Новые данные о мусковитоносных пегматитах юго-востока Алданского щита. — Труды ВАГТ, 1962, вып. 8, с. 106—108.

205. Кодаро-Удоканский рудный район зоны БАМа: Путеводитель экскурсии XI Всесоюз. металлогенич. совещания «Металлогения Сибири». Сост. В. К. Голев и др., Новосибирск, 1987. 81 с. (ИГиГ СО АН СССР).

206. *Козырева И. В., Авченко О. В., Мишкин М. Л.* Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М., Наука, 1985. 164 с.

207. *Колосов П. Н.* Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск, 1973. 155 с.

208. *Коржинский Д. С.* Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон), М.—Л., ОНТИ, 1936. 76 с.

209. *Коржинский Д. С.* Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.—Л., АН СССР, 1939, т. 1, с. 349—366.

210. *Кориковский С. П., Федоровский В. С.* О геологических и петрологических взаимоотношениях удоканской серии и станового комплекса. — ДАН СССР, 1964, т. 156, с. 318—321.

211. *Кориковский С. П., Федоровский В. С.* Ранний докембрий Витимского нагорья. М., Наука, 1980. 300 с.

212. *Корнутова Е. И., Филина Н. И.* О возрасте «белесой» толщи верховьев р. Шилки. — Вестник МГУ, 1974, № 2.

213. *Корнутова Е. И., Мокшина О. М.* Стратиграфия кайнозойских отложений Среднекаларской впадины (Забайкалье). — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977, т. 222, с. 27—34.

214. *Корнутова Е. И., Цветков В. П., Кислицын В. Н., Жильцова Н. Н.* Палеоген и неоген Чарской впадины. — В кн.: Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука, 1984, с. 120—123.

215. *Корнутова Е. И.* Поздний кайнозой бассейнов рек Олекма и Тунгир. — В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 34—38.

216. *Кочетков А. Я.* Молибден-медно-золото-порфировое месторождение Рябиновое. — Отечеств. геология, 1993, № 7, с. 50—58.

217. *Кравченко В. М.* Формации тектонитов (джеспилитов) докембрийского возраста Южной Якутии и их промышленные перспективы. — Материалы по геол. и пол. иск. ЯАССР, 1962, вып. VIII, с. 3—16.

218. *Кравченко С. М., Власова Е. В.* Щелочные породы Центрального Алдана. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1962, вып. 14. 190 с.

219. *Краевский Б. Г., Кургалиев Г. Н., Суховерхова М. В.* и др. Гипергенное фосфатонакопление в Мелемконском регионе Алданского щита. — В кн.: Месторождения агрохимического сырья на юге ДВ. Владивосток, ДВО АН СССР, 1989, с. 27—36.

220. *Краснов А. И.* О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. — Сов. геология, 1964, № 11, с. 61—71.

221. *Кривенко В. А., Пинаева Т. А.* Геология и петрология раннего докембрия Кодаро-Удоканского региона. Новосибирск, Наука, 1987. 134 с.

222. *Криштофович А. Н.* Палеоботаника, Л., Гостоптехиздат, 1957. 650 с.

223. *Кудрявцев В. А., Ахметов Р. Н., Бирюлькин Г. В.* Структурно-вещественные комплексы докембрия Темулякит-Тунгургинской складчатой зоны Алданского щита. — В кн.: Геология докембрия и тектоника ДВ, 1975, с. 49—60.

224. *Кудрявцев В. А., Нужнов С. В.* Верхнеархейские структуры Алданского щита. — Геология и геофизика, 1981, № 6, с. 28—37.

225. *Кулиш Е. А.* Осадочная геология архея Алданского щита. М., Наука, 1983. 208 с.

226. *Лазько Е. М., Митич Г. Б.* Протерозой Алданской плиты. — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2, с. 105—110.

227. *Лазько Е. М.* Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львов. ун-та, 1956. 195 с.

228. *Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А.* О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли. — Геол. сборник Львовского геол. о-ва, 1968, № 11, с. 116—126.

229. *Лебедев А. П.* Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). М., Изд-во АН СССР. 1962. 99 с.

230. *Левченков О. А., Михайлов Д. А., Овчинников Г. В.* и др. Возраст гранитоидов западной части Алданского массива по геологическим и радиологическим данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 10.

231. *Левченков О. А., Балаганский В. В., Макеев А. Ф.* и др. Возраст гранитоидов восточной части Станового хребта (по изотопным данным). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 7, с. 25—34.

232. *Левченков О. А., Морозова И. М., Другова Г. М.* и др. Датирование древнейших образований Алданского щита. — В кн.: Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М., Наука, 1987, с. 116—137.

233. *Лейтес А. М.* Нижний протерозой Олекмо-Витимской горной страны. М., Наука, 1965. 155 с.

234. *Лейтес А. М.* Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1965, вып. 122. 184 с.

235. *Лепин В. С., Грабкин О. В., Колосницына Т. И.* и др. Рубидий-стронциевый возраст кварцитов иенгрской серии Алданского щита. — Геохимия, 1983, № 5, с. 777—781.

236. Магматические формации СССР. В 2-х томах. Под ред. В. Л. Масайтиса, В. Н. Москалевой и Н. А. Румянцевой. Л., Недра, 1979; т. 1, с. 147; т. 2, 279 с.

237. *Малич Н. С., Певзнер В. С., Чухонин А. П.* Новые данные о фундаменте западной части Сибирской платформы. — ДАН СССР, 1998, т. 303, № 4.

238. *Макарьев Л. Б., Чухонин А. П., Черников В. В.* и др. Докембрийские гранитоиды Нечерского и Тонодского поднятий Байкальской складчатой области. — Геология и геофизика, 1992, № 9, с. 61—72.

239. *Малышев Ю. Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М., Наука, 1977. 127 с.

240. *Мануйлова М. М.* Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна). — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 306—329.

241. *Мануйлова М. М., Миронюк Е. П., Вишневский А. Н.* и др. Корреляция магматических и ультраметаморфических комплексов докембрия фундамента Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1977, т. 265, с. 40—55.

242. *Мануйлова М. М.* Геохронология раннего докембрия (по цирконам и биотитам) региона БАМ в связи с тектоническим развитием. — В кн.: Геологические основы металлогенического анализа зоны БАМ. Л., 1991, с. 28—47. (ВСЕГЕИ).

243. *Маракушев А. А.* Петрология таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан, 1958. 121 с.

244. *Маркович Е. М., Игнатьев Г. А., Переясловский И. В.* О возрасте угленосной толщи Кодара (Сев. Забайкалье). — Сов. геология, 1984, № 3, с. 52—59.

245. *Маркович Е. М.* Новые данные по флоре Южно-Якутского бассейна и палеоботаническое обоснование внутрибассейновой корреляции разрезов. — В кн.: Новые угленосные районы Южно-Якутского бассейна. Якутск, 1985, с. 18—41.

246. *Маркович Е. М.* Флора и возраст угленосных отложений Кодара (Сев. Забайкалье). — Сов. геология (в печати).

247. *Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г.* Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры — дива). — Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 85.

248. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975. 181 с.

249. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 8. Якутск, 1962. 132 с.

250. Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 18, Якутск, 1963. 238 с.

251. Материалы по региональной геологии. — Труды ВАГТ, 1962, вып. 8. 158 с.

252. Металлогеническая карта Кодаро-Удоканского прогиба и его обрамления. М-б 1 : 200 000. Сост.: Ю. В. Богданов (ред.), В. П. Феоктистов, В. С. Чечеткин. Л., 1984. (ВСЕГЕИ).

253. Металлогеническая карта региона БАМа. М-б 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Сост. Е. Б. Бельтенев и др. Ред. Ю. В. Л. Богданов, 1981. 140 с. (ВСЕГЕИ).

254. Металлогеническая карта Сибирской платформы. М-б 1 : 2 500 000. Авт.: Н. С. Малич, Е. П. Миронюк, Е. В. Туганова и др. Гл. ред. Н. С. Малич. Л., 1982. (ВСЕГЕИ).

255. Металлогения раннего докембрия. Под ред. Ю. М. Соколова, Т. В. Билибиной. Л., Наука, 1984. 237 с.

256. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Л., Недра, 1987. 307 с.

257. Минералогия метаморфических и магматических комплексов Восточной Сибири. Иркутск, 1993. 276 с.

258. *Миронюк Е. П.* Геоморфология восточных окраин хребтов Яблонового и Удокана. — Материалы ВСЕГЕИ, 1959, вып. 24, с. 161—182.

259. *Миронюк Е. П.* Эопалеозойские (синийские) отложения левобережья среднего течения р. Олёкмы. — Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1959, № 17, с. 5—10.

260. *Миронюк Е. П.* К открытию миссуритов на Алданском щите. — ЗВМО, 1960, 89, вып. 4, с. 9.

261. *Миронюк Е. П.* Мезозойские и кайнозойские магматические породы Алданской антеклизы. — В кн.: Геология Сибирской платформы. Недра, 1965. 17 с.

262. *Миронюк Е. П.* Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса. — В кн.: Геология и петрология Алданского щита. М., Наука, 1966, с. 93—109.

263. *Миронюк Е. П.* К мезозойской истории развития центральной части Западного Приучурья (Алданский щит). — Труды ВСЕГЕИ, 1967, т. 135, с. 15.

264. *Миронюк Е. П., Петров А. Н.* Структурно-формационное положение юдомской свиты на Алданском щите и в смежных регионах. — В кн.: Новые данные по вендским (юдомским) отложениям Якутии. Якутск, 1970, с. 6.

265. *Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.* Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971. 240 с.

266. *Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.* Опыт расчленения и корреляции метаморфических комплексов докембрия Алданского щита при средне- и крупномасштабной геологической съемке. — Экспресс-информация, сер. «Общ. и регион. геология», 1972, № 13, с. 22.

267. *Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.* Опыт средне- и крупномасштабной съемки метаморфических комплексов докембрия Алданского щита. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1973, т. 198, с. 11.

268. *Миронюк Е. П., Донаков В. И.* Условия формирования интрузий северной части Алдано-Станового щита. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 135—142.

269. *Миронюк Е. П.* Типизация формаций метаморфических пород раннего докембрия (на примере Сибири). — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 7.

270. *Миронюк Е. П., Голубчина М. Н.* Об источнике серы при формировании золото-сульфидных руд Алданского щита. — Геология рудных месторождений, 1978, № 4, с. 4.

271. *Миронюк Е. П., Магнушевский Э. Л.* Латеральные ряды формаций позднего карелия и рифея Алдано-Станового геоблока. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1980, т. 307, с. 11.

272. *Миронюк Е. П., Загрузина И. А., Голубчина М. Н.* Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных месторождений зоны БАМ. — Зап. ВМО, 1980, т. CIX, вып. 3, с. 10.

273. *Миронюк Е. П., Магнушевский Э. Л., Кичигин Л. Н.* Корреляция эндогенных процессов мезозойской активизации Алдано-Станового щита. — В кн.: Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, Наука, 1982, с. 3—10.

274. *Миронюк Е. П., Загрузина И. А.* Геоблоки Сибири и этапы их формирования. — В кн.: Тектоника Сибири, т. XI. Новосибирск, Наука, 1983, с. 8.

275. *Миронюк Е. П., Малич Н. С.* и др. Геология Сибирской платформы. — Докл. 27-й сессии МГК. Т. 1. «Геология Советского Союза». М., Наука, 1984, с. 8.

276. *Миронюк Е. П., Малич Н. С., Мошкин В. Н.* Докембрийские рудоконтролирующие структуры Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: Металлогения раннего докембрия СССР. Л., Наука, 1984, с. 155—163.

277. *Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Неймарк Л. А.* Уклускинский апатитоносный комплекс. — Геология рудных месторождений, 1985, № 5, с. 12.

278. *Миронюк Е. П., Загрузина И. А., Голубчина М. Н.* и др. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений. — В кн.: Исследование изотопов серы для решения геологических задач. Л., Недра, 1987, с. 8.

279. *Миронюк Е. П.* Архейский цикл эволюции геоструктуры региона БАМ. — В кн.: Геологические основы металлогенического анализа зоны БАМ. Л., 1991, с. 5—17. (ВСЕГЕИ).

280. *Миронюк Е. П., Тимашков А. Н., Чухонин А. П.* и др. Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы. — Региональная геология и металлогения, 1996, № 5, с. 98—110.

281. *Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Е. С.* и др. Тектоника Якутии. Новосибирск, Наука, 1975. 198 с.

282. *Моралев В. М.* Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. М., Наука, 1986. 165 с.

283. *Моралев В. М., Глуховский М. З., Банковская Э. В.* и др. Изотопное датирование метабазитов архея Алданского щита и проблема раннепротерозойского термотектогенеза. — Геология и геофизика, 1992, № 2, с. 53—58.

284. *Морозова И. М., Левченков О. А., Богомолов Е. С.* и др. Новые результаты изотопно-геохимических исследований и возраст структурно-вещественных комплексов Олекминской складчатой области. — В кн.: Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л., Наука, 1987, с. 132—139.

285. *Морозова И. М., Другова Г. М., Богомолов Е. С.* и др. Изотопно-геохронологические доказательства раннедокембрийской истории Алдано-Олекминского региона. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия. Л., Наука, 1989, с. 7—22.

286. *Морозова И. М., Белецкий Б. В.* и др. О последовательности гранито- и рудообразования в Алдано-Становом регионе. — В кн.: Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990.

287. *Музис И. А.* К вопросу о стратиграфии кайнозойских отложений Северного Забайкалья. — В кн.: Четвертичный период Сибири. М., Наука, 1966, с. 145—154.

288. *Музис А. И., Максимова Г. А.* Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 1 000 000. (нов. сер.). Карта четвертичных отложений. Ред. А. И. Музис. М., 1975.

289. *Мурзаев С. П.* Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск, 1974. 179 с.

290. *Неелов А. Н.* и др. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. — Геология и геофизика, 1962, № 11.

291. *Неймарк Л. А., Миронюк Е. П., Искандерова А. Д.* и др. Новые данные о возрасте пород и руд Чарского месторождения железистых кварцитов. — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 2, с. 427—430.

292. *Неймарк Л. А., Искандерова А. Д., Тимашков А. Н.* и др. Новые данные о возрасте пород и руд Ханинского апатитоносного района. — Докл. АН СССР, 1984, т. 279, № 3, с. 713—717.

293. *Неймарк Л. А.* Возможности и ограничения свинцово-изохронного метода при датировании раннедокембрийских полиметаморфических пород. — В кн.: Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза. М., Наука, 1987, с. 29—44.

294. Новейшая тектоника и формирование многолетнемерзлых пород и подземных вод. Авт.: Т. Н. Каплина, О. П. Павлова, В. П. Чернядьев, И. Л. Кузнецова. М., Наука, 1975. 124 с.

295. Новые данные о геологии и нефтегазоносности Якутской АССР. Якутск, 1974. 180 с.

296. Объяснительная записка к комплексу инженерно-геологических и гидрогеологических карт по зоне освоения вдоль трассы БАМ. Под ред. Д. Г. Зилинга, Е. Г. Чановского, Н. А. Титова. М., Гидрогеология, 1979. 120 с.

297. *Овчинникова Г. В., Яковлева С. З., Комаров А. Н.* и др. Исследование U—Pb изотопно-геохимических систем эндербитогнейсов Верхнеларбинского гранулитового блока Становой складчатой области. — В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л., 1987, с. 171—186.

298. Основные закономерности развития и металлогении областей тектоно-магматической активизации юга азиатской части СССР. Гл. ред. А. Д. Щеглов. Л., Недра, 1979. 303 с.

299. *Павлов А. В., Василевская Н. Д., Абрамова Л. Н.* К стратиграфии юрско-меловых угленосных отложений Алдано-Чульманского района. — В кн.: Ископаемые угли Сибири и методы их изучения. Новосибирск, Наука, 1971, с. 189—196.

300. *Павлов С. Ф., Кашик С. А., Ломоносова Т. К.* и др. Кайнозойские коры выветривания и осадочные формации Западного Прибайкалья. Новосибирск, Наука, 1976. 157 с.

301. *Павловский Е. В.* Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна). — Труды ВГРО, 1933, вып. 271, с. 69—102.

302. *Павловский Е. В.* Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5, с. 25—38.

303. *Панченко И. В.* Геология и эволюция метаморфизма нижнедокембрийских комплексов Станового хребта. Владивосток, 1985. 152 с.

304. *Панова А. А., Филина Н. И., Хотина Е. Б.* К палеоботаническому обоснованию выделения верхнемеловых отложений Витимского плоскогорья. — Вестник МГУ (биология, почвоведение), 1975, № 5, с. 109—112.

305. *Парфенов В. Я., Юдин Н. И.* Метаморфическая апатитоносность древних толщ Центрального Алдана. М., Наука, 1982. 132 с.

306. *Перваго В. А.* Алданская железорудная провинция (районирование и перспективы). — Сов. геология, 1958, № 8, с. 3—26.

307. *Перфильев Ю. С.* Некоторые вопросы стратиграфии района Удоканского хребта (Северное Забайкалье). — В кн.: Тезисы докладов Второй науч. конф. геол. секции им. В. А. Обручева. Чита, 1965, с. 9—13.

308. *Перцев Н. Н., Кулаковский А. Л.* Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М., Наука, 1988. 237 с.

309. *Перчук Л. Л., Кицул В. И., Подлесский К. К.* и др. Эволюция метаморфизма пород Алданского массива. Якутск, 1981. 63 с.

310. *Петров А. В.* Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита. Новосибирск, Наука, 1976. 120 с.

311. *Петров Б. В., Мокрыгина В. А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, Наука, 1975. 142 с.

312. *Петрова З. И., Пожарицкая Л. К., Ройземан В. М.* и др. Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогопита. Новосибирск, Наука, 1975. 152 с.

313. Петрогеохимические исследования при геологосъемочных работах в области развития метаморфических комплексов докембрия. Методические рекомендации. СПб., 1992. 62 с. (ВСЕГЕИ).

314. Петрология гранулитовой фации Алданского щита. Ред. В. И. Кицул. М., Наука, 1973. 232 с.

315. *Петрусевич М. И.* Чинейское титаномагнетитовое месторождение. — Сов. геология, 1946, № 10, с. 91—94.

316. Платина России. М., Геоинформмарк, 1994. 250 с.

317. *Пиннекер Е. В., Писарский Б. И.* Подземные воды зоны Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск, 1977. 86 с.

318. *Попов Н. В., Смелов А. П., Добрецов Н. И.* и др. Олондинский зеленокаменный пояс. Якутск, 1990. 172 с.

319. *Приходько В. П.* Палеоген-неогеновые коры выветривания в Еравинском районе. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, 1967, вып. XI, с. 54—57.

320. Проблемы геологии, геофизики и полезных ископаемых Алдано-Станового геоблока. Науч. ред. В. А. Абрамова. Якутск, 1991. 156 с.

321. Проблемы геологии докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1974, т. 199. 216 с.

322. Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. Отв. ред. А. А. Шафеев. М., Наука, 1986. 152 с.

323. Прогнозная карта ресурсов подземных вод зоны освоения вдоль трассы БАМ. М-б 1 : 1 500 000. Авт.: Т. В. Пугачева, Е. С. Тимофеева. М., ГУГК, 1980.

324. *Пушкарев Ю. Д., Гулий В. Н., Кравченко М. П.* и др. Изотопный состав свинца и стронция в месторождениях апатит-силикатных и апатит-карбонатных руд Алданского щита. — В кн.: XII Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М., 1989, с. 10—11.

325. *Работнов В. Т.* Стратиграфия позднедокембрийских отложений Олекмо-Токкинского междуречья. — ДАН СССР, 1964, т. 156, № 6, с. 1351—1354.

326. Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. Отв. ред. В. А. Кузнецов. М., Наука, 1982. 204 с.

327. Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления. Отв. ред. Ф. П. Митрофанов, Н. И. Московченко. Л., Наука, 1985. 184 с.

328. Ранний докембрий Южной Якутии. Отв. ред. Н. Л. Добрецов. М., Наука, 1986. 280 с.

329. *Рассказов С. В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск, Наука, 1993. 174 с.

330. *Реутов Л. М.* Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск, Наука, 1981. 184 с.

331. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири. Новосибирск, 1979. Ч. I — Верхний протерозой и нижний палеозой. 1983. 214 с., 26 табл.; Ч. II — Средний и верхний палеозой. 1982. 129 с., 18 табл.; Ч. III — Четвертичная система. 1983. 83 с., 3 схемы (19 л.).

332. Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири (Л., 1956). М., Госгеолтехиздат, 1959. 91 с.

333. Решения III Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. Новосибирск, 1981. 89 с.

334. *Роганов Г. В.* Усть-Нюкжинский апатитоносный массив. — Тихоокеанская геология, 1990, № 5, с. 95—100.

335. *Роганов Г. В., Корсаков Л. Г.* Апатитоносность раннего докембрия Алдано-Станового щита. Хабаровск, 1991. 96 с.

336. *Рублев А. Г., Чухонин А. П., Неймарк Л. А.* и др. О возрасте гранитов Кодарского массива по данным изотопных методов. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1981, т. 278, с. 54—60.

337. *Рудник В. А., Соботович Э. В., Терентьев В. М.* Об архейском возрасте древнейших пород Алданского комплекса. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 4, с. 897—900.

338. *Рудник В. А., Соботович Э. В., Искандерова А. Д.* Свинцово-изотопные отношения как основа периодизации докембрия. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 11, с. 44—55.

339. *Рудник В. А.* Последовательность геологических событий в докембрии Восточной Сибири по радиологическим данным. — В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л., Недра, 1973, с. 228—254.

340. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975. 413 с.

341. *Салоп Л. И.* Геология Байкальской горной страны. Т. I: М., Недра, 1964. 515 с. Т. II: М., Недра, 1967. 700 с.

342. *Салоп Л. И.* Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., Недра, 1982. 344 с.

343. *Седова М. А., Сиротенко А. А.* Палинологические комплексы континентальных юрских и нижнемеловых отложений Забайкалья и их значение для стратиграфии. — В кн: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР, Л., Наука, 1967, с. 119—125.

344. *Сердюченко Д. П.* Происхождение архейских железных руд Южной Якутии. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 8, с. 10—20.

345. *Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А.* Людвигитовая минерализация и (TR-B-Fe) парагенез в древних платформах. М., 1963.

346. *Сиротенко А. А.* Палинокомплексы и возраст угленосных отложений Апсатской впадины (Северное Забайкалье). — В кн.: Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тез. докл. IV Дальневосточного региона на Межведомств. стратиграф. совещании). Хабаровск, 1990.

347. *Смирнов Ф. Л.* Геология апатитовых месторождений Сибири. М., Наука, 1980. 245 с.

348. *Собаченко В. Н.* Геохимические условия проявления редкометалльных метасоматитов в докембрийских троговых структурах Удоканского района (Северо-Восточное Забайкалье. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения). Материалы совещ., Новосибирск, 19—21 апр. 1983 г. Новосибирск, 1985, с. 133—139.

349. *Соботович Э. В., Шац М. М., Ловцюс А. В.* и др. Распространенность изотопов свинца в породах Алданского кристаллического щита и их радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., Наука, 1973, с. 165—186.

350. *Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К.* О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия. М., 1956, с. 31—50.

351. *Солоненко В. П.* Проблемы сейсмогеологии восточной части трансазиатской сейсмической зоны. — В кн.: Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск, Наука, 1990, с. 210—218.

352. Состояние проблемы и задачи геологического картирования областей развития докембрия на территории России. Тез. докл. Всероссийского совещания (8—10 февраля 1994 г.). Отв. ред. В. К. Головенок, В. М. Шемякин. СПб., 1994. 108 с. (ВСЕГЕИ).

353. *Старухина Л. П.* Апсатская и быйкинская свиты Апсатской впадины. — В кн.: Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока (Тез. докл. IV Дальневосточного регион. межведомств. стратиграфич. совещания). Хабаровск, 1990.

354. Стратиграфия и осадочная геология докембрия Дальнего Востока. Владивосток, 1978. 143 с.

355. Структурные элементы региона Байкало-Амурской магистрали и их минерагенические особенности. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1979, т. 303. 96 с.

356. *Ступак Ф. М., Ступак Р. М.* Байкальский рифт: эволюция вулканизма в Удоканском ареале. — В кн.: Магматизм рифтов. М., 1989, с. 76—88.

357. *Судовиков Н. Г.* Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, с. 29—49.

358. *Судовиков Н. Г.* Петрография докембрия Алданского горно-промышленного района. — В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1962.

359. *Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С.* Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., Наука, 1965. 288 с.

360. *Суханов М. К., Ленников А. М., Журавлев Д. З.* Радиологическое датирование Верхнеундытканского массива автономных анортозитов. — Докл. АН СССР, 1991, т. 320, № 1, с. 187—191.

361. *Сюндюков Ш. А.* Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно-Якутского бассейна. Отв. ред. Н. В. Черский. Новосибирск, Наука, 1974. 78 с.

362. *Томбасов И. А., Синица С. М.* Стратиграфия удоканского комплекса Икабья-Читкандинского района. — В кн.: Стратиграфия нижнего докембрия ДВ. Владивосток, 1990, с. 56—61.

363. *Травин Л. В.* Петрохимические и формационные особенности архейских метаосадочных образований центральной части Алданского щита. — Литология и полезные ископ., 1977, № 3, с. 115—126.

364. *Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Грачев Т. В.* и др. Проблема возраста иенгрской серии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1976, т. 281, № 1, с. 169—172.

365. *Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Грачев Т. В., Лапиков А. В., Смирнов Ф. Л.* О возрасте апатитового оруденения Алданского щита. — Геохимия, 1977, № 6, с. 847—853.

366. *Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.* и др. Проблема возраста древнейших образований Станового хребта. — В кн.: Геология и геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1980, с. 122—126.

367. *Уфимцев Г. Ф.* Древняя кора выветривания в Центральном Забайкалье. — Геология и геофизика, 1969, № 6, с. 122—127.

368. *Ушакова З. Г.* Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. — Труды ЛАГЕД АН СССР, 1953, вып. 2, с. 213—227.

369. *Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Вост. Сибирь). — Труды ГИН СССР, 1972, вып. 236, с. 19—20.

370. *Фотиев С. М.* Подземные воды и мерзлые породы угленосного бассейна Южной Якутии. М., Наука, 1965.

371. *Фрадкина А. Ф.* К палинологической характеристике миоценовых отложений западного побережья залива Корфа на Камчатке (ежовый горизонт). — В кн.: Этюды по палеофитологии Сибири. М., Наука, 1976, с. 52—62.

372. *Фролова Н. В.* Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. — В кн.: Труды Межведомств. совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 240—245.

373. *Фролова Н. В., Клековкин Н. Д.* Стратиграфия архея Алданского массива и методики поисков и разведки алданских месторождений флогопита. — Труды Алдан. геол.-разв. эксп., 1945, вып. 2. 113 с.

374. *Фрумкин И. М., Нужнов С. В.* Основные проблемы геологии архея Алданского щита. — Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯА СССР, 1968, вып. 18, с. 7—18.

375. *Хлыстов П. А., Дехтярева Л. В.* Основные этапы мезокайнозойского выравнивания и корообразования в Западном Забайкалье. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР, 1970, вып. XIII, с. 50—57.

376. *Хотина Е. Б.* Условия формирования рельефа и стратиграфия кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геол.-мин. наук, Л., 1968. 24 с.

377. *Хотина Е. Б.* Новые данные о кайнозойских образованиях Алданского нагорья и долины р. Алдан на участке г. Томмот—пос. Белькачи. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977, т. 222, с. 35—41.

378. *Хотина Е. Б., Жежель О. Н.* Палеогеновые и неогеновые отложения юга Якутии. — В кн.: Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. М., Наука, 1984, с. 116—120.

379. *Хотина Е. Б., Жежель О. Н.* Кайнозой бассейна Алдана. — В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 29—33.

380. *Хотина Е. Б., Жежель О. Н., Ромм Г. М.* Кайнозойские отложения Алдано-Амгинского стратотипического района Южной Якутии. — В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л., 1987, с. 44—51.

381. *Чупин В. П., Чупин С. В., Поспелова Л. Н.* и др. Расплавные включения в цирконе из архейских гнейсов как показатель природы протолитов и состава древнейших магм. — Докл. АН СССР, 1994, т. 338, № 6, с. 806—810.

382. *Чухонин А. П.* Состояние U-Pb-системы цирконов из гнейсов, пегматитов и гранулитов Беломорского блока. — В кн.: Геохронология и геохимия изотопов. Л., 1987, с. 54—66.

383. *Шабынин Л. И.* Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. М., Недра, 1978. 232 с.

384. *Шаров В. Н., Фефелов Н. Н.* и др. Датирование нижнепротерозойских стратифицированных образований Патомского нагорья Rb-Sr методом. — Докл. АН СССР, 1992. 324, № 5.

385. *Шапошников Г. Н.* Некоторые новые данные о габброидных интрузиях горной цепи Зверева (Южная Якутия). — Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 28.

386. *Шилина Г. П., Цейтлин С. М.* О первой находке кимберлитов на Алдане (р. Чомпула). — Сов. геология, 1958, № 1.

387. *Шкодзинский В. С.* Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, Наука, 1976. 222 с.

388. *Шульгина В. С.* Геология мезозойских угленосных отложений Кодаро-Удоканского района. Тез. докл. II научной конференции геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальского отд. Географ. о-ва СССР. Чита, 1965, с. 27—30.

389. *Шульдинер И. С., Панченко И. В., Шульдинер В. И.* Стратиграфия и минерагения нижнего докембрия бассейна р. Нюкжи. — Сов. геология, 1983, № 8, с. 77—85.

390. *Энтин А. Р., Тян О. А.* Докарбонатитовый этап формирования апатитовых месторождений селигдарского типа. Якутск, 1984. 28 с.

391. Южная Якутия. Мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические условия Алданского горно-промышленного района. Под ред. В. А. Кудрявцева. Изд-во МГУ, 1975. 444 с.

392. Южно-Якутская угленосная площадь. — Труды ЛАГУ АН СССР, 1961, вып. 11. 454 с.

393. Южно-Якутская угленосная формация. Под ред. Н. В. Шабарова. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., 1981, т. 312. 190 с.

394. *Baadsgaard H., Nutman A. P., Samsonov A. V.* Geochronology of the Olondo green stone belt/7 th Int Cont on Geochronology, Cosmogeology and Isotope Geology Geol Cos Aust Abstr. 1990, p. 6.

395. *Bibikova E. V.* The most ancient rocks in the USSR territory by U-Pb data on accessory zircons. «Archaean Geichem». Berlin e. a., 1984, p. 235—250 (англ.).

396. *Gavrikova S. N., Nutman A. P., Chernyshev I. V.* Geochemistry and SHR JMP U-Pb zircon Geochronology of tonanlites and mafic rock from the Gilyuyarea Stanovic USSR. — Third international archean simposium Perth Absr., 1990, p. 127—130.

397. *Nutman A. P., Chernyshev I. V., Baadsgaard H., Smelov A.* The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the Mid-Protherozoic. — Precambrian Res. 1992, N 54, N 2—4, p. 195—210.

Фондовая

398. 014596. *Александров Ю. В., Каневский Л. С.* и др. Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на территории листов О-50-72-В; О-50-83-В, Г; О-50-84-А; В; О-50-95-А, В, Г, по работам Верхнетоккинской партии в 1977—1981 гг. Пос. Торга, 1982.

399. 0014873. *Асосков В. М., Шемелин В. И.* и др. Геологическое строение и п/п бас. среднего течения р. Калар и верхнего течения р. Эйманах. (Отчет по ГГСП м-ба 1 : 50 000 до 1978—1983 гг.). Листы: О-50-129-В-в; г; О-50-140-А, Б, В, Г; О-50-141-А, Б, В, Г; N-50-9-А-а, б. Чита, 1983.

400. 015182. *Безпечинский В. С., Бараксин К. В.* и др. Геологическое строение и п/п междуречья среднего течения Конда—Калара. (Отчет Намаркитской партии по групповой геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1979—1985 гг.). Листы: О-50-138-Б, Г; О-30-139-А, Б, В, Г; О-50-7-А, Б. Чита, 1985.

401. *Беляев Г. М.* Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Юж. Якутия). Автореф. канд. дис. Л., 1975. 13 с.

402. 01543. *Беляев Г. М., Веселов А. М.* и др. Геологическое строение и ураноносность региона БАМ. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1983.

403. 04472. *Березин Г. П.* Отчет по геологическому доизучению площади листа О-50-XVIII Мурунской партией в 1972—1974 гг. Алдан, 1974.

404. 001015. *Билибина Т. В.* Металлогения урана Алданского щита. Автореф. докт. дис. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1966.

405. *Бирюлькин Г. В.* Гранитоиды и редкометалльные метасоматиты среднего докембрия западной части Алданского щита (Чаро-Олекминского междуречья, зона БАМ). Автореф. канд. дис. М., 1978.

406. 016140. *Богач Г. И.* Геологическое строение и п/и бассейнов верхнего течения рек Калар и Большая Икабья. Отчет Икабийской партии по геологическому доизучению площадей м-ба 1 : 50 000 за 1985—1990 гг. Листы: О-50-117-в, г; О-50-118-В-в, г, Г; О-50-120-В; О-50-181-Б, Г; О-50-119-В, Г; О-50-132-В, г. Чита, ПГО «Читагеология», 1990.

407. 014498. *Борисов В. Г., Леоняк Н. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бас. рек Конда, Тарынг-Юрях, Курунг-Юрях, Мурурин, Икабьекан. (Отчет по геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1976—1980 гг. Листы О-50-119-А, Б-а, б) Чита, 1980.

408. *Великославинский С. Д., Магнушевский Э. Л., Тимашков А. Н.* и др. Разработать и внедрить петрогеохимические критерии расчленения и корреляции докембрийских магматических образований Центрально-Алданской серии листов Госгеолкарта-50. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1990.

409. *Власов В. М., Маркович Е. М.* и др. Научное обоснование перспектив расширения сырьевой базы для угольной промышленности в юго-восточной части Сибирской платформы. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1983.

410. *Власов В. М., Маркович Е. М.* и др. Разработка критериев прогноза качества углей в Южно-Якутском бассейне и Апсатском месторождении. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1986.

411. *Власов В. М., Маркович Е. М.* Дать комплексное обоснование детального литолого-стратиграфического расчленения угленосных отложений геолого-промышленных районов Российской Федерации. Л., фонды ВСЕГЕИ, 1995.

412. *Габышев В. Д.* Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на листах О-51-116-А (В, Г); Б (в, г); В, Г, г. Алдан, 1973.

413. *Добрынин В. Е.* и др. Отчет о геологосъемочных работах, проведенных в Верхнеамгинском золотоносном районе в 1969—1970 гг. на листах О-51-43-Г и О-51-55-Б, г. Алдан, 1970.

414. *Ельянов А. А., Баренова М. С.* и др. Отчет — аэрофотогеологическое картирование м-ба 1 : 50 000. Листы: О-51-125, 126, 137, 138, 139, 140; N-51-5, 6, 7, 8 за 1976—1981 гг. Партия № 24, М., 1981.

415. *Егоров И. И.* Прогнозные ресурсы Иркутской области на 1.01.1993 г. «Иркутскгеология», 1993.

416. 014455. *Зайков Е. А., Богач Г. И.* и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию м-ба 1 : 50 000 на площади Верхнечарской и Муйско-Кондинской котловин, Кодарского, Южно-Муйского и Нижнекаларского хребта в 1976—1980 гг. Листы: О-50-104-А. Чита, 1981.

417. 015400. *Зайков В. А., Тихонов Ю. А.* и др. Отчет Закадарской партии по аэрофотогеологическому картированию м-ба 1 : 50 000 в бассейне среднего течения р. Чара в 1981—1985 гг. (Листы: О-56-Г, О-50-57-В; О-50-68-А, г; Б-б, в, г, Г; О-50-69; О-50-70; О-50-81-Б, В, Г; О-50-82; О-50-93-А-а, б, г, Б, Г-а; О-50-94-А). Чита, 1986.

418. 015656. *Зверев В. А.* Геологическое строение и п/п бассейна среднего течения рек Акам и Сред. Сакукан. Отчет Новоажамской партии с проведением полистной геологической съемки м-ба 1 : 50 000 в бассейне рек Акан и Сред. Сакукан на площади листов О-50-104-Г; О-50-105-В; О-50-116-Б в 1984—1987 гг. Чита, 1987.

419. 014507. *Калнуграут И. А., Лимарев Н. С.* Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на территории листов О-50-108-А-б, г; О-50-108-Б; О-51-109-А, Б и геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 на территории листов О-50-108-В, Г; О-50-120-А, Б; О-51-97-А, В в 1977—1981 гг. Пос. Торго, 1981.

420. 0016062. *Киселев Г. Н.* Отчет о геологическом доизучении площади Южно-Алданского железорудного района в м-бе 1 : 50 000 на листах О-51-83-В, Г, -84-В, Г; О-51-93-Б, Г, -94-А, Б, В, Г; О-51-95-А, Б, В, Г, -96-А, Б, В, Г. Пос. Чульман, 1990.

421. 015064. *Княжев А. С., Черных В. А.* и др. Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на листах: О-VI-80-В, Г; О-51-92-А, Б, В, Г; О-51-93-А, В, проведенных в 1979—1983 гг. Алдан, 1984.

422. 0016066. *Козак З. П.* Геологическое строение и п/и бассейнов рек Олекма, Имангра, Куранах. Отчет Селемджинской-88 партии о результатах групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000, проведенной в 1983—1987 гг. на территории листов О-51-109-В, Г; О-51-110-В, Г; О-51-111-В; О-51-121-А, Б. Зея, 1990.

423. *Кострыкина А. Н.* и др. Государственная геологическая карта группы листов Нимнырского флогопитоносного района м-ба 1 : 50 000. Листы: О-51-70-В, Г; О-51-71-В, Г; О-51-82-А, Б; О-51-83-А, Б. Алдан, 1968.

424. 014109. *Кривенко В. А., Асосков В. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Чара, Бол. Тора, Бургай. (Отчет Торской партии по групповой геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1973—1979 гг.). Листы: О-50-81-Б-в, г, -91-Г-б, -92-А-в, г, -92-В-а, б, 92-Б. Чита, 1979.

425. 12972. *Лагздина Г. Ю., Магнушевский Э. Д., Миронюк Е. И.* Геологические формации мезозойской активизации Алданского щита. Тема 277. Окончательный отчет за 1971—1974 гг. Л., ВСЕГЕИ, 1974.

426. 0015778. *Лобашов Н. Д.* и др. Геологическое строение и п/и среднего течения р. Катугин. Отчет Новокатугинской партии по геологическому доизучению площадей м-ба 1 : 50 000 за 1985—1988 гг. Листы О-50-142-Б; О-50-143-А. Чита, 1988.

427. 3585. *Лядов В. И.* и др. Отчет Хатыркайской и Чомпоменской партий о геологосъемочных работах, проведенных в верховьях рек Чомполо и Амга на листах О-51-31-Б, В, Г и О-51-43-А, Б, В за 1960—1963 гг. Алдан, 1964.

428. 15481. *Малич Н. С., Миронюк Е. П.* Разработка общей корреляционной схемы геологических образований Сибирской платформы, как основы для сводных легенд Госгеолкарты СССР м-ба 1 : 50 000. Л., ВСЕГЕИ, 1986.

429. 013706. *Малков Л. Н., Брейдо А. И.* и др. Отчет о групповой геологической съемке на территории листов О-50-59-В, Г; О-50-71-А, Б, В, Г; О-50-72-А; О-50-83-А, Б) (по работам Ималыкской партии в 1974—1977 гг.). Пос. Чульман, 1977.

430. 014340. *Малков Л. Н., Брейдо А. И.* и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на территории листов О-51-99-А, Б, В, Г; О-51-100-А, В; О-51-112-А, Б (б) по работам Олдонгсинской партии в 1977—1979 гг. Пос. Чульман, 1980.

431. 11700. *Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.* К методике расчленения и корреляции докембрия Алданского щита для целей средне- и крупномасштабной геологической съемки. Л., 1968. 80 с., 1 л. гр.

432. *Миронюк Е. П., Благовещенская М. Н.* и др. Структурно-формационные зоны юго-восточной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления и их минерагеническая специализация. Окончательный отчет по теме 893. Л., всегеи, 1976.

433. *Миронюк Е. П., Тарасова В. Г.* и др. Геологическое строение юго-восточного склона хр. Суннагин. Л., ВСЕГЕИ, 1957.

434. 0014931. *Недоря Е. И., Шеремет М. С.* и др. Геологическое строение и п/п бассейна рек Калар, Джемку и Китемяхта. (Отчет по геологической съемке м-ба 1 : 50 000 за 1979—1983 гг.). Листы: О-50-11-Б, -12-А, Б-а, в; О-50-144-В, Г. Чита, 1984.

435. 0015681. *Оверчук А. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые района центральной части Удоканского и Каларского хребтов. Отчет Чалингинской партии по геологической съемке, доизучению и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1980—1987 гг. Листы: О-50-129-Б, Г; О-50-130-А, Б, В, Г; О-50-131-А, В. ПГО «Читагеология», 1987.

436. 0014826. *Одуд-Сичевой В. А., Харитонов С. П.* и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на территории листов: О-51-76-В (в, г); О-51-77-В (в, г); Г (в, г); О-51-88-А, Б, В, Г; О-100-Б (а, б) по работам в 1978—1983 гг. Пос. Чульман, 1983.

437. 015543. *Одуд-Сичевой В. А., Харитонов С. Н.* и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на территории листов О-51-78-В, Г; О-51-79-В; О-51-90-А, Б, В, Г; О-51-91-А, Б, В, Г (по работам Чергинской партии за 1980—1986 гг.). Пос. Чульман, 1987.

438. 15741. *Орлова М. П.* и др. Разработать и внедрить схемы расчленения и корреляции щелочно-ультрамафитовых и щелочно-мафитовых формаций Алдано-Станового щита с оценкой их металлогенического потенциала, как основу для составления легенд к Госгеолкарте-50. Л., ВСЕГЕИ, 1988.

439. 014399. *Павлык В. Н., Романов А. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Сюльбан, Конда и Лурбан. Листы: О-50-115-В, Г-а (2, 3, 4), б, в, г, -126-Г, -127-Б, В, Г, -128-Г (а, б, г) м-ба 1 : 50 000 за 1976—1980 гг. Отчет Сюльбанской партии. Чита, 1980.

440. 015451. *Павлык В. М., Романов А. М.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов р. Сень и оз. Ничатка. (Отчет Ничатской партии по групповой геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1981—1986 гг. и общим поискам на уран за 1983—1985 гг.). Листы: О-50-79-Б (б, г), Г; О-50-80-А, Б, В, Г; О-50-81-А; О-51-91-Б (а, б); О-50-92-А (а, б). Чита, 1986.

441. 4176. *Перунов В. И.* и др. Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Хатынской партией в Верхнеамгинском геолого-экономическом районе в 1967—1970 гг. (Листы: О-51-30-Г; О-51-42-Б, В, Г). Алдан, 1970.

442. 013645. *Потороченко А. Н., Дорожков Б. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов среднего течения рек Жуя, Ченга и Джелинда (О-50-30-Б, В, Г, -31-В, -42-А, Б, В, Г, -43-А-В, -55-А-Б-Г, -56-В-в, -68-А-А, в, В). Отчет Ченгинской партии по ГС м-ба 1 : 50 000 по работам 1973—1975 гг. Иркутск, 1977.

443. 16360. Прогнозные ресурсы меди Читинской области на 1.01.93 г. Чита, 1993.

444. 14356. *Сенкевич В. Г., Сидорова К. С.* и др. Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1 : 50 000 на территории листов О-51-97-Б, Г; О-51-98-А, Б, В, Г (по работам Хакинской партии в 1976—1980 гг.). Пос. Чульман, 1980.

445. 013794. *Сикач Б. А., Мухамбеткалиев Б.* Геологическое строение и перспективы восточной части Усмунского угленосного района. (Отчет о работах Аэрофотогеологического отряда ЮЯКЭ в 1976—1978 гг.). Пос. Чульман, 1978.

446. *Скурский М. Д., Степанов А. И.* Прогнозные ресурсы Читинской области по состоянию на 1.01.93 г. ГГП «Читагеология», 1993.

447. *Степанов В. Д.* Оценка ресурсов углей Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Пос. Чульман, 1993.

448. *Сытин Ю. И., Аргутина Т. Н., Миронюк Е. П.* и др. Глубинное геологическое строение Забайкальской складчатой области. (Отчет по теме № 218). Л., ВСЕГЕИ, 1989.

450. 013918. *Томбасов И. А., Кинякин А. В.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Таллаи, Бахтарнак, Куда Малая и Сюльбан. (Отчет Таллинской партии по групповой геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1972—1978 гг.). Листы: О-50-112-В, б, г, -112-Г, -113-Б-в, г, В, Г, -114-В-124-В-а, б, Б-а, б, -125-А, Б, -126-А. Чита, 1978.

451. 015189. *Томбасов И. А., Богач Г. И.* и др. Геологическое строение и п/и бассейнов р. Калакан-Каларский и верхнего течения рек Калар и Имангра. (Отчет Верхнекаларской партии по групповой геологической съемке и поискам м-ба 1 : 50 000 за 1979—1984 гг.).

452. 01447. *Терентьев В. М.* Закономерности размещения уранового оруденения в активизированных областях древних платформ (Сибирская платформа, ее обрамление и другие регионы). Докт. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1988.

453. *Травин Л. В.* Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит). Канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1974.

454. 015570. *Уютов В. И., Бурнайкин А. И.* и др. Отчет о геологическом доизучении м-ба 1 : 50 000 в Центрально-Алданском районе (листы: О-51-58-Б, Г; О-51-59-А, Б, В, Г; О-51-71-А, Б), проведенном в 1976—1982 гг. Алдан, 1982.

455. *Фрумкин И. М.* Оценка перспектив Чаро-Олекминского региона Алданского щита на благородные, цветные и редкие металлы с составлением прогнозно-минерагенической карты м-ба 1 : 200 000. Якутск, 1990.

456. 015426. *Цеймах Е. Н., Баранова М. С.* и др. Групповая геологическая съемка м-ба 1 : 50 000, проведенная в 1981—1986 гг. Листы: О-51-125-В, Г; О-51-126-В, Г; О-51-138-А, Б, Г, -б, г; О-51-139-А, б, -в, г; В, Г; О-51-140-В, -51-8-А. М., «Аэрогеология», 1986.

457. *Шевченко В. И., Гусев В. Н.* Отчет о результатах поисковых работ м-ба 1 : 50 000 на рудное и россыпное золото, проведенных в верхнем течении р. Токко в 1978—1981 гг. Алдан, 1981.

458. 015993. *Шеметов В. А.* и др. Отчет по результатам проведения полистной геологической съемки и общих поисков м-ба 1 : 50 000 за 1985—1987 гг. Листы: О-50-54-Г, -55-В, -66-Б-б, -67-А, Б. Иркутск, 1989.

459. 0014609. *Яблоновский Б. В., Агеев Ю. Л.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листов О-50-62-А, Б, В, Г; О-50-63-А, Б, В, г; О-50-64-А, В. (Отчет Сергинской партии по результатам геологического доизучения м-ба 1 : 50 000, проведенного в 1976—1979 гг.). Иркутск, 1981.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *Е. П. Миронюк* 3
Геологические подразделения 12
Архейский акрон. *Е. П. Миронюк* 12
Раннеархейский эон 13
Позднеархейский эон 20
Раннепротерозойский (карельский) эон. *Е. П. Миронюк* 46
Позднепротерозойский эон. *Е. П. Миронюк* 68
Палеозойская эра. *Е. П. Миронюк, А. Н. Тимашков* 80
Мезозойская эра. *В. М. Власов, Е. М. Маркович, Е. П. Миронюк* . . 90
Позднемеловая эпоха — кайнозойская эра. *Е. Б. Хотина, Е. П. Миронюк* 116
Тектоника. *Е. П. Миронюк* 131
Геоморфология. *А. И. Музис* 151
История геологического развития. *Е. П. Миронюк* 158
Гидрогеология. *С. Н. Суриков* 164
Полезные ископаемые 177
Горючие полезные ископаемые. *В. М. Власов* 177
Металлические полезные ископаемые. *А. Н. Тимашков, Е. П. Миронюк, А. В. Молчанов, Е. Б. Хотина* 184
Неметаллические полезные ископаемые. *А. Н. Тимашков, Е. П. Миронюк* 289
Подземные минеральные воды. *С. Н. Суриков* 332
Закономерности размещения полезных ископаемых. *Е. П. Миронюк* 334
Основные выводы. *Е. П. Миронюк* 355
Указатель к карте полезных ископаемых. *А. Н. Тимашков* 357
Список литературы 406

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия)

Лист О-(50), 51 — Алдан

Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*
Технический редактор *Л. С. Челнокова*

ЛП № 000014 от 28.08.98

Подписано в печать 16.12.98. Формат 70×100/16. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Бумага офсетная. Печ. л. 27+5 вкл. Уч.-изд. л. 46,5. Тираж 100 экз. Заказ 1740. Цена договорная.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ).
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74.

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ.
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72.