

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) ПО ГЕОЛОГИИ И НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «АЛДАНГЕОЛОГИЯ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Алданская
Лист О-52-ХІІІ (Ыллымах)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М200):528.94.065.(571.56-13)

Д.В. Утробин, К.А. Воробьев и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алданская. Лист О-52-ХІІІ (Ыллымах). Объяснительная записка. – М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015.

Объяснительная записка содержит описание стратиграфии, магматизма, полезных ископаемых площади. Специальные главы посвящены тектонике, геоморфологии, закономерностям размещения полезных ископаемых, гидрогеологии, эколого-геологической обстановке территории. Приложения включают перечень месторождений, проявлений, пунктов минерализации, а также прогнозные ресурсы полезных ископаемых (молибден, золото рудное и россыпное, уран, флогопит, графит).

С о с т а в и т е л и

Д.В. Утробин, К.А. Воробьев, Е.Б. Хотина, Г.А.Шумбасова

Редактор *Д.В. Утробин*

Эксперты НРС *В.Е. Руденко* (ВСЕГЕИ), *В.М. Рыжкова* (ВСЕГЕИ)

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ

1. Геологическая изученность
2. Стратиграфия
 - 2.1. Архейская акротема
 - 2.1.1. Нижнеархейская эонотема. Верхнеалданская серия
 - 2.1.2. Верхнеархейская эонотема
 - 2.1.2.1. Фёдоровская серия
 - 2.1.2.2. Желтулинская серия
 - 2.2. Верхнепротерозойская и фанерозойская эонотемы. Вендская и кембрийская системы. Юдомская серия. Усть-юдомская свита
 - 2.3. Палеозойская эратема. Кембрийская система. Нижний отдел. Пестроцветная свита
 - 2.4. Мезозойская эратема. Юрская система. Нижний и средний отделы. Томмотская свита
 - 2.5. Кайнозойская эратема
 - 2.5.1. Палеогеновая система
 - 2.5.2. Палеогеновая и неогеновая системы нерасчлененные
 - 2.5.3. Неогеновая система
 - 2.5.4. Четвертичная система
 - 2.5.4.1. Плейстоценовый подраздел. Неоплейстоценовый раздел
 - 2.5.4.2. Верхнее звено неоплейстоцена и голоценовый подраздел нерасчлененные
 - 2.5.4.3. Голоценовый подраздел
 - 2.5.4.4. Четвертичная система нерасчлененная
3. Интрузивные, ультраметаморфические и метасоматические образования
 - 3.1. Позднеархейские образования
 - 3.1.1. Медведевский плутонический комплекс метаперидотит-пироксенитовый
 - 3.1.2. Плагииграниты обрамления структур фёдоровской серии

- 3.2. Раннепротерозойские образования
 - 3.2.1. Образования Амгино-Алданского района
 - 3.2.1.1. Сиениты рч. Бердигес
 - 3.2.1.2. Граниты нерасчленённые
 - 3.2.1.3. Каменковский плутонический комплекс лейкогранитовый
 - 3.2.1.4. Метасоматиты магнезиально-щелочные бассейна р. Леглиер
 - 3.2.1.5. Скальный комплекс метамонцодиоритовый
 - 3.2.2. Образования Тимптоно-Учурского района
- 3.3. Позднепротерозойские интрузивные образования. Сиваглинский гипабиссальный комплекс долеритовый
- 3.4. Палеозойские интрузивные образования. Чаро-синский гипабиссальный комплекс долеритовый
- 3.5. Мезозойские магматические и метасоматические образования
 - 3.5.1. Средне-позднеюрские интрузивные образования
 - 3.5.2. Позднеюрско-раннемеловые интрузивные образования
 - 3.5.3. Раннемеловые магматические и метасоматические образования
 - 3.5.4. Метасоматиты нерасчленённые
- 4. Тектоника
 - 4.1. Структуры кристаллического фундамента
 - 4.2. Структуры платформенного чехла
 - 4.3. Структуры мезозойской активизации
 - 4.4. Неотектонические структуры
- 5. История геологического развития
- 6. Геоморфология
 - 6.1. Геоморфологическое районирование
 - 6.2. Генетические типы рельефа
 - 6.2.1. Выработанный рельеф
 - 6.2.2. Аккумулятивный рельеф
 - 6.3. История формирования рельефа

7. Полезные ископаемые

7.1. Черные металлы. Железо

7.2. Цветные металлы. Молибден

7.3. Благородные металлы. Золото

7.3.1. Золото рудное

7.3.1.1. Эльконский рудный узел

7.3.1.2. Джекондинский рудный узел (прогнозируемый)

7.3.1.3. Ыллымахский рудный узел (прогнозируемый)

7.3.2. Золото россыпное

7.4. Радиоактивные элементы. Уран

7.5. Горнотехническое сырье

7.5.1. Флогопит

7.5.2. Графит

8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района

8.1. Закономерности размещения золоторудных объектов

8.2. Прогнозная оценка золоторудных объектов

8.3. Закономерности размещения и прогнозная оценка золотороссыпных объектов

8.4. Закономерности размещения и прогнозная оценка уранового оруденения

9. Гидрогеология и геокриология

10. Эколого-геологическая обстановка

10.1. Природные условия территории и природные ландшафты

10.2. Техногенные ландшафты

10.3. Экогеологические нарушения

10.3.1. Экзогенные геологические процессы и явления

10.3.2. Загрязнение природной среды

10.4. Геодинамическая устойчивость, способность природной среды к самоочищению и оценка экогеологической обстановки

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Список литературы

Приложение 1.

Приложение 2.

Приложение 3.

Приложение 4.

Приложение 5.

Приложение 6.

ВВЕДЕНИЕ

Площадь находится на севере центральной части Алдано-Станового щита, охватывая крайние южные выходы структур Среднеленской моноклизы и восточную часть Центрально-Алданского магмотектоногена. Такая тектоническая позиция обуславливает многоэтажное строение площади: нижний структурный этаж сложен глубокометаморфизованными породами кристаллического фундамента, а верхние – субгоризонтально залегающими породами платформенного осадочного чехла и магматическими породами эпиплатформенной активизации. Административно площадь принадлежит Алданскому району Республики Саха (Якутия).

Рельеф территории, представляющей собой часть Алданского плоскогорья, в значительной степени дифференцирован. Северо-западная часть, орографически ограниченная водораздельными пространствами рр. Юкунгра, Русская и руч. Сибяк, представляет собой расчлененный среднегорный массив – Эльконский горст. Резко очерченные, часто гребневидные водоразделы сочетаются здесь с глубоко врезанными V-образными речными долинами, имеющими узкие днища. Абсолютные высоты водоразделов в пределах горста составляют 1100-1450 м, а относительная расчлененность рельефа достигает 400 м. Резко контрастируют с горным массивом юго-западная и южная части площади, представляющие собой большей частью пенепленизированную поверхность раннедокембрийского кристаллического фундамента с фрагментарно сохранившимся чехлом палеоген-неогеновых кор выветривания. Расчлененность рельефа возрастает в западной, северо-восточной и, особенно резко, в юго-восточной частях территории за счет вреза речных долин, интенсивность которого в юго-восточной части площади достигает 500-700 м (рр. Бол. Неакуя и Бол. Дес).

Практически все водотоки района, наиболее крупными из которых являются рр. Лев. и Прав. Ыллымах, Бол. Ыллымах, Бол. Дес, Бол. Неакуя, принадлежат бассейну р. Тимптон. Водный режим рек относится к восточносибирскому типу со смешанным снеговым и дождевым питанием.

Площадь располагается в континентальной Восточно-Сибирской климатической области. Климат территории резко континентальный с длительной холодной зимой и коротким жарким летом. Среднегодовая температура воздуха составляет минус 7-8°C. В зимний период, который длится около 7 месяцев, район находится под влиянием устойчивого антициклона. Снежный покров мощностью 0,5-1,5 м устанавливается в начале октября и сходит в конце мая. Среднегодовое количество осадков составляет 500-550 мм, с максимумом выпадения в июле-августе. В течение всего года в районе преобладают ветры южного и юго-западного направлений. Площадь расположена в области распространения многолетней мерзлоты.

Растительность и животный мир типичны для среднетаёжной зоны. Для ландшафтов Алданского плоскогорья характерны лиственничные, с примесью ели и кедра, зеленомошные леса, для гольцовых гряд – кедровниково-лиственничные ассоциации. Почвы района относятся к таёжно-мерзлотным /137/.

В настоящее время экономически район совершенно не развит. В течение 1990-х годов последовательно были ликвидированы расположенные на площади рабочие посёлки слюдяников Эмельджак, Каталах и посёлок геологоразведчиков Заречный, не имеющие сейчас постоянного населения. Единственный пока сохранившийся посёлок Ыллымах с населением менее 1 тыс. человек (основная часть – русские и украинцы) сейчас не имеет каких-либо предприятий, кроме недавно открытого специального лечебного интерната с несколькими десятками рабочих мест. Немногочисленное трудоспособное население занято, главным образом, в золотодобывающих, геологоразведочных, автодорожных, лесозаготовительных предприятиях и организациях Томмота и Алдана.

Дорога с улучшенным грунтовым покрытием связывает пос. Ыллымах с расположенным севернее г. Томмот. На площади имеется также сеть автозимников и грунтовых дорог, связывающих бывшие поселки (Каталах, Эмельджак и др.), а также заброшенные полевые базы геологов, старателей, лесозаготовителей. Экологическое состояние района в целом близко к естественно-природному.

Условия производства работ: очень сложное геологическое строение имеет 60% площади листа, сложное – 30%, простое – 10%; плохую обнаженность – 40%, удов-

летворительную – 60%; очень плохую проходимость – 70%, плохую – 30%; категория сложности геофизических полей – сложная (IV кат.) – 100%; категория сложности геохимического строения – сложная – 100%; степень дешифрируемости космо- и аэрофотоматериалов плохая – 90%, удовлетворительная – 10% площади.

При производстве работ и картосоставлении использовались топокарты ГУГК масштабов 1:25 000 – 1:1 000 000; аэрофотоснимки масштабов 1:25 000, 1:50 000, 1:125 000 (залеты соответственно 1989, 1993, 1976 годов) хорошего качества; фото-схемы масштабов 1:50 000, 1:100 000, фотопланы масштаба 1:25 000 (на 20% площади) и 1:200 000, космофотоснимки, в т.ч. спектрзональные, масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000 удовлетворительного качества, радиолокационные снимки масштаба 1:200 000 (залет 1981 г.) хорошего и удовлетворительного качества.

Площадь обеспечена материалами гравиметрических съёмок масштаба 1:200 000 (100% территории) и 1:50 000 (11%), аэромагнитных и аэрогаммасъёмок масштаба 1:200 000 (100%) и 1:50 000 (67%). При составлении схемы гравитационных аномалий м-ба 1:500 000 использованы материалы В.А. Халиповой /216/. Карта аномального магнитного поля м-ба 1:500 000 построена по материалам С.К. Степановой /198/.

При составлении комплекта карт использованы материалы геологических съёмок м-бов 1:200 000 /22/, 1:50 000 /142, 182, 229/ и 1:25 000 /156/, а также результаты тематических работ А.Н. Тимашкова (ВСЕГЕИ) в Эмельджакском районе по совершенствованию легенд геологических карт масштаба 1:50 000 /129/.

Перед подготовкой материалов к изданию было выполнено ГДП-200 территории листа, в ходе которого было задокументировано около 3000 пог. м. коренных обнажений, выполнено 230 пог. км редакционно-увязочных маршрутов и произведено геоэкологическое опробование всей площади листа (в среднем 1 проба на 15 км²).

Лабораторные анализы (силикатный, атомно-абсорбционный, полуколичественный спектральный) выполнены в физико-химической лаборатории ГГП «Алдан-геология». Количественный спектральный анализ и часть силикатных анализов выполнена в химической лаборатории ВСЕГЕИ. Петрографическое описание шлифов произведено А.Л. Астрейко.

Полевые работы выполнили И.А. Пачерская, А.Н. Тимашков (ВСЕГЕИ), Г.А. Шумбасова. В камеральной обработке материалов кроме них участвовали Д.В. Утробин, К.А. Воробьёв, Т.Н. Вяльцева, Л.П. Невзорова, Н.Г. Олесинова. При составлении комплекта карт и объяснительной записки авторы пользовались консультациями и рабочими материалами В.И. Уютова, М.А. Каменцева, И.П. Дика, Е.И. Бирюкова (ГПП «Алдангеология»). Геологическая карта составлена А.Н. Тимашковым и Д.В. Утробиним, карта полезных ископаемых – К.А. Воробьёвым при участии А.Н. Тимашкова, карта кайнозойских образований – Е.Б. Хотиной (ВСЕГЕИ) при участии К.А. Воробьёва, геоэкологические схемы зарамочного оформления карт – Г.А. Шумбасовой, объяснительная записка – Д.В. Утробиним (введение, разделы 1-5, заключение), К.А. Воробьёвым (разделы 7,8), Е.Б. Хотиной (разделы 2.4, 6) и Г.А. Шумбасовой (разделы 9,10) при участии В.И. Шевченко (подразделы 2.2, 2.3), А.Н. Тимашкова (петрохимические таблицы) и Т.Н. Вяльцевой (подраздел 4.1). Цифровые модели графических материалов выполнили М.А. Сторожев, Т.Н. Вяльцева, К.А. Воробьев, Т.С. Вязьмитинова и Г.А. Шумбасова. Общая редакция всех материалов осуществлена Д.В. Утробиним.

Комплект Госгеолкарты-200 листа О-52-ХІІІ полностью увязан с параллельно подготовленными к изданию комплектами Госгеолкарты-200 листов О-51-ХVІІІ и О-52-VІІ.

1. Геологическая изученность

Территория листа охватывает восточную часть старейшего в Якутии Алданского горнопромышленного района, изучаемого уже более 80 лет. Здесь выполнены сотни геологических исследований различных видов и масштабов. В этом разделе и на картограммах изученности (рис. 1.1, 1.2, 1.3) будут кратко охарактеризованы или просто упомянуты только важнейшие из этих работ. Сведения о части старых поисково-съёмочных, разведочных и геофизических работ, имеющих сейчас только исторический интерес, можно найти в обзорных работах, указываемых нами ниже.

После открытия в 1917-1923 гг. россыпного золота на смежном листе О-51-ХVIII левобережье р. Бол. Ыллымах на территории листа было затронуто первыми геолого-поисковыми работами на глазомерных топоосновах, организованными Ю.А. Билибиным (трест «Алданзолото») в Центрально-Алданском золотоносном районе в 1926-1927 гг.. В ходе этих работ П.Я. Дрожжиным и К.Ф. Сивцевым было установлено в общих чертах распространение основных комплексов пород (докембрийские метаморфиты и кембрийские известняки), выявлены и обследованы доюрские интрузии в междуречье Лев. и Прав. Ыллымахов. В 1937 г. Ю.А. Билибиным была изучена Ыллымахская вулканоплутоническая структура. Установленные Ю.А. Билибиным факты, выполненные им описания и выводы были позднее опубликованы /4, 5/, стали классическими образцами петролого-петрографических исследований и легли в основу всех последующих работ, посвящённых мезозойскому магматизму района.

В основном же в течение 1925-1940 гг. в западной части площади сначала вольными старателями, а затем трестом «Алданзолото» (позднее – «Якутзолото»), проводились детальные поисковые, разведочные и добычные работы на россыпное золото (р. Амбурдак, ручьи Власовский и Падь) /167/.

Геологическое изучение остальной части листа началось после открытия в 1941 г. Л.К. Нихтфинстером (трест «Союзслюда») по заявке аборигена В.Н. Захарова Эмельджакского месторождения флогопита. С этого времени и до

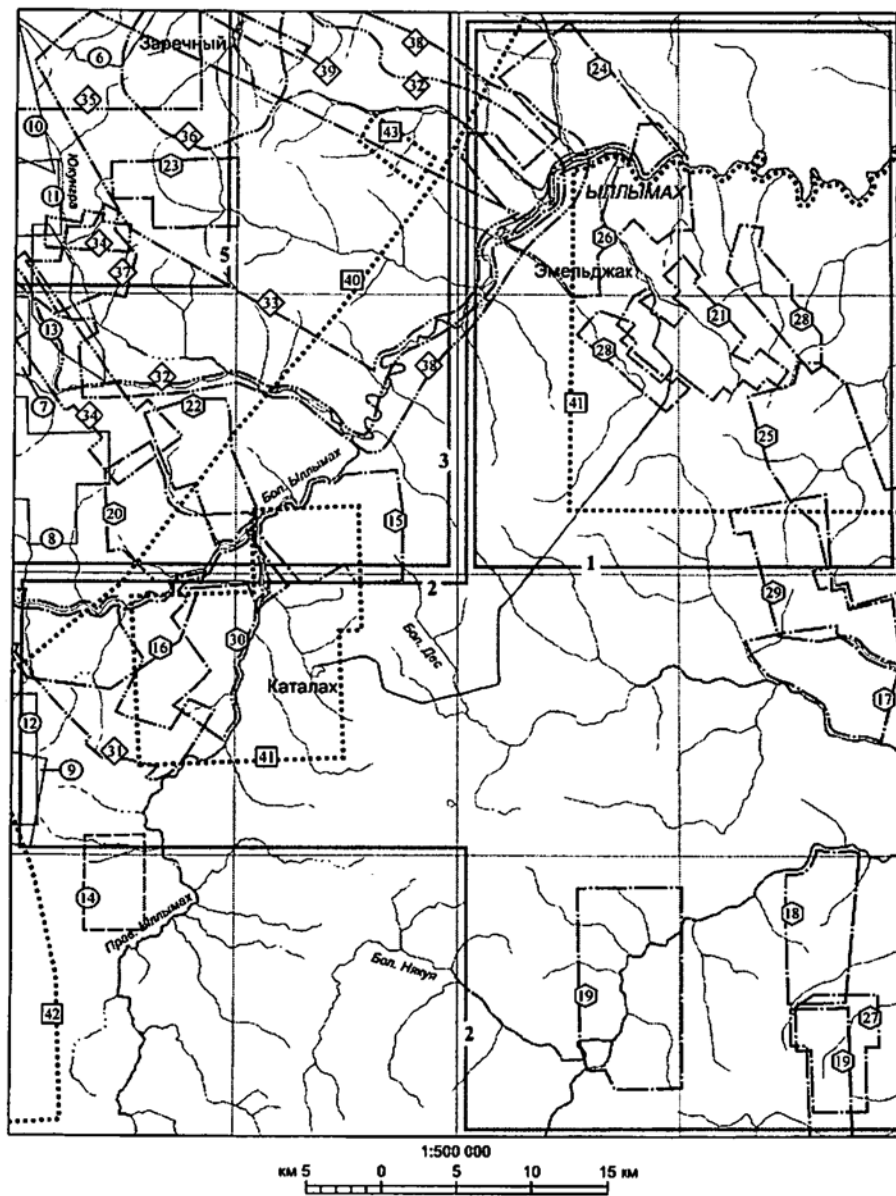


Рис. 1.1. Схема геологической изученности и размещения поисковых работ
листа О-52-ХІІІ

Условные обозначения к рис. 1.1:

Геологосъемочные работы

- 2 ——— 1. Цветков Л.П., Энтин А.Р., 1:50 000, 1958 г.
 2. Энтин А.Р., Веревкин Н.И., 1:50 000, 1959 г.г.
 3. Губкин М.П., 1:50 000, 1964 г.
 4.* Малков Л.Н., 1:200 000, 1978 г.г.
 5. Мякишев А.И., 1:50 000, 1999 г.

Поисковые работы:

рудное золото

- 6 ——— 6. Иванов В.Н., Старчак Л.И., 1:10 000, 1963 г.
 7. Кузнецов С.В., Фролов А.Н., 1:10 000, 1964 г.
 8. Кузнецов С.В., 1:10 000, 1965 г.
 9. Ачкасов С.В., Долгих А.И., 1:10 000, 1969 г.
 10. Астахов В.Ф., 1:10 000, 1990 г.
 11. Кондратьев Б.С., 1990 г.
 12. Белев Г.М., 1:25 000, 1991 г.
 13. Стрекаловский Н.К., 1:50 000, 1991 г.

россыпное золото

- 14 ----- 14. Старчак Л.И., 1978 г.

флогопит

- 15 ——— 15. Абрамов В.Н., Потапов В.С., 1:10 000, 1962 г.
 16. Дубов Ю.С., 1:10 000, 1962 г.
 17. Непомнящих Г.З., Слись И.Д., 1:10 000, 1962 г.
 18. Губарь М.К., Гамза А.П., 1:10 000, 1963 г.
 19. Губарь М.К., Пачерский В.Ф., 1:10 000, 1963 г.
 20. Потапов В.С., 1:10 000, 1963 г.
 21. Антонов В.П., Алтуниин Е.Г., 1:10 000, 1964 г.
 22. Потапов В.С., Абрамов В.Н., 1:10 000, 1964 г.
 23. Ройзенман Ф.М., Минеев Д.Н., 1:10 000, 1964 г.
 24. Киселев Ю.В., Бурий В.И., 1:10 000, 1965 г.
 25. Алтуниин Е.Г., Варданян В.С., 1:10 000, 1966 г.
 26. Киселев Ю.В., Олесинов Ф.К., 1:10 000, 1966 г.
 27. Мелкумян С.А., Пылаева В.А., 1:10 000, 1966 г.
 28. Тунгусов Г.А., Рождественская В.А., 1:10 000, 1967 г.
 29. Варданян В.С., Алтуниин Е.Г., 1:10 000, 1968 г.
 30. Тунгусов Г.А., Куклин В.В., 1:10 000, 1969 г.

уран

- 31 ——— 31. Егоров В.Н., Гусев Ю.А., 1:10 000, 1964 г.
 32. Груздев В.А., Ахапкин Е.В., 1:25 000, 1965 г.
 33. Груздев В.А., Орлов В.Д., 1:10 000, 1967 г.
 34. Берман Ю.Я., Соломатин О.Б., 1969 г.
 35. Вечерко Ю.И., Солнцев Ю.П., 1:100 000, 1969 г.
 36. Грязнов В.П., 1:100 000, 1969 г.
 37. Грязнов В.П., 1:10 000, 1971 г.
 38. Зверев Н.М., 1:25 000, 1975 г.
 39. Грязнов В.П., 1:10 000, 1977 г.

другие полезные ископаемые

- 40 40. Механошин С.П., Никитина А.И., 1:25 000, 1957 г. (флюс)
 41. Бунтикова А.Ф., 1:50 000, 1958 г. (бор)
 42. Аверьянов С.Н., 1:50 000, 1985 г. (алмазы)
 43. Кондратьев Б.С., 1986 г. (молибден)
 44.* Федченко Л.И., 1994 г. (стройматериалы)

* Включают всю площадь работ.

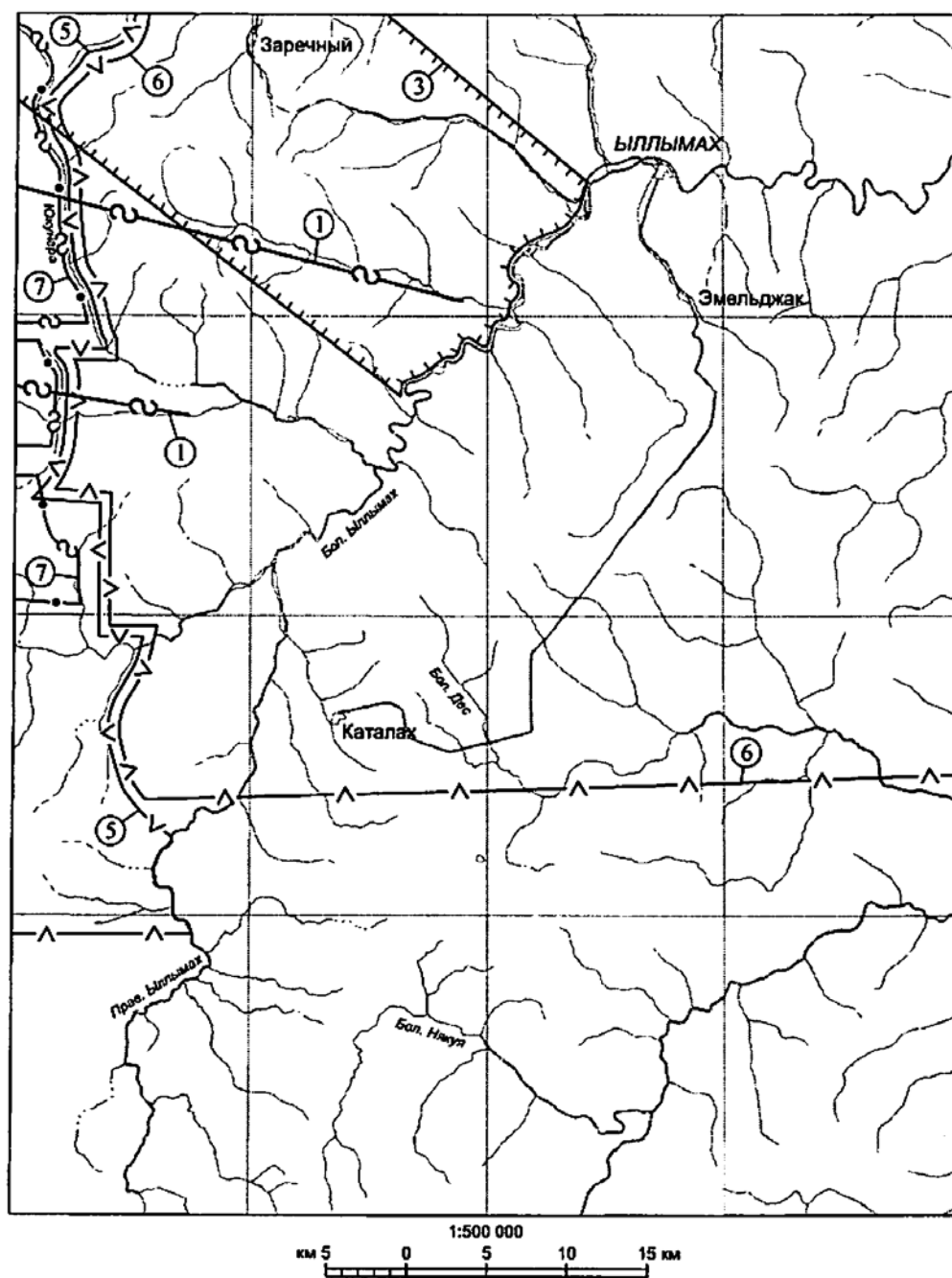

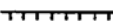




Рис. 1.2. Схема геофизической изученности листа О-52-ХІІІ

Условные обозначения к рис. 1.2:

Виды работ	масштабы		
	профильные работы 1:500 000	1:200 000	1:50 000 - - 1:25 000
Магнитотеллурическое зондирование			
Гравиразведка		* (см. сноску)	
Аэрогаммаспектрометрия и аэромагниторазведка		* (см. сноску)	
Аэромагниторазведка и метод бесконечно длинного кабеля			

Региональные профильные работы

1 Цыганов В.И. и др., 1989 г.

Гравиразведка

2*. Халипова В.А. и др., 1:200 000, 1973 г.

3. Дёмин Н.К. и др., 1:50 000, 1981 г.

Аэрогаммаспектрометрия и аэромагниторазведка

4*. Стеценко О.П., 1:200 000, 1988 г.

6. Ковалева Н.П., 1:25 000, 1999 г.

5. Лисник Г.А. и др., 1:25 000, 1994 г.

Аэромагниторазведка и электроразведка БДК

7. Михайлов Ю.Я. и др., 1:25 000, 1972 г.

Тематические работы

8*. Киселев Ю.В., 1:100 000, 1970 г.

10*. Абрамов В.А. и др., 1986 г.

9*. Абрамов В.А. и др., 1981 г.

11*. Степанова С.К., 1:500 000, 1990 г.

* Включают всю площадь работ.

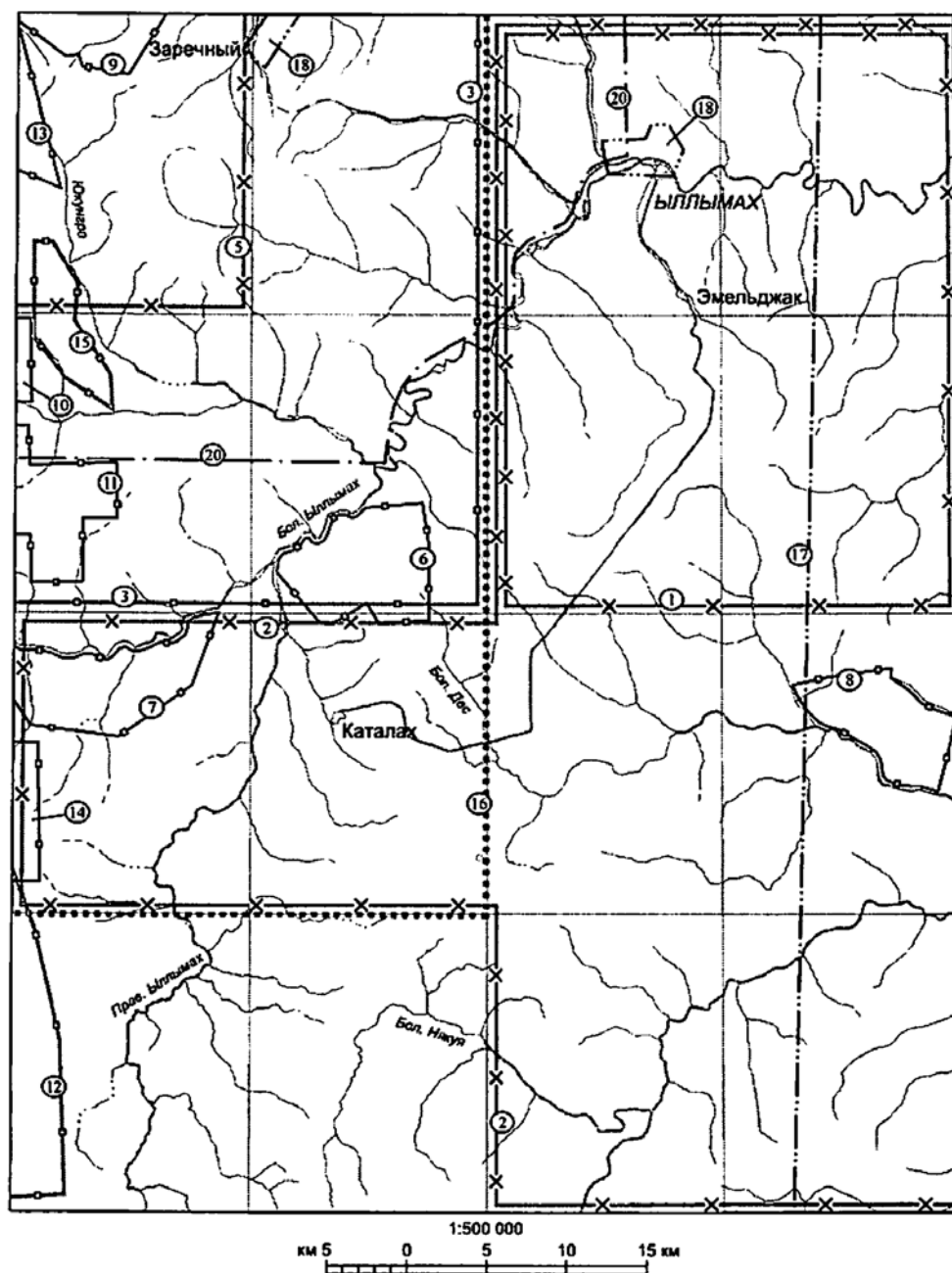


Рис. 1.3. Схема геохимической, эколого-геологической, гидрогеологической и инженерно-геологической изученности листа О-52-ХІІІ

Условные обозначения к рис. 1.3:

	Масштаб съемки	Виды работ	
————	1:50 000	×	Литогеохимия по потокам рассеяния
.....	1:50 000	°	Литогеохимия по вторичным ореолам
————	1:25 000, 1:10 000		Тематические обобщающие работы
————			Поисковые работы
— · — · — ·			Эколого-геологические работы
— · — · — ·			Гидрогеологические и инженерно-геологические работы

Съемочные работы

1. Цветков Л.П., Энтин А.Р., 1:50 000, 1958 г.
2. Энтин А.Р., Веревкин Н.И., 1:50 000, 1959 г.г.
3. Губкин М.П., 1:50 000, 1964 г.
- 4.* Кожара В.Л., 1:200 000, 1964-65 г.г.
5. Мякишев А.И., 1:50 000, 1999 г.

Поисковые работы

6. Абрамов В.Н., Потапов В.С., 1:10 000, 1962 г.
7. Дубов Ю.С., 1:10 000, 1962 г.
8. Непомнящих Г.З., Слись И.Д., 1:10 000, 1962 г.
9. Иванов В.Н., Старчак Л.И., 1:10 000, 1963 г.
10. Кузнецов С.В., Фролов А.Н., 1:10 000, 1964 г.
11. Кузнецов С.В., 1:10 000, 1965 г.
12. Аверьянов С.Н., 1:50 000, 1985 г.
13. Астахов В.Ф., 1:10 000, 1990 г.
14. Белев Г.М., 1:25 000, 1991 г.
15. Стрекаловский Н.К., 1:50 000, 1991 г.

Тематические работы

16. Боярко Г.Ю., 1988 г.

Эколого-геологические работы

17. Пижанкова Е.Н., 1:300 000, 1993 г.
18. Лупарев А.В., 1:200 000, 1994 г.

Гидрогеологические и инженерно-геологические работы

- 19.* Кондратьева К.А., 1:500 000, 1964 г.
20. Белявский Л.И., 1:200 000, 1966 г.

* Включают всю площадь работ.

1965 г. территория листа подвергается интенсивному геологическому изучению, главным образом, на флогопитоносность.

В течение 1942-1947 гг. на различных участках площади геологами специально организованной Алданской экспедиции треста «Сибгеолнеруд» (Г.С. Горшков, А.Д. Смыков, Ф.Ф. Толстихин, А.В. Коровин, Н.Ф. Клековкин и др.) и Алданской экспедиции ВСГУ (П.К. Григорьев, Б.А. Сикач, П.И. Ноздрин, В.П. Зайцев /154/, С.П. Коноплёв /162/ и др.) на глазомерной топооснове (иногда выполнялась мензульная съёмка небольших участков) проведены съёмочные и поисковые работы различных масштабов (от 1:10 000 до 1:200 000). В результате вся площадь была обследована как минимум в масштабе 1:200 000 (карты сопровождалась очень разношёрстными легендами), была установлена уникальность Эмельджакского месторождения, открыта Гоновская группа месторождений (Г.С. Дзассохов, П.В. Калашников, 1947 /194/) и значительно расширены перспективы флогопитоносности района. История исследований этого периода рассмотрена в первой сводке по Алданской флогопитовой провинции /117/.

Систематическое геологическое изучение территории было начато сотрудниками ВСЕГЕИ в 1945 году геологосъёмочными работами масштаба 1:1 000 000 в бассейне Дёса и Юкунгры (Ю.К. Дзевановский, 1945). В результате этих работ и обобщения материалов первых съёмок была составлена мелкомасштабная карта, включающая и территорию листа. На ней Ю.К. Дзевановским на основе ранее предложенной стратиграфической схемы Д.С. Коржинского /51/ было произведено расчленение раннедокембрийских супракрустальных пород площади на три серии (снизу вверх): иенгскую (сейчас – верхнеалданская серия), тимптонскую (чарнокитовая серия Д.С. Коржинского; на карте – в объёме, близком к современной фёдоровской серии, но выходы известково-силикатных пород Ю.К. Дзевановским отнесены к джелтулинской серии) и джелтулинскую /20/. Промышленную флогопитоносность Ю.К. Дзевановский связывал с известково-силикатными породами джелтулинской серии, в соответствии с прогнозом Д.С. Коржинского. Древнейшая интрузивная деятельность им была с некоторой условностью отнесена к архею и разделена на три цикла: древний – мелкие интрузии основных и ультраосновных пород; первый цикл

– плагиограниты; второй цикл, соответствующий периоду максимальной складчатости – мясо-красные граниты 1-ой фазы и аляскиты 2-й фазы. Отложения платформенного чехла И.П. Бузиковым и Ю.К. Дзевановским на основе биостратиграфической схемы Е.В. Лермонтовой были расчленены в сохранившейся почти без изменений до настоящего времени номенклатуре стратонов с близкими к современным мощностями. В этой же работе были выделены Эльконский антиклинорий (впервые намеченный, как Эльконский мегантиклинал, ещё Ю.А. Билибиным /4/) и Сутамский синклинорий, как основные структуры общей сублинейной складчатости пород Алданского щита с генеральным северо-западным простирианием. Более подробно эти представления были изложены Ю.К. Дзевановским в сводке 1952 г.

В 1949-1958 гг. геологами Алданской экспедиции ЧГУ (до 1949 г. входила в состав ВСГУ; в 1954 г. вошла в состав ЮЯКЭ, которая в 1957 г. была передана во вновь организованное ЯТГУ) большая часть площади была покрыта геологической съёмкой масштаба 1:50 000 /131, 221, 222/. В этот же период геологами Алданской экспедиции треста «Сибгеолслюда» (в 1957 г. передана в ЯТГУ, с 1959 – Тимптоно-Учурская экспедиция, с 1992 г. – ГГП «Алдангеология») во всей полосе продуктивных пород на востоке листа от северной до южной рамок и далее на юг велись съёмочные работы м-ба 1:50 000 /223/, поисково-съёмочные работы масштаба 1:25 000 /118, 119, 164/ и детальные поисково-разведочные работы (Е.С. Швецов, Г.К. Семигузов, К.В. Татаринов и др.). Работы выполнялись на топоосновах масштаба 1:100 000 (или пантографических увеличениях с них), созданных в 1946-1952 гг. по материалам аэросъёмок масштаба 1:60 000 1942-1950 гг., а детальные поиски были обеспечены топоосновами, подготовленными топографами «Сибгеолслюды». Геологические карты составлялись в самых разнообразных легендах, с выделением и картированием в супракрустальной толще пород многочисленных продуктивных и межрудных горизонтов, не увязанных между площадями. Прочие аспекты геологического строения не изучались и освещались в отчётах формально. Все работы были нацелены только на выявление полезных ископаемых, главным образом, флогопита, и сопровождалась большими объёмами горных работ. В результате были открыты Эмельджакское железорудное месторождение и новые проявления флогопита, став-

шие в дальнейшем крупными месторождениями: в 1950-1951 гг. – Горелое, Таборное и Верхнекерибиканское (Л.Н. Андреева /118, 119/), в 1952 – Неакуинское (П.А. Воробьёв /131/) и Каталахское (Л.П. Цветков /223/) и др.

В 1950 г. территория впервые была охвачена аэромагнитной съёмкой среднего масштаба (В.А. Ларионов, ВАГТ). Наземные геофизические работы были начаты в 1955 г. Эмельджакской партией «Сибгеолслюды» (Н.Г. Ключев) для определения возможности применения магнито- и электроразведки при картировании продуктивных пород и в дальнейшем широко использовались.

На первом межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Сибири в 1956 г. (Ленинград) для начинающих кондиционных средне- и крупномасштабных съёмок были созданы основы легенды геологических карт территории Алданского щита. Все три серии супракрустальных пород центральной части щита были отнесены к архею и по новым данным картировочных и поисковых работ расчленены на свиты. Введение в иенгскую серию фёдоровской толщи карбонатсодержащих пород, ранее относимой к джелтулинским образованиям, было существенным искажением первоначальной схемы А.С. Коржинского. На мелко-масштабных картах, составленных во ВСЕГЕИ в 1959 (геологическая карта масштаба 1:500 000 Алданского горнопромышленного района /17/) и в 1961 гг. (второе издание Госгеолкарты-1000 листа О-52 /23/), показано, что фундамент площади листа сложен породами иенгской (в составе верхнеалданской и фёдоровской свит) и тимптонской (в составе нижнесуннагинской, верхнесуннагинской и кюриканской свит) серий, залегающих в единой моноклинали с падением на северо-восток.

В 1958 г. Л.М. Минкин (ЮЯКЭ) обосновал старую идею С.П. Смеловского /151/ о существовании на месте линейных складчатых структур северо-западного простирания (Эльконский антиклинорий и др.) куполовидной структуры, назвав её Нижнетимптонской /179/. При последующих геологических съёмках эта структура была откартирована, а в дальнейшем изучалась О.В. Грабкиным /27/, Л.И. Салопом /88/ и сотрудниками института геологии и геохронологии докембрия АН СССР /32, 34, 35 и др./.

В 1950-е гг. В.А. Галюк (МГРИ) /134, 135/ и М.А. Лицарев (ИГЕМ) /59/ начали тематическое изучение строения, минералогии и генезиса флогопитовых месторождений.

В конце 1950-х гг. геологоразведочные работы на площади интенсифицируются. В 1957-1959 гг. вся территория покрывается аэрофотосъёмкой м-ба 1:27 000, на материалах которой в 1961-1963 гг. издаются высококачественные топоосновы м-ба 1: 50 000 и крупнее. В 1959-1960 гг. Л.Н. Малковым (ЮЯКЭ) на площади листа О-52-ХІІІ выполнена геологическая съёмка масштаба 1:200 000 /177/. Однако её результаты очень быстро устарели. В 1959-1964 гг почти вся площадь охватывается геологосъёмочными и картосоставительскими работами масштаба 1:50 000 /142, 229/, в ходе которых использованы данные всех предшествующих работ, в т.ч. аэрогеофизических масштаба 1:25 000, выполненных Ю.М. Усовым (Амакинская экспедиция) в 1960 г. на всей территории /209/. Карты были составлены в рабочей легенде геологических карт Алданского щита, основы которой были созданы совещанием 1956 г., с дополнениями (введение в состав иенгрской серии новой иджакской свиты и в состав тимптонской серии – новой улунчинской свиты), принятыми по материалам Б.А. Сикача и И.М. Фрумкина совещанием по разработке стратиграфических схем территории ЯАССР в 1961 г. (Якутск). На основе сложившегося в процессе поисковых и разведочных работ на флогопит выделения продуктивных и непродуктивных горизонтов в составе верхнеалданской свиты было откартировано три горизонта, а в фёдоровской – семь горизонтов с различной продуктивностью. Фундамент площади, по авторам, представлял собой восточную часть Нижнетимптонской куполовидной структуры, в которой последовательно от ядра к периферии наблюдаются всё более молодые породы иенгрской серии, а в крайней северо-восточной части листа обнажены самые молодые образования тимптонской серии, слагающие Сутамский синклиний. Картировочные работы сопровождались систематическим площадным опробованием потоков и вторичных ореолов рассеяния, шлихованием водотоков, радиометрической съёмкой и подняли изученность территории на качественно иной уровень. Были опубликованы основные результаты этих работ: стратиграфические /13/, тектонические /67/, металлогенические /110/. Кроме новых флогопи-

товых объектов, крупномасштабной съёмкой были выявлены перспективные рудопроявления урана, на которых впоследствии организованы поисковые работы.

В конце 50-х – начале 60-х годов в северо-восточной части листа и на непосредственно прилежащей к ней площади (Эльконский горст) геологосъёмочными работами масштабов 1:200 000 и 1:50 000 (Д.П. Шапошников, Л.П. Цветков, А.Р. Энтин, В.А. Луконина, Н.С. Телега, М.П. Губкин и др.) был выявлен ряд радиоактивных аномалий. С их проверки в 1960 г. началось 30-летнее специализированное поисковое, поисково-оценочное, разведочное и тематическое изучение ураноносности Эльконского горста, сопровождаемое громадным объёмом горнобуровых и геофизических работ (Октябрьская, затем Приленская экспедиция, ПГО «Приленскгеология» при участии сотрудников ВИМСа, ИГЕМа и др. институтов). Уже в 1961 году были выявлены наиболее значимые рудоносные структуры (зоны Южная, Северная, Сохолоохская, Центральная и др.). В течение 1962-1965 гг. большой объём работ выполнен в бассейнах Курунга (партия №64), Русской (партия №53) и Холодной (партия №60). Проведены первые крупномасштабные съёмки территории Эльконского горста (Е.В. Ахапкин, В.А. Груздев, Ф.К. Портнов и др.) /121, 140 и др./. Результатом работ (на рис. 1.1 показана только часть наиболее важных) явилось открытие группы урановых и золото-урановых месторождений (Эльконский урановорудный район), большая часть которых расположена на территории листа.

В 1957-1959 г.г. во ВСЕГЕИ под руководством Т.В. Билибиной, была составлена металлогеническая карта Алданского щита м-ба 1:500 000.

В 1958-1965 гг. интенсивность изучения флогопитоносности площади достигает максимума. По периферии известных флогопитовых месторождений геологами ТУКЭ (Е.Г. Алтунин, В.И. Губарь, Ю.С. Дубов, Н.М. Максимов, В.Ф. Пачерский, А.А. Почивалов, Ф.М. Ройзенман, Р.Ф. Черкасов и др.) ведутся крупномасштабные (1:10 000 и крупнее) поисково-разведочные работы с широким использованием геофизических методов. В эти годы была доказана промышленная значимость Каталахского месторождения /191/, месторождение «2-й участок» на Эмельджаке переведено в разряд крупных /150/, открыты крупные месторождения Дремучинское /227/, Шумное /141/ и несколько перспективных проявлений.

Данные исследований 1959-1966 гг. были учтены при подготовке к изданию госгеолкарты-200 территории листа /22/, составленной в основном по материалам А.Р. Энтина и М.П. Губкина. В объяснительной записке к ней освещена геологическая изученность площади по состоянию на 1966 год (включительно). Карта была составлена в легенде для госгеолкарт-200 Алданской серии листов /168/ и в целом отражала достигнутый к тому времени уровень познаний о геологическом строении территории. Наступил длительный перерыв в региональных работах на площади.

После 1965 г. (утверждение ГКЗ запасов крупнейшего Ковдорского месторождения слюды на Балтийском щите) потребность в алданском флогопите резко сократилась и съёмочные, поисковые и разведочные работы на него в основном были прекращены. Последними на листе были работы Е.Г. Алтунина по оценке перспектив юго-восточной части Эмельджакского поля /116/ и В.С. Варданяна по детальной съёмке участка между Верхнекерибиканским и Дёсовским месторождениями /128/. В 1970 г. Р.Ф. Черкасовым (ТУКЭ) завершена фундаментальная сводка геологических материалов по Алданской флогопитоносной провинции, далеко выходящая за рамки производственного отчета /225/. Эту работу можно рассматривать своеобразным итогом «флогопитового» периода в изучении Алданского щита. В ней обсуждаются многие важнейшие аспекты геологического строения региона, в том числе подробно рассмотрена история исследований, а также скрупулёзно обоснована схема стратиграфического расчленения раннедокембрийских образований, существенно отличная от вышеупомянутых схем, принятых в производственных организациях. В основе построений Р.Ф. Черкасова лежит первоначальная схема А.С. Коржинского, распространённая на весь щит с добавлением одной новой свиты, незначительно развитой. Основные положения этой работы позднее были опубликованы /106/.

Уже в 1970-е гг. выходит в свет несколько монографий с изложением результатов тематических и научных исследований различных аспектов геологии Алданской флогопитоносной провинции, выполненных в основном в 1960-е гг.: строения и генезиса флогопитовых месторождений /77/, стратиграфии, петрологии и геохимии пород фёдоровской серии /70/, раннедокембрийских стратиграфии и структурной эволюции /35/.

В 1967 г. сотрудниками ВСЕГЕИ составлена обширная сводка материалов по мезозойской тектоно-магматической активизации Алданского щита, в т.ч. и по Эльконскому магматическому узлу /6/. В 1969 г. Е.П. Максимов, В.В. Карелин и В.И. Уютов впервые выполнили формационный анализ мезозойских изверженных пород ЦАРа /175/. Из последующих исследований мезозойского магматизма района следует выделить работы Е.П. Максимова: наряду с изучением формационного состава и морфологии тел мезозойских магматитов им проанализированы связи между мезозойским орогенезом, магматизмом и рудообразованием /62, 63, 174 и др./.

В 1968-70 гг. проведено обобщение материалов геофизических работ, проведенных в ЦАРе различными организациями, начиная с 50-х годов /158/.

Во второй половине 1960-х гг. В.И. Казанским и А.Г. Лихомановым (ИГЕМ) детально изучено на Эльконском горсте и в обнажениях р. Алдан строение раннедокембрийских разломов, в т.ч. северной части Иджеко-Нуямской зоны разломов /39, 40, 58, 170/. Этими геологами выявлены дайки приразломных метадiorитов (на карте - скальный комплекс) и обоснован их раннепротерозойский возраст.

В 1970-е гг. Приленской экспедицией продолжают крупномасштабные съёмки на Эльконском горсте /156/ и ведётся детальная разведка крупнейшего уранового месторождения – зоны Южной, запасы которой утверждены ГКЗ в 1981 г.

В 1971 г. В.М. Мишнин (ЦТЭ) изучает мезо-кайнозойские коры выветривания ЦАРа, в т.ч. и коры выветривания на водоразделе Дёса-Ыллымаха /180/; в 1972 г. И.И. Силин и И.С. Бортников составляют сводную геохимическую карту ЦАРа масштаба 1:50 000 /195/.

К 1973 г. вся площадь силами ГФЭ №6 (г. Якутск) покрыта гравиразведкой м-ба 1:200 000 /216/; позднее часть Эльконского горста изучена ПГО «Приленскгеология» в м-бе 1:50 000 /144/.

В 1975-81 гг. анализом данных по россыпной и рудной золотоносности ЦАРа и Южной Якутии занимаются В.Г. Ветлужских, И.П. Дик, С.Н. Николаев /130/. Определены границы рудных узлов и полей в ЦАРе, дана их прогнозная оценка и намечены первоочередные объекты для геологического доизучения и поисков. В пределах рассматриваемого листа таких объектов нет. В 1978 г. коллектив геологов ТУГРЭ

(Ар.Н. Угрюмов, В.В. Карелин и др.) закончил многолетние исследования золотоносности ЦАРа составлением металлогенической карты Центрально-Алданского района масштаба 1:50 000.

В 1979 г. Е.П. Максимовым, С.В. Нужновым и др. (ЦТЭ) составлен лист О-52-А геологической карты региона БАМ м-ба 1:500 000, на которой фёдоровская свита объединена вместе с иджакской в тимптонскую серию, с несогласием лежащую на образованиях иенгрской серии (на территории листа О-52-ХІІІ они отнесены к нимырской свите), а кюриканские образования включены в желтулинскую серию /18/. Чуть позднее, в 1981 году, во ВСЕГЕИ была подготовлена к изданию под редакцией Е.П. Миронюка Госгеолкарта-1000 (новая серия) листа О-52, (53) (Томмот) /19/. На ней фёдоровские образования впервые выделены в ранге серии, расчленённой на (снизу вверх) медведевскую, леглиерскую и атырскую свиты, а тимптонская серия на площади объединила образования иджакской и кюриканской свит. Такие серьёзные расхождения в составленных практически одновременно картах отражали острую дискуссионность стратиграфического расчленения раннедокембрийских образований щита, сохранившуюся и до сих пор. В комплект Госгеолкарты-1000 томмотского листа впервые была включена карта четвертичных отложений, отразившая результаты работ Е.Б. Хотинной; юдомские отложения включены в состав венда и выделены в ранге серии /85/.

В 1981 г. опубликована небольшая, но важная работа В.А. Груздева (ПГО Приленскгеология»), в которой он отрицает моноклиналиное устройство фундамента площади и существование иджакских образований, трактует складчатую структуру левобережья Тимптона, как синклиний, и считает фёдоровские образования самостоятельной серией пород, отделённой от выше- и нижележащих образований структурными несогласиями /29/.

В 1983 г. для Центрально-Алданской группы листов (куда входит и О-52-ХІІІ), составлена уточненная рабочая легенда для геологических карт масштаба 1:50 000, отразившая накопленный к тому времени новый фактический материал по геологии региона /46/.

В 1980-1985 гг. выполнена предварительная разведка крупного уранового месторождения зона Северная (запасы утверждены в 1986 г.), после чего прекратилось дальнейшее специализированное изучение ураноносности площади.

В 1981 г. В.П. Антоновым (Алданская ГРЭ комбината «Алданслюда») в верхнем течении р. Прав. Ыллымах по данным поисковых маршрутов были выделены участки для постановки поисковых работ на графит (графитоносность этого района была выявлена ещё в 1952 г. Л.П. Цветковым), которыми в 1983-1986 гг. было открыто крупное месторождение Чебере /184/. После подготовительных аэрогеофизических работ масштаба 1:25 000, выполненных в 1984-1987 гг. ГФЭ №6, месторождение предварительно разведывается Алданской ГРЭ в 1989-1991 гг. /183/.

В 1983 г. коллектив геологов ИГГД РАН и Института геологии ЯФ СО РАН под руководством В.Л. Дука завершил составление карты раннего докембрия Южной Якутии м-ба 1:500 000 (карта охватила только центральную часть щита, включая и территорию листа), суммировавшей результаты их многолетних исследований в регионе с привлечением переосмысленных материалов производственных организаций /84/. Основные результаты этой работы: 1) разработана структурно-возрастная шкала и определено положение в ней основных комплексов пород; 2) супракрустальные породы не являются наиболее древними образованиями – существует инфракрустальный комплекс древнейших гранитоидов, выступающий в качестве фундамента и субстрата всех последующих эндо- и экзогенных процессов; 3) дана характеристика структурного положения и вещественного состава выделенных комплексов пород, на основе чего в районе выделены две раннедокембрийских структурно-формационных зоны (Центрально-Алданская и Восточно-Алданская), разделённые зоной Иджеко-Нуямского разлома; 4) породы улунчинской свиты и иджакские образования территории листа большей частью отнесены к сутамской свите; 5) высказано предположение об аллохтонном залегании фёдоровских образований.

Начиная с 1981 г. В.А. Абрамовым (ТУГРЭ) разрабатываются глубинные модели строения Алданского щита и его узлов тектоно-магматической активизации по геофизическим данным /1, 2, 3, 113, 114/. На основе выработанных новых геофизи-

ческих критериев локализации золоторудных месторождений дана оценка перспектив площадей, выделенных в процессе предыдущих геофизических исследований.

В 1988 г. вся площадь была охвачена аэрогаммаспектрометрией м-ба 1:200 000 (ПГО Невское) /199/, а Г.Ю. Боярко завершает обобщающие геохимические работы по ЦАРу /127/.

В 1991 г. В.И. Шевченко и Н.И. Вережкиным составлена рабочая легенда для геологических карт масштаба 1:50 000 на Центральноалданскую серию листов /228/. В рамках подготовки легенды во ВСЕГЕИ под руководством С.Д. Великославинского была выполнена тематическая разработка критериев расчленения и корреляции докембрийских магматических образований, дополненная рабочей легендой для Эмельджакского района /129/. В процессе этих работ А.Н. Тимашковым были выявлены на площади интрузии домигматитовых монцитонитов, отнесённые им к титскому комплексу.

С 1990 г. в ЦАРе начинается геологическое доизучение м-ба 1:200 000 (ГДП-200). В 1990-1996 гг. ГДП-200 выполнено на территории листа О-51-ХП (К.А. Воробьёв и др. /132/) с одновременным составлением легенды для Государственных геологических карт м-ба 1:200 000 (ГГК-200) новой серии на листы О-51-ХП, О-51-ХVIII, О-52-VII, О-52-ХIII (не посылалась на утверждение НРС). В 1994-1995 и в 1997-1999 гг. в рамках разработки легенды для ГГК-200 новой серии Е.Б. Хотина (ВСЕГЕИ) выполняет работы по изучению кайнозойских образований ЦАРа /220/. Автором предложена наиболее детальная схема генетического и возрастного расчленения кайнозойских отложений, подтвержден факт широкого распространения в районе рыхлых дочетвертичных пород.

Начиная с 1993 г. опубликовано несколько десятков работ, посвящённых Sm-Nd изотопии и геохронологии пород Алданского щита /47, 48, 49, 52, 53 и др./, из которых следует, что породы верхнеалданской серии не могут быть древнее позднего архея, а породы фёдоровской свиты и джелтулинской серии – раннего протерозоя.

В 1994-1999 гг. в северо-западном углу площади (О-52-49-А) проводится ГДП-50 под руководством А.И. Мякишева (ГПП «Алдангеология»); полная площадь работ включает еще 4 смежных листа, выходя за рамки листа /182/. В процессе ГДП был

вовлечён в обработку ранее не доступный огромный фактический материал Приленского ПГО (расформированного в 1986 г.) по геологии Эльконского горста. Авторы (А.В. Кислый) отказались от посвитного расчленения фёдоровских образований. Часть фёдоровских метабазитов была отнесена к интрузивному медведевскому комплексу, а оставшийся объём был расчленён на основе детальных карт Приленского ПГО и реконструкции первичного состава пород на четыре толщи с неустановленными стратиграфическими соотношениями. На этой площади был апробирован первый вариант расчленения продуктов мезозойского магматизма на комплексы, разработанный при составлении легенды госгеолкарт-200 Алданской серии листов. Откартированные авторами крупные постмезозойские покровно-надвиговые дислокации слабо аргументированы.

К 1999 году на большей части площади работ силами ЯПСЭ были выполнены высокоточные кондиционные аэромагнитная и АГСМ-съёмка масштаба 1:50 000 /159, 169/, которые покрыли 67% площади листа.

В 2000-2002 гг. проведены поисково-оценочные работы на россыпное золото в бассейне р. Лев. Ыллымах выше устья руч. Ямный, выявившие небольшие россыпи /189/.

В 2000 г. Д.В. Утробин, Е.П. Максимов, Е.Б. Хотина завершили начатое ещё в 1997 г. составление легенды Алданской серии листов Госгеолкарты-200 (второе издание), что позволило в этом же году подготовить и передать в издание комплект материалов по листу О-51-ХІІ. В течение 1997-2000 гг. было выполнено ГДП-200 территории листов О-51-ХVІІІ, О-52-VІІ и О-52-ХІІІ, а в 2001-2002 гг. комплекты материалов по этим листам были подготовлены к изданию.

2. Стратиграфия

К стратифицируемым образованиям на площади отнесены: сложнодислоцированные метаморфические породы раннего (?) и позднего архея (супракрустальные образования кристаллического фундамента); участками сохранившаяся толща существенно карбонатных отложений венда-нижнего кембрия (фрагменты платформенного чехла); повсеместно распространённые, почти всегда маломощные и рыхлые образования кайнозоя.

2.1. Архейская акротема

Стратификация образований раннедокембрийского фундамента наименее обоснована. Часть геологов считает более вероятным эндогенное (магматическое или метаморфо-метасоматическое) происхождение этих пород. Но при картировании территории Алданского щита они по ряду признаков (вещественный состав, слоеподобная форма тел и т.п.) традиционно относились к глубоко метаморфизованным осадкам или вулканитам (супракрустальные толщи) и подвергались стратиграфическому расчленению, что с определённой долей условности выполнено и на предлагаемой карте. На ареалах, показанных на геологической карте, как тот или иной раннедокембрийский стратон, наблюдаются мигматиты различной морфологии с преобладанием послойных линзовидно-полосчатых разновидностей, в которых супракрустальные породы являются субстратом. Лейкосомы составляют в среднем около 50% объёма пород при колебаниях её доли от 10 до 70-80%. При содержании гранитоидного материала более 80% на карте показаны гранито-гнейсы и граниты нерасчленённые. В целом выходы раннедокембрийских стратонов занимают около 50% площади, образуя обширные мигматитовые поля или изолированные фрагменты среди более молодых интрузивных и ультраметагенных гранитоидов. Наличие горизонтов маркирующих парапород (высокоглинозёмистых гнейсов и сланцев, диопсидовых сланцев и кальцифиров), уверенно прослеживаемых по простиранию иногда на многие километры, устойчивость простираний и их независимость от доли новообразованного

ультраметаморфогенного материала позволили в большинстве случаев достаточно уверенно идентифицировать стратиграфическую принадлежность супракрустальных толщ.

Возраста древних стратон, как абсолютные, так и относительные, до сих пор дискуссионны даже в пределах единых структур. По структурно-метаморфическим признакам, соотношениям с вмещающими породами и по изотопным датировкам, полученным на смежных территориях, супракрустальные толщи отнесены к нижнеархейским (верхнеалданская серия) и верхнеархейским (фёдоровская и желтулинская серии) образованиям, что при отсутствии на площади листа данных изотопной геохронологии в значительной степени условно. Они принадлежат двум районам (Центрально-Алданский и Восточно-Алданский) Алданской гранулитогнейсовой области, которые можно рассматривать в ранге структурно-формационных зон. Структурно они относятся соответственно к восточной части Нижнетимптонского купола и западной части Сутамского синклинория.

Супракрустальные толщи Центрально-Алданского района подверглись более интенсивной складчатости и ультраметагенной переработке. Кроме того, здесь на дневной срез выведены наиболее древние стратифицируемые образования.

2.1.1. Нижнеархейская зонотема. Верхнеалданская серия

Древнейшие супракрустальные толщи площади выявлены только в Центрально-Алданском районе, где объединены в верхнеалданскую серию. Расчленение серии на две свиты – васильевскую и нимырскую – выполнено по вещественному составу. Присутствие образований нижней свиты серии – курумканской – возможно только на южной рамке, где на водоразделе руч. Кемюстех и р. Прав. Ыллымах наблюдались обширные развалы кварцитов /177/, но ввиду слабой изученности этого участка он оставлен нами в ареале васильевской свиты. Возрастные соотношения между свитами на площади не наблюдались, т.к. они либо обнажаются в изолированных гранитоидами выходах, либо граничат по разломам. Доказательств более высокого стратиграфического положения пород нимырской свиты на площади не получено. Отно-

сительное возрастное положение свит принято в соответствии с /211/. Породы серии установлены в наиболее эродированных частях Верхнетимптонского купола (бассейн р. Русская, среднее течение р. Холодная), в ядерных частях дополнительных антиформ, осложняющих восточное обрамление купола (район бывшего пос. Эмельджак, верхнее течение р. Бол. Неакуя, долины Бол. и Прав. Ыллымаха), а также в поднятых блоках пород вдоль и в зоне Иджеко-Нуямского разлома Нижняя граница серии на площади не наблюдалась. Верхняя граница нимнырской свиты с медведевской свитой фёдоровской серии наблюдается в коренных выходах на слиянии Бол. и Мал. Неакуи на западном крыле опрокинутой на запад Неакуинской антиформы, а в остальных немногих участках непосредственного соприкосновения с образованиями вышележащей фёдоровской серии проводится по смене в элювиально-делювиальных высыпках верхнеалданских породных парагенезисов (принадлежащих не только нимнырской свите, но в ряде случаев - и васильевской) на парагенезисы пород, характерные для фёдоровской серии.

Васильевская свита ($AR_1?vs$) по объёму в основном отвечает верхнеалданской свите предыдущего издания карты. Но из неё исключён весь объём наиболее изученных выходов в среднем течении Бол. Неакуи (Неакуинская антиформа) – стратотипическая местность ниреляхского, неакуинского и дремучинского горизонтов верхней части верхнеалданской свиты /13, 177, 229/, отнесённый нами к нимнырской свите. Кроме того, ряд верхнеалданских выходов на водоразделе Прав. Ыллымаха и Бол. Неакуи (устье Чыркымая, часть междуречья Бол. и Мал. Неакуи и др.), выходы в среднем течении р. Тростниковый и в вершине р. Салга-Дёс по вещественному составу также отнесены нами к нимнырской свите. Васильевская свита сложена преобладающими биотитовыми плагиогнейсами и плагиосланцами, содержащими горизонты высокоглинозёмистых (гранат-силлиманит-кордиеритовых) гнейсов и сланцев, пачки гиперстеновых (иногда двупироксеновых или амфиболовых) плагиосланцев и плагиогнейсов, а также в подчинённом количестве прослой и линзы кварцитов. Высокоглинозёмистые породы составляют не более трети объёма свиты. Изредка наблюдались биотит-роговообманковые и биотит-гранатовые плагиосланцы и гнейсы. Породы образуют слои мощностью от долей метра до первых метров, сгруппи-

рованные в пачки переслаивания литологически близких (биотитовых или высокоглинозёмистых) пород суммарной мощностью в 10-150 метров. Прослои и линзы кварцитов тяготеют к горизонтам высокоглинозёмистых пород при обычной мощности в несколько метров, редко – до 10-15 метров, и в одном случае (водораздел Кемюстеха и Прав. Ыллымаха) – не менее 100 метров /177/. С ними часто ассоциируют пологосекущие линзы, жилы и гнёзда крупно-грубозернистых полевошпат-кварцевых анатектитов, содержащие угловатые обломки собственно кварцитов. Наблюдаются довольно резкие вариации состава и мощности отдельных частей разреза /229/. Максимальная неполная мощность свиты нами оценивается в 1500 метров.

Биотитовые гнейсы и плагиосланцы представляют собой серые, нередко полосчатые, средне-мелкозернистые породы с грано-, лепидо- или гетеробластовой структурой, состоящие из (в %) плагиоклаза (от 25 в гнейсах, представленного олигоклазом, до 70 в сланцах, представленного андезином), кварца (3-25), калишпата (0-15) и биотита (3-35). Иногда в переменных количествах присутствуют пироксены: гиперстен (до 10, редко – 15) и диопсид (до 15, редко – 25). Из акцессорных минералов почти всегда наблюдаются магнетит (до 5) и апатит (до 3) при частом присутствии циркона, монацита, ортита, граната, рутила, гематита, сульфидов.

Высокоглинозёмистые гнейсы и, намного менее распространённые, сланцы, – розовато-серые полосчатые мелко- или среднезернистые, иногда порфиробластовые породы с лепидо-, нематогранобластовой или гетеробластовой микроструктурой. В их состав в различных видовых и количественных сочетаниях входят (в %): силлиманит (0-10, редко до 40), кордиерит (0-15 до 80), олигоклаз (в гнейсах) или андезин (в сланцах) (0-20 до 50), ортоклаз или микроклин-пертит (3-5 до 35 в наиболее гранитизированных разновидностях гнейсов), альмандин (0-25 до 60), кварц (0-40). В пороодообразующих количествах иногда содержатся биотит (до 15), ортопироксен (до 5), зелёная шпинель (до 15), изредка – титаномagnetит (до 10), но обычно они присутствуют наряду с корундом, ильменитом, цирконом, апатитом, сфеном в качестве акцессориев. Нечасто наблюдается в незначительных количествах (до 1) мелкошуйчатый графит. Для высокоглинозёмистых пород свиты очень характерны сростания титаномagnetита с зелёной шпинелью. Многочисленные разновидности пород

имеют между собой постепенные переходы. Наиболее распространены гранатсодержащие силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы с характерными для кордиеритовых пород пятнистой, узловатой или петельчатой текстурами. С увеличением содержания силлиманита в породах появляется кварц и увеличивается содержание калишпата. При увеличении доли кордиерита содержание полевых шпатов уменьшается вплоть до появления бесполевошпатовых разновидностей сланцев. Менее распространены биотит-кордиеритовые, биотит-гранат-силлиманитовые сланцы и гнейсы.

Основные пироксен-амфиболовые плагиосланцы образуют незначительную по объёму, но характерную часть свиты, и представляют собой зеленовато-тёмно-серые средне-, мелкозернистые неясносланцеватые или массивные породы, обладающие иногда полосчатыми текстурами. Минеральный состав (в %): андезин, редко лабрадор – 35-60, роговая обманка – 0-35, диопсид – 0-30, гиперстен – 0-30, биотит – 1-30, акцессорные – магнетит (до 5), апатит, сфен. В единичных мелких зёрнах изредка наблюдались кварц и скаполит. Микроструктуры: грано-, нематограно-, лепидогранобластовые, торцовая.

Кварциты имеют светло-серый до белого цвет и грубополосчатую до массивной текстуру при крупно-, средне- или мелкозернистой (гранобластовой или роговиковой под микроскопом) структуре. По минеральному составу различаются мономинеральные (не менее 90% кварца), полевошпатовые (калишпата и олигоклаза в сумме 10-60%) кварциты и, редко, кварцито-гнейсы (кварца менее 40%). В их составе обычны биотит (до 3%), магнетит (до 1-2%), графит (менее 1%).

Петрохимически и геохимически породы свиты изучены слабо (табл. 1, 2). При пересчёте петрохимических данных по территории смежного листа О-52-VII биотитовые сланцы реконструировались, как андезиты, биотитовые гнейсы, как риолиты и их туфы, кварциты, как аркозовые песчаники или кремнистые осадки, часть высокоглинозёмистых пород, как пелиты, а часть, по-видимому, подверглась кислотному выщелачиванию при гранитизации, вследствие чего её состав не отвечает каким-

Таблица 1

Химический состав пород раннедокембрийских стратонов (вес. %) по /182/

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ
Верхнеалданская серия. Васильевская свита																
257	плагиосланец биотитовый	47,70	0,68	19,55	3,00	4,81	0,08	7,45	6,24	3,03	4,49	0,18	0,46	<0,10	0,86	98,58
277/1	плагиосланец биотит-гиперстеновый	53,70	0,77	15,55	3,55	5,49	0,12	6,00	6,82	3,91	2,08	0,15	<0,10	<0,10	0,64	98,78
Федоровская серия. Медведевская свита																
258/1	плагиосланец биотит-амфибол-скаполит-диопсидовый	52,30	0,78	15,70	4,43	5,24	0,19	4,14	11,90	3,57	1,02	0,32	0,13	<0,10	0,07	99,79
257/7	плагиосланец диопсид-роговообманковый	50,70	0,75	17,20	2,87	7,09	0,14	5,07	9,15	3,90	1,27	0,24	<0,10	<0,10	0,20	98,58
273/3	плагиосланец биотит-диопсид-роговообманковый	55,20	0,92	16,85	3,64	4,42	0,11	3,83	6,97	3,77	2,99	0,33	<0,10	<0,10	0,22	99,25
257/8	то же	51,00	1,15	17,55	2,92	5,83	0,11	4,45	8,56	4,57	1,61	0,44	<0,10	0,42	0,42	99,63
40/650	плагиогнейс роговообманково-двупироксено-вый	56,90	1,05	15,95	3,70	4,68	0,10	3,56	6,14	4,48	2,28	0,18	0,50	0,37	0,18	100,07
279/1	плагиосланец биотит-роговообманковый	47,60	1,35	16,05	6,37	6,37	0,11	6,00	7,84	4,01	1,75	0,56	0,13	<0,10	0,53	98,67
6256	плагиосланец биотит-гиперстен-роговообманковый	51,9	0,74	16,30	3,53	4,92	0,09	6,21	8,71	4,00	1,38	0,19	0,22	0,10	0,66	98,81
Федоровская серия. Леглиерская свита																
13542	плагиосланец биотитовый	52,30	0,86	12,50	2,57	6,98	0,14	10,38	6,20	3,10	2,61	0,39	<0,10	<0,10	0,55	98,58
14/6	плагиосланец биотит-диопсид-роговообманковый	53,30	0,99	17,20	4,87	4,71	0,11	4,26	7,26	4,31	2,90	0,23	<0,10	<0,10	0,38	100,52
265	то же	50,70	1,08	16,50	3,88	5,06	0,06	3,73	7,38	5,20	1,88	0,50	1,56	<0,10	0,68	98,81
252/3	то же	49,60	0,94	14,40	4,21	5,17	0,14	7,96	9,87	3,57	1,79	0,38	0,11	<0,10	0,45	98,59
16/10	плагиосланец двупироксен-роговообманковый	51,90	1,04	18,00	4,11	4,43	0,10	4,66	9,00	4,42	1,26	0,38	<0,10	<0,10	0,58	99,90
25/4	то же	54,50	0,97	15,95	3,17	5,52	0,13	6,31	6,39	4,59	1,46	0,33	<0,10	<0,10	0,30	99,62
6238/2	то же	49,2	0,72	10,90	3,57	7,09	0,18	11,38	10,45	2,68	1,20	0,36	0,11	<0,10	0,70	98,54
1606	кальцифир	8,98	<	1,16	0,27	0,86	0,13	26,70	23,35	<	0,06	<	н. о.	н. о.	39,1	100,63

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ
6245/21	плагиосланец биотит- рогово-обманковый	47,60	0,81	15,95	5,86	6,02	0,11	7,03	9,15	2,63	1,74	0,10	0,16	0,28	1,29	98,73
Федоровская серия. Атырская свита																
6231	то же	51,60	1,44	17,75	3,66	7,06	0,11	3,93	6,39	4,45	1,78	0,22	0,11	<0,10	0,24	98,74

257 – левый водораздел р. Холодная в ее верховьях; 277/1 – верховья руч. Дрожжевой.

258/1 – правый водораздел руч. Гут-Бай; 257/7 – правый водораздел руч. Гут-Бай; 273/3 – верховья руч. Гут-Бай; 258/8 – правый водораздел руч. Гут-Бай; 40/650 – верховья руч. Заквасный; 279/1 и 6256 – верховья р. Холодная.

13542 – водораздел руч. Звездный и р. Юкунгра в ее верховьях; 14/6 – водораздел руч. Шанго и р. Юкунгра; 265 – 1,5 км восточнее гольца Медвежий; 252/3 – верховья р. Холодная; 16/10 – левый водораздел р. Юкунгра в ее верховьях; 25/4 – левый водораздел руч. Буря; 6238/2 – верховья руч. Буря; 1606 – левый водораздел рч. Сохсолоох (проба А.Н.Тимашкова); 6245/21 – верховья р. Холодная;

6231 – верховья руч. Семеновский – правого притока р. Холодная.

Таблица 2

Содержания микроэлементов в метаморфических, ультраметаморфических и магматических породах

по данным полуколичественного спектрального анализа (содержания $C_{cp}/(C_{min}-C_{max})$ в $n \times 10^{-3}\%$) (с использованием /182/)

Наименование (кол-во проб)	Ba	Be	Sb	P	Tl	Cu	Pb	Sn	Ti	As	V	Mn	Ga	W	Cr	Ge	Bi	Nb	Mo	Ce	Li	La	Ag	Yb	Y	Zn	Ni	Co	Sc
Верхнеалдан- ская серия (6)	-	-	-	35,4/ 0-50	0,13/ 0-0,7	4,5/ 2-7	1,58/ 1-2	0,35/ 0,2- 0,5	383/ 200- 500	0,83/ 0-5	11,3/ 3-15	45/ 20-70	1,66/ 1,5- 2	0,83/ 0,3- 1,5	18,8/ 3-50	0,2/ 0,07- 0,7	0,03/ 0- 0,08	0,87/ 0,75- 1	0,2/ 0,15- 0,3	4,2/ 0-15	0,83/ 0-5	15,8/ 0-50	0,03/ 0,007- 0,05	0,12/ 0- 0,75	3,42/ 0-10	10,8/ 5-15	5/ 1-7	1,25/ 0,5- 2	-
Федоровская серия (37)	0,81/ 0-30	0,008/ 0-0,3	0,081/ 0-1,5	7,3/ 0-70	0,02/ 0-0,2	6,72/ 1- 100	1,69/ 0,1- 20	0,43/ 0,2- 0,7	157/ 50- 500	1,72/ 0-30	11,6/ 1,5- 30	114,3/ 50- 300	1,27/ 1-2	0,23/ 0-5	0,1/ 0,004- 1,5	0,13/ 0,01- 0,2	0,03/ 0-1	0,59/ 0- 0,75	0,24/ 0,04- 1	-	1,64/ 0-7	-	0,08/ 0,008- 0,2	0,03/ 0-1	3,36/ 2,25- 10	10,4/ 5-15	3,61/ 0,5- 10	2,99/ 0,3- 5	0,2/ 0- 3,75
Раннепротеро- зойские гра- ниты, грани- то-гнейсы не- расчлененные (27)	1,1/ 0-30	2,7/ 0-50	0,11/ 0-3	68,9/ 0- 200	0,2/ 0-3	6,63/ 1-20	2,22/ 0,5- 10	0,31/ 0,1-1	306/ 100- 500	2,82/ 0-30	9,87/ 0,38- 70	67/ 30- 100	2,61/ 1-15	0,78/ 0,3- 3	9,1/ 5-30	0,1/ 0,08- 0,15	0,01/ 0-0,8	0,76/ 0-1	0,24/ 0,15- 0,7	0,56/ 0-15	3,9/ 0-7	2,13/ 0-10	0,14/ 0,01-1	0,03/ 0- 0,75	2,89/ 0-5	6,54/ 1,5- 15	2,06/ 1-5	1,03/ 0,3- 3	-
Лейкограниты каменковско- го комплекса (12)	5/ 0-20	0,028/ 0-0,3	-	23,5/ 0-70	0,046/ 0-0,3	5,71/ 0-20	3,38/ 1-10	0,18/ 0-1	200/ 50- 500	0,48/ 0- 3,75	3,71/ 0-10	48,3/ 0-100	1,42/ 1-2	0,39/ 0- 0,7	4,17/ 0-7	0,065/ 0-0,1	0,26/ 0-3	0,56/ 0-1	0,35/ 0,2- 1,5	1,67/ 0-20	1,31/ 0-7	5/ 0-30	0,062/ 0,008- 0,15	-	1,75/ 0-3	3,08/ 1,5- 10	1,23/ 0,7- 2	0,46/ 0-1	-
Монцодиори- ты скального комплекса (4)	-	-	-	125/ 0- 200	-	5,5/ 3-7	2,63/ 1-5	0,5/ 0,3- 0,7	375/ 0,8- 700	2,5/ 0-10	6,25/ 0-15	32,1/ 15- 100	2,75/ 1-7	33,3/ 3-70	8,25/ 3-15	0,063/ 0-0,1	-	1,13/ 0,75- 2	0,15/ 0-0,3	3,75/ 0-15	-	1,88/ 0- 7,5	0,027/ 0-0,07	-	1,38/ 0- 2,25	8,75/ 0-15	1,63/ 0,5- 3	0,8/ 0- 1,5	-
Долериты си- ваглинского комплекса (6)	-	-	-	91,7/ 50- 150	0,058/ 0-0,2	9,5/ 5-15	1,12/ 0,7- 1,5	0,26/ 0,15- 0,3	450/ 200- 1000	0,63/ 0- 3,75	17/ 5-30	100/ 50- 150	1,67/ 1-3	0,43/ 0,3- 0,7	7,5/ 3-10	0,1/ 0-0,1	0,013/ 0- 0,08	0,5/ 0- 0,75	0,275/ 0,1- 0,7	-	-	-	0,018/ 0,015- 0,02	-	2,75/ 2,25- 3	13,7/ 7-20	4,25/ 1,5- 10	2,92/ 1-5	-

либо неметаморфизованным породам /122, 182/. Не вызывает сомнения гидротермально-метасоматическое происхождение значительной части кварцитов /129/.

Физические свойства пород приведены в табл. 3.

Нимнырская свита ($AR_1?nm$) объединяет плагиосланцы и плагиогнейсы рогово-обманково-диопсидовые (часто с ортопироксеном), биотит-роговообманковые, биотитовые, биотит-гиперстеновые, гранат-биотитовые, которые содержат прослои высокоглинозёмистых (силлиманит-гранат-биотитовых кордиеритсодержащих) гнейсов и сланцев, линзы кварцитов, кальцифиров и флогопит-диопсидовых сланцев. Все разновидности пород, кроме основных плагиосланцев, участками являются графитсодержащими. При первом издании геологической карты листа свита не выделялась. В её состав нами включены: части медведевского, любкакайского и керибиканского горизонтов фёдоровской свиты, содержащие прослои высокоглинозёмистых пород, и образования иджакской свиты в полном объёме /22/. Установлено, что породы иджакской свиты ограниченно развиты на левобережье Тимптона и вряд ли присутствуют на территории листа /29, 84/. Кроме того, в породах, ранее относившихся к иджакским, на междуречье Керибикана и Ивановки выявлены реликты более древних складчатых структур, чем фёдоровские /29/, что в свете известных данных о большем числе этапов складчатых деформаций в верхнеалданских толщах, чем в фёдоровских /34, 35/, прямо указывает на стратиграфическую принадлежность пород. Несоответствие вещественного состава пород на отдельных участках площади (средние течения Керибикана, Ивановки, бассейны Лакуса, Оччугуй-Бес-Юряха, Кюельяха и др.) ранее закартированным фёдоровским образованиям вынудило предположить здесь выходы пород нимнырской свиты в ядрах складок, параллельных Иджеко-Нуямскому разлому.

Кроме того, к нимнырским нами отнесён вышеупомянутый ряд выходов пород верхнеалданской свиты первого издания листа. Особняком стоит выход в среднем течении Бол. Неакуи, единственный, где в нимнырских образованиях присутствуют кальцифиры и, в существенных количествах, флогопит-диопсидовые сланцы. К ним приурочены многочисленные проявления и два месторождения (Неакуинское и Дремучинское) флогопита. Наблюдаемая здесь ассоциация пород: основные плаги-

Таблица 3

Физические свойства горных пород докембрийского фундамента (по /182/)

№ п/п	Подразделение	Породы	Плотность σ , г/см		Магнитная вос- приимчивость k , $\times 1,26 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ		Удельное сопро- тивление ρ , Ом*м	
			N	$\frac{\text{min-max}}{\text{ср. (медиан.)}}$	N	$\frac{\text{min-max}}{\text{ср. (медиан.)}}$	N	$\frac{\text{min-max}}{\text{ср. (медиан.)}}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	Верхнеалданская серия нерасчлененная	биотит-кордиеритовые, силлиманит- кордиеритовые, гранат-кордиеритовые кристаллосланцы и гнейсы	46*)	$\frac{2,68-3,05}{2,81}$	46*)	$\frac{17-14675}{4370}$	46*)	$\frac{1970-15640}{8620}$
2.	Васильевская свита		36	$\frac{2,68-3,05}{2,80}$	36	$\frac{930-9380}{5315}$	36	$\frac{1970-15640}{9270}$
3.	Нимырская свита		10*)	$\frac{2,74-3,05}{2,83}$	10*)	$\frac{17-14675}{2575}$	10*)	$\frac{2870-9990}{6780}$
4.	Федоровская серия нерасчлененная		108	$\frac{2,60-3,05}{2,80}$	108	$\frac{70-8500}{2230}$	108	$\frac{1110-13190}{6200}$
5.	Федоровская серия, первая толща	биотит-диопсид-амфиболовые, диопсид- амфиболовые кристаллосланцы	34	$\frac{2,70-2,93}{2,79}$	34	$\frac{900-4335}{2285}$	34	$\frac{2030-12350}{5590}$
6.	Федоровская серия, вторая толща	двупироксен-амфиболовые (гиперстен- диопсид-амфиболовые) кристаллосланцы	31	$\frac{2,69-3,05}{2,83}$	31	$\frac{70-8485}{2310}$	31	$\frac{1110-10050}{6390}$
7.	Федоровская серия, третья толща	амфиболовые, биотит-амфиболовые кри- сталлосланцы	35	$\frac{2,62-3,05}{2,80}$	35	$\frac{150-8500}{2180}$	35	$\frac{1690-13190}{6060}$
8.	Федоровская серия, четвертая толща	биотит-гиперстен-амфиболовые, гипер- стен-амфиболовые кристаллосланцы	8	$\frac{2,60-2,94}{2,81}$	8	$\frac{305-4630}{1840}$	8	$\frac{2570-8520}{7360}$
9.	Медведевский комплекс метаперидотит- пироксенитовый	метагаббро („рябчиковые“ кристаллослан- цы)	29	$\frac{2,72-3,02}{2,87}$	29	$\frac{180-6440}{2955}$	29	$\frac{3900-21170}{8510}$
10.	Граниты (три группы)	плагиограниты и плагиогранито-гнейсы	81	$\frac{2,50-2,90}{2,63}$	81	$\frac{1-4550}{610}$	81	$\frac{1390-47520}{9180}$
11.	Плагиограниты Нимырской площади нерасчлененные		7	$\frac{2,55-2,76}{2,68}$	7	$\frac{1-4550}{50}$	7	$\frac{4160-12560}{8020}$
12.	Граниты нерасчлененные		52	$\frac{2,57-2,90}{2,64}$	52	$\frac{1-4365}{1100}$	52	$\frac{1390-47520}{9280}$
13.	Каменковский комплекс лейкогранитовый	микроклиновые, биотит-микроклиновые граниты	22	$\frac{2,50-2,66}{2,60}$	22	$\frac{1-3625}{70}$	22	$\frac{4000-20700}{9600}$

1	2	3	6	7	4	5	8	9
14.	Метасоматиты магнезиально-щелочные бассейна р. Леглиер	дипсидовые, скаполит-диопсидовые породы	50	$\frac{2,69-3,43}{3,02}$	50	$\frac{1-32370}{1060}$	50	$\frac{1260-20600}{5920}$
15.	Скальный комплекс метамонцодиоритовый	метадиориты	25*)	$\frac{2,62-2,85}{2,74}$	25*)	$\frac{245-6130}{2550}$	25*)	$\frac{1100-15200}{5290}$
16.	Сиваглинский комплекс долеритовый	долериты, габбро-долериты	10*)	$\frac{2,63-2,99}{2,94}$	10*)	$\frac{420-3180}{1785}$	10*)	$\frac{3330-16120}{7600}$
17.	Брекчии тектонические		11	$\frac{2,31-2,58}{2,45}$	11	$\frac{0-6}{0}$	11	$\frac{2290-11380}{4950}$
18.	Милониты		4	$\frac{2,59-2,66}{2,60}$	4	$\frac{85-4420}{650}$	4	$\frac{1100-17500}{13500}$
19.	Метасоматиты кварц-микроклиновые		6	$\frac{2,28-2,65}{2,46}$	6	$\frac{0}{0}$	6	$\frac{2480-4400}{3700}$

*) – группы формировались с привлечением данных Верхнеякутской партии (Бирюков Е.И. /125/)

осланцы, высокоглинозёмистые гнейсы, кварциты и карбонатные породы – уникальна для Нимнырской площади, но весьма обычна для западной части Центрально-Алданского района, где выделена в чугинскую толщу /84/. В верхнем течении Чуги она вмещает мелкие месторождения флогопита. Обычно эта толща рассматривается, как фациальная разновидность образований верхней части разрезов верхнеалданской серии /86/, т.е. нимнырской свиты /211/. Разрез по Бол. Неакуе, где видимая мощность нимнырских образований максимальна на площади и достигает 2300 метров, детально изучен с расчленением его на три вышеупомянутых горизонта /13, 88, 229/.

Амфибол-пироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы (последние преимущественно меланократовые) на отдельных участках (долина Бол. Ыллымаха, верхнее течение Бол. Неакуи) преобладают по объёму. Они представляют собой тёмно-серые или буро-чёрные мелко-, среднезернистые, обычно сланцеватые породы, содержащие около 50% и более темноцветных минералов. В породах преобладают (гетеро-, немато-) -гранобластовые микроструктуры. Минеральный состав (в %): андезин №35-50 (40-75), клинопироксен (0-20, до 50), ортопироксен (0-20, до 40), обыкновенная роговая обманка (10-50), биотит (0-15), кварц, обычно присутствующий даже в меланократовых разностях плагиосланцев (1-7); акцессории – магнетит (до 3), апатит, сфен, циркон. По бурой роговой обманке развиваются пироксены, а поздняя роговая обманка, имеющая под микроскопом зелёный цвет, развивается по пироксенам.

Биотитовые, биотит-гиперстеновые и гранат-биотитовые плагиосланцы и гнейсы распространены неравномерно как по разрезу, так и по латерали. Они составляют существенную часть разрезов в бассейне р. Оччугуй-Бес-Юрях, на водоразделе Ивановки и Керибикана, в вершинах р. Салга-Дёс и Прав. Ыллымаха с увеличением их доли от кровли к подошве, и менее проявлены в других местах. Породы имеют серый, светло-серый цвет, средне-, мелкозернистую структуру, полосчатую, часто порфиробластовую текстуру. Минеральный состав (в %): андезин (в сланцах) или олигоклаз (в гнейсах) (30-60), микроклин (0-30), кварц (5-20), биотит (5-30), гиперстен (0-20), гранат (0-15) с присутствием иногда графита (1-4, редко до 35-40),

фибrolита (0-5), реликтового кордиерита и шпинели; акцессории – апатит, сфен, циркон, магнетит, пирит. В этих породах локализовано месторождение графита Чебере.

Высокоглинозёмистые гнейсы присутствуют в подчинённых количествах, за исключением района среднего течения Бол. Неакуи, где составляют существенную часть разреза. Они имеют голубовато-тёмносерую окраску, полосчатую свилеватую текстуру и мелкозернистую или, чаще, среднезернистую структуру. Преобладают ксено- и нематогранобластовые микроструктуры с элементами порфиробластовой, фибrolитовой и реакционной. Минеральный состав (в %): альбит или олигоклаз (10-60), микроклин (10-40), кварц (5-30), гранат (5-20, до 30), силлиманит (5-20, до 40), биотит (5-20, до 30), кордиерит и псевдоморфозы слюдяных агрегатов по нему (0-10, до 30), редко – гиперстен; акцессории – наиболее характерны зелёная шпинель, магнетит, циркон, апатит, монацит.

Петро- и геохимически породы свиты на территории листа не изучены. Пересчёты петрохимических анализов нимнырских пород смежного листа (О-52-VII) показывают, что до метаморфизма биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и высокоглинозёмистые гнейсы представляли собой толщу переслаивания терригенных пород (граувакки, алевропелиты, аргиллиты, аркозовые песчаники, продукты выветривания базитов), а кристаллосланцы реконструируются, как толеиты и прослои туффитов основного и ультраосновного состава. На графитовом месторождении Чебере в верхнем течении Прав. Ыллымаха в породах нимнырской свиты выявлены образования, трактуемые, как остатки разнообразных животных и растительных микроорганизмов, в том числе многоклеточных; при этом изотопный состав углерода в графитах соответствует таковому в углях /55/.

Гранат- и гиперстенсодержащие биотитовые плагиогнейсы восточной части Нимнырской площади, составляющие не менее половины объёма пород верхнеалданской серии, по петрохимическим данным не связаны единым трендом дифференциации с высокоглинозёмистыми гнейсами, что некоторые геологи полагают достаточным для отнесения их к инфракрустальным образованиям /84/. В Центрально-Алданском районе детальными петрологическими исследованиями выявлены и

другие значимые признаки существования пород инфракompлекса, более древних, чем верхнеалданские /129/. Однако практическое картирование инфракрустальных образований требует существенных дополнительных объёмов полевых и лабораторных исследований.

Породы серии метаморфизованы, судя по минеральным парагенезисам, с кульминацией в условиях высокотемпературной субфации гранулитовой фации с параметрами 822-797°C (905-870°C по двупироксеновому равновесию) и $7,6-7,3 \cdot 10^8$ Па (по гранат-кордиеритовому равновесию) /84/ с последующим региональным регрессивным метаморфизмом в амфиболитовой фации (наличие второй, более низкотемпературной генерации многих породообразующих минералов). Вероятно, с последним процессом связаны сложная складчатость различных порядков и сопряжённый с ней интенсивный ультраметаморфизм: разнообразная, преимущественно послойная, мигматизация, почти повсеместная гранитизация с преобразованием значительного объёма пород в гранито-гнейсы.

Возраст пород серии, как абсолютный, так и относительный, дискуссионен. Некоторые исследователи полагают, что глинозёмисто-кварцитовая ассоциация пород васильевской свиты и подстилающей её курумканской свиты сформировалась позднее пород нимырской свиты и залегает стратиграфически выше них /65/. Ряд геологов относит породы нимырской свиты к нестратифицированным образованиям полигенного инфракompлекса /84/. Немногочисленные радиологические определения возраста пород серии имеются только по смежным районам. Наиболее древней является цифра 3,4 млрд. лет, полученная для гиперстен-биотитовых плагиогнейсов района Грековского переката на р. Алдан изохронным уран-свинцовым методом по цирконам /26/. Мы считаем эти плагиогнейсы верхнеалданскими, но часть геологов относит их к инфракompлексу. Новыми методами исследований изотопного состава Sm и Nd супракрустальных образований установлено, что источником сноса для большей части протолитов высокоглинозёмистых гнейсов верхнеалданской серии служили породы с верхнеархейскими модельными возрастами $T_{Nd}(DM)$, в т.ч. для кордиеритовых гнейсов смежного листа О-51-XVIII – 2885 млрд. лет /47, 48, 49/. Это означает, что накопление кластогенных пород серии произошло не ранее 2,8 млрд.

лет тому назад. На смежном листе О-52-ХІХ в районе Фёдоровских месторождений флогопита U-Pb изохронным методом установлено, что кристаллизация магматогенного циркона биотит-гиперстеновых плагиогнейсов нимнырской свиты (по интерпретации авторов датировки – инфракомплекса) произошла 2011 ± 3 млн. лет тому назад при $T_{Nd}(DM)$, равном 2348 млн. лет /52/. Если согласиться с авторами датировки, то на раннепротерозойском инфракомплексе залегают высокоглинозёмистые гнейсы с позднеархейскими источниками сноса. Попытки объяснить это последующим тектоническим совмещением /47, 48/ выглядят неубедительно. В соответствии с этими противоречивыми данными возраст верхнеалданских образований нами принят, как предположительно раннеархейский. Весьма вероятен позднеархейский или даже раннепротерозойский возраст если не всей серии, то хотя бы нимнырских образований. Делая такое предположение, мы имеем в виду, кроме изотопных данных, вышеупомянутые находки в нимнырских породах органогенного графита и проблематичных микроорганизмов, не имеющих пока стратиграфического значения.

2.1.2. Верхнеархейская эонотема

На первом издании геологической карты листа отражена модель перехода от восточной краевой части Нижнетимптонского купола, сложенного породами иенгской серии (снизу вверх - верхнеалданская, фёдоровская и иджакская свиты), к западной части Сутамского сиклинория, сложенного породами тимптонской серии (снизу вверх – улунчинская, нижнесуннагинская, верхнесуннагинская, кюриканская свиты) в виде моноклинали согласно залегающих супракрустальных пород суммарной мощностью более 14 километров. При ГДП-200 на территории листа закартирована региональная Иджеко-Нуямская зона разломов, субмеридионально пересекающая весь Алданский щит и ограничивающая с запада крупнейшую складчатую структуру – Сутамский синклиний. Супракрустальные толщи слоистых метаморфических пород, отнесённые нами к верхнему архею, находятся в двух районах, разделённых этой зоной разлома, и не имеют между собой наблюдаемых соотношений. Толщи Цен-

трально-Алданского района объединены в фёдоровскую серию, толщи Восточно-Алданского района – в желтулинскую серию.

2.1.2.1. Фёдоровская серия

Фёдоровская серия – супракрустальная толща двупироксен-роговообманковых плагиосланцев и плагиогнейсов с нечастыми маломощными прослоями диопсидовых сланцев и кальцифиров – расчленена по вещественному составу на три свиты: медведевскую, леглиерскую и атырскую, в основном соответствующие трём подсвитам фёдоровской свиты первого издания госгеолкарты-200 листа. Надо отметить, что расчленение довольно монотонного разреза базируется на выделении нескольких (от 3 до 5) маркирующих горизонтов, обогащённых диопсидовыми и карбонатными породами. Уверенное прослеживание их по латерали при интенсивном развитии складчатых и разрывных деформаций и насыщенности разреза телами интрузивных и ультраметагенных гранитоидов возможно только фрагментами в условиях хорошей обнажённости (или при обилии горных выработок) и слабого проявления магматизма. В противном случае восстановление непрерывного разреза фёдоровских образований и прослеживание хотя бы основных складчатых структур гипотетично и поливариантно.

Медведевская свита ($AR_2?md$) сложена существенно роговообманковыми плагиосланцами (с теми или иными количествами биотита, диопсида, гиперстена, кварца – перечислены в порядке убывания распространённости) в переслаивании с подчинёнными плагиогнейсами того же минерального состава. По объёму преобладают биотит-роговообманковые и двупироксен-роговообманковые плагиосланцы, на фоне которых переменную (как по латерали, так и по разрезу) от участка к участку долю составляют диопсид-роговообманковые, двупироксеновые, биотит-гиперстеновые, роговообманковые и роговообманково-диопсидовые плагиосланцы и, реже, плагиогнейсы. Изредка на медведевских ареалах наблюдаются обломки гранат-биотитовых плагиогнейсов и плагиосланцев (например, в районе слияния Бол. и Мал. Неакуи), что вероятнее всего указывает на близость к дневному срезу подсти-

лающих нимнырских образований. В нижней части разреза на некоторых участках площади наблюдается несколько пачек (по 1-20 метров мощностью) роговообманково-диопсидовых, диопсидовых и гиперстеновых плагиосланцев с прослоями и линзами магнетит-флогопит-диопсидовых, диопсид-скаполитовых, волластонитовых пород и, редко, мраморов, которые ранее выделяли в медведевский горизонт (суммарной мощностью 50-200 метров), продуктивный на флогопит /13, 142, 229/. К медведевскому горизонту нами отнесен весь объём лакусовского горизонта, венчавшего фёдоровский разрез на первом издании госгеолкарты листа /13, 22, 229/: диопсид-роговообманковые плагиосланцы и плагиогнейсы с линзами скаполит-диопсидовых сланцев и кальцифиров общей мощностью не более 100 метров (обоснование приведено ниже). Вся остальная часть разреза до подошвы вышележащей леглиерской свиты ранее обособлялась в любкакайский горизонт. К медведевским нами отнесена часть пород, ранее включавшихся в атырскую свиту. Суммарная видимая мощность свиты, по-видимому, достигает 1200 метров /22/. Невыдержанность мощностей отдельных частей разреза, характерная для фёдоровских образований в целом, наиболее проявлена в медведевской свите. Медведевские породы вмещают Верхнекерибиканское, Горелое и Таборное месторождения флогопита, где и находятся наиболее изученные разрезы.

Петрографические и другие особенности отдельных разновидностей пород во всех свитах серии близки и будут рассмотрены в конце подраздела.

Леглиерская свита ($AR_2?lg$) является региональным маркёром, разделяющим петрографически близкие толщи медведевской и атырской свит. Для свиты характерна повышенная доля в составе диопсидовых или диопсидсодержащих пород и наличие трёх маркирующих пачек с невыдержанной мощностью по 100-350 метров, относительно насыщенных диопсидовыми сланцами, кальцифирами и различными метасоматическими производными по ним. Нижняя пачка, по подошве которой проводится согласная граница с медведевской свитой, ранее выделялась, как леглиерский горизонт мощностью 150-350 метров, вмещающий наиболее крупные месторождения флогопита (Эмельджакское, Шумное, Плёсовское, Гоновское и др.) и железных руд (Эмельджакское). Верхняя пачка, по кровле которой проводится соглас-

ная граница с вышележащей атырской свитой, ранее выделялась, как хатыминский горизонт мощностью 150-300 метров, также вмещающий проявления флогопита. Толща пород между нижней и верхней пачками с предполагаемой мощностью 1600-1800 метров объединялась в керибиканский горизонт, содержащий в средней части среднюю пачку (мощностью 100-250 метров) с прослоями диопсидовых сланцев и кальцифиров /142, 229/. На карте леглиерская свита показана нерасчленённой с максимальной мощностью, по нашим оценкам, не более 1500 метров. Породы свиты наиболее изучены на вышеупомянутых месторождениях флогопита, к которым надо добавить Каталахское и Цветковское, также локализованные в леглиерских образованиях.

Свита сложена преобладающими диопсид-роговообманковыми, двупироксен-роговообманковыми плагиосланцами и, реже плагиогнейсами; менее распространены биотит-роговообманковые, биотит-гиперстеновые и роговообманковые плагиосланцы. В подчинённых количествах присутствуют прослои 0,5-15 метров мощностью ассоциирующих диопсидовых сланцев (различного минерального состава: флогопит-диопсидовые, скаполит-диопсидовые, иногда сфенсодержащие) и кальцифиров с небольшими линзами мраморов.

Атырская свита (AR_2^{at}) объединяет породы, согласно залегающие на самой верхней маркирующей пачке (хатыминский горизонт), и ничем не перекрывается. Ранее в состав свиты включали два горизонта: атырский и лакусовский. Породы лакусовского горизонта, развитые только вдоль границы с иджакскими образованиями, после отнесения последних к нимнырской свите оказались в основании фёдоровского разреза площади и включены в медведевскую свиту. Породы атырского горизонта не имеют свойственных только им петрографических особенностей – в его составе преобладают переслаивающиеся биотит-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые и роговообманково-диопсидовые плагиосланцы, редко – плагиогнейсы, с линзами диопсидовых сланцев. Они обнажаются в ядрах линейных синформ на многих участках площади. Неполная видимая мощность атырских пород оценивается в 1000 метров /142, 229/.

Основной объём серии составляют различные разновидности биотитсодержащих пироксен-амфиболовых плагиосланцев и плагиогнейсов, представляющие собой серые или зеленовато-серые мелко-, среднезернистые неясносланцеватые до массивных породы с различными гранобластовыми, участками кумулобластовыми микроструктурами. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (№30-36 в сланцах, №24-32 в гнейсах) (20-60), травяно-зелёная обыкновенная роговая обманка, часто развивающаяся по клинопироксенам (15-60 до 80), клинопироксен (геденбергит – ранний, диопсид – поздний, в сростаниях с роговой обманкой) (0-30), ортопироксен (гиперстен) (0-20), биотит (1-15, до 30), кварц (0-5 до 8 в гнейсах). Акцессории: магнетит, апатит, сфен, циркон.

Типоморфными породами являются существенно диопсидовые плагиосланцы, обычно зеленовато-серые, мелкозернистые, часто тонкополосчатые, с гранобластовыми, пойкилогранобластовыми микроструктурами. Минеральный состав (в %): плагиоклаз №25-32 (20-30), диопсид (40-70 до 90), роговая обманка (0-30), скаполит (мицзонит) с неравномерно-полосчатым распределением обычно по плагиоклазу (0-15, до 40), флогопит (1-8 до 25), магнетит (1-2 до 30), кварц, иногда в прорастаниях в диопсиде (0-5). Акцессории: очень характерен сфен (1-4), апатит, редко – ангидрит.

Известково-силикатные породы (кальцифиры, мраморы), обычно светлоокрашенные в различных (серых, голубых, зелёных, розовых) тонах, имеют средне- или крупнозернистые структуры, тонкополосчатые, часто микроскладчатые (в кальцифирах) или массивные (в мраморах) текстуры. Под микроскопом обнаруживаются гранобластовые, мозаичные, зубчатые микроструктуры. Минеральный состав (в %): доломит (10-50 до 80), кальцит (0-40 до 80), диопсид (2-10), флогопит (1-7), оливин (почти всегда – форстерит), как правило, серпентинизированный (0-5), шпинель (1-10), гранат (0-5). Иногда в породах присутствуют в небольших количествах сфен, скаполит, альбит, амфиболы, минералы группы гумита, апатит. В сумме алюмосиликатные минералы могут достигать 60-70% объёма.

Минеральные парагенезисы, фиксирующие кульминационные условия метаморфизма пород серии в условиях гранулитовой фации (890-820°C по двупироксеновому равновесию /84/), обычны, но они неравновесны и замещаются минераль-

ными ассоциациями, характерными для амфиболитовой фации. В полях мигматизации, по периферии интрузий гранитов исходный минеральный состав искажается новообразованиями микроклина, кварца, поздними генерациями плагиоклаза, роговой обманки, биотита, клинопироксена, вдоль зон разломов и в ареалах мезозойского магматизма широко развиты вторичные низкотемпературные минералы: эпидот, хлорит, актинолит, серицит, иддингсит и др.

Петрохимические данные (табл. 1) позволяют предполагать, что до метаморфизма плагиосланцы и плагиогнейсы свиты представляли собой толщу переслаивания эффузивов основного и, реже, среднего состава (субщелочные базальты, трахиандезибазальты, андезиты до латитов и трахитов щелочнобазальтовой серии с боуэновским типом дифференциации) с основными туфами, возможно, туффитами и туфопесчаниками, а диопсидовые сланцы и кальцифиры – известковистые осадочные породы: доломиты, известняки, мергели /182/.

Концентрации микроэлементов в целом близки к средним для фёдоровской серии региона, но относительно кларка фиксируются повышенные содержания меди, цинка, титана, молибдена, циркония, лантана, лития, иттрия (табл. 2).

В магнитном поле породы серии иногда выделяются положительными аномалиями различной контрастности на фоне отрицательного магнитного поля, создаваемого гранитоидами (табл. 3). Ориентировка изолиний поля и простирания удлинённых аномалий любой контрастности почти всегда соответствуют простиранию взаимносогласных кристаллизационной сланцеватости и мигматитовой полосчатости.

Вопрос о взаимоотношении пород фёдоровской серии с подстилающими образованиями верхнеалданской серии до настоящего времени является предметом дискуссий. На эту границу существует три точки зрения: 1) самая ранняя и имеющая сейчас немногих сторонников – граница согласная стратиграфическая /106/; 2) в основании фёдоровской серии – структурное несогласие /35/; 3) граница тектоническая – породы фёдоровской серии шарьированы на древние гранитоиды и породы верхнеалданской серии /33, 84/. Нашими работами подтверждается ранее выявленное в районе залегание фёдоровских образований без видимого несогласия на раз-

ных стратиграфических уровнях пород верхнеалданской серии /29/. Остаётся неясным генезис этого несогласия: структурный или тектонический.

Выполнено множество определений возраста по разным изотопным соотношениям в различных федоровских породах. Все они касаются образований, расположенных за пределами площади. Большая часть полученных датировок укладывается в интервал 1,980-2,300 млрд. лет, что обычно объясняется воздействием метаморфических и магматических процессов этого времени на фёдоровские породы, которым приписывался раннеархейский возраст. Наиболее достоверными выглядят определения времени образования дофедоровских и послефедоровских пород (уран-свинцовые изохроны по цирконам) в стратотипической местности на территории листа О-52-ХІХ, указывающих на формирование пород федоровской серии в интервале 2,011-1,993 млрд. лет /52, 53/. Этой датировке соответствует модельный возраст источников сноса для протолита гиперстен-амфиболового плагиогнейса фёдоровской серии на площади смежного листа О-51-ХVІІІ (2,213 млрд. лет) /49/. Однако наличие в массиве геохронологических данных по фёдоровским образованиям единичных позднеархейских датировок (например, /76/), а главное – структурное положение пород серии, вынуждают пока предполагать её позднеархейский возраст.

2.1.2.2. Желтулинская серия

Супракрустальные толщи Восточно-Алданского района, обнажённые на небольшой площади на крайнем северо-востоке листа, объединены в желтулинскую серию. При первом издании госгеолкарты листа эти толщи составляли тимптонскую серию из четырёх свит (снизу вверх): улунчинской, ниже- и верхнесуннагинских, кюриканской суммарной мощностью около семи километров. На ареалах ниже- и верхнесуннагинской свит, как показало ГДП-200 /210/, преобладают тоналиты и гнейсо-плагиограниты, содержащие не более 20-30% объема двупироксен-роговообманковых плагиосланцев, обычных для сутамской свиты. На большей части ареалов улунчинской и кюриканской свит наблюдаются ассоциации пород, ти-

пичные для сутамской свиты. Таким образом, джелтулинская серия на территории представлена только образованиями сутамской свиты.

Сутамская свита ($AR_2?st$) сложена плагиогнейсами гранат-биотитовыми, биотит-двупироксеновыми в ритмично чередующихся слоях по 0,1-2,0 метра мощности и плагиосланцами клинопироксен-роговообманковыми, биотит-роговообманково-двупироксеновыми, биотит-клинопироксеновыми в отдельных прослоях до 3,0 метра мощности или сгруппированными в пачки по 5,0-30,0 метров. В незначительном объёме в разрезах присутствуют высокоглинозёмистые гнейсы (силлиманитовые или кордиеритсодержащие) и гранат-биотитовые гнейсы и кварцито-гнейсы (ранее иногда назывались гранулитами) графитсодержащие прослоями 0,1-2,0 метра, а также ассоциация сланцев диопсидовых скаполитсодержащих и кальцифиров, образующих совместно выдержанные горизонты по 5-15 метров мощности.

Сутамские породы образуют единое поле выходов на левобережье Бол. Ыллымаха восточнее Иджекского разлома, участками расчленённое на фрагменты ультраметагенными гранитоидами. Все выходы представляют собой послойные линзовидно-полосчатые мигматиты, в которых супракрустальный субстрат составляет в среднем 40-60% объёма, а участками не превышает 10-20%. Вкрест простирания с запада на восток наблюдается постепенное возрастание доли плагиогнейсов в разрезах при выдержанности состава свиты по простиранию. В существенно плагиогнейсовых пачках наблюдаются нечастые горизонты переслаивания и замещения друг друга по простиранию диопсидовых сланцев, кальцифиров и мраморов, почти всегда наблюдаемых совместно. Неполная мощность свиты оценивается в 2000 метров.

Плагиогнейсы представляют собой серые, светло-серые мелко-, среднезернистые неяснополосчатые сланцеватые породы с гетеробластовыми, лепидогетерогранобластовыми, иногда лепидонематогранобластовыми микроструктурами. Минеральный состав (в %) определяется постоянным присутствием олигоклаза-андезина (№28-32) – 50-75, кварца – 10-20 и биотита – 5-25 с магнетитом, цирконом и апатитом в качестве акцессорных минералов. В переменных количествах могут присутствовать калишпат – 0-35, гранат – 0-20, ортопироксен – 0-15, клинопироксен – 0-10,

роговая обманка – 0-5, графит – 0-10, определяя ту или иную разновидность плагиогнейсов.

Высокоглинозёмистые гнейсы и гранат-биотитовые кварцитогнейсы, обладая структурно-текстурными особенностями плагиогнейсов, выделяются светлыми до белых тонами окраски и лейкократовостью. В их составе постоянно присутствуют (в %) калишпат (20-50, до 70), олигоклаз (40-60), кварц (20-55), гранат и биотит (вместе – не более 5, редко 10), иногда – силлиманит (0-7, редко до 40), кордиерит (мее 5). В этих породах нередко наблюдаются гранулитовые микроструктуры, что, вероятно, связано с близостью к Иджеко-Нуямской зоне разломов.

Плагиосланцы имеют тёмно-серый или зеленовато-серый цвет, средне- или, чаще, мелкозернистую структуру, нечёткополосчатую сланцеватую текстуру. Минеральный состав (в %): андезин (в лейкократовых разновидностях – олигоклаз) – 20-75, роговая обманка – 3-65, биотит – 2-15, клинопироксен (часто – салит) – 1-20, ортопироксен (почти всегда – гиперстен) – 0-5, кварц – 1-4, акцессорные – магнетит, апатит, циркон. По объёму преобладают салит-роговообманковые разновидности плагиосланцев.

Кальцифиры и мраморы – белые или светло-серые средне-, мелкозернистые, иногда отчётливо полосчатые породы – имеют следующий минеральный состав (в %): карбонат (почти всегда – кальцит) – 50-90 (в мраморах – 90-100), диопсид – 1-25, флогопит – 1-15, оливин – 1-5, плагиоклаз – 0-4, кварц – 0-3, графит – 0-3, сфен – 0-2.

Петрохимически и геохимически свита на территории листа не изучена. На некоторых участках Сутамского синклинория по нескольким десяткам петрохимических анализов было установлено, что гранат-биотитовые плагиогнейсы реконструируются, как алевролиты, а пироксен-амфиболовые плагиосланцы – как толеиты, субщелочные габброиды или карбонатные алевролиты /84/.

Породы джелтулинской серии метаморфизованы с кульминацией в условиях гранулитовой фации повышенной глубинности переходного режима от высоко- к низкоградиентному в параметрах 834-821°C и $8,7-8,3 \cdot 10^8$ Па с последующей эволюцией условий до 750°C и $7,3-7,1 \cdot 10^8$ Па /84/.

Изотопных определений возраста джелтулинских пород немного, а по территории листа их нет вовсе. Из старых датировок на смежных территориях наиболее надёжными представляются Pb-Pb изохроны по породам в целом, указывающие на возраст метаморфизма кюриканских образований в районе устья Бол. Ыллымаха (лист О-52-XIV) 2080 ± 40 млн. лет для мраморов и 2330 ± 180 млн. лет для двупироксен-роговообманковых плагиосланцев /38/. По соотношениям изотопов Sm и Nd определён модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ источников сноса протолитов кюриканских образований в приустьевой части Тимптона (смежный лист О-52-VIII): гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов – 2308 млн. лет; гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов – 2328 млн. лет /49/. Ещё меньше данных для сутамских пород. На смежном листе О-52-VIII для гранат-биотитовых плагиогнейсов Суннагинской площади (восточнее Тыркандинского разлома) модельный возраст $T_{Nd}(DM)$ составил 2637 млн. лет, а для биотит-гиперстеновых гнейсов Джелтулинской площади (бассейн Холбо-лоха, лист О-52-XX) – 2212 млн. лет /49/. На территории смежного листа О-52-VII возраст прорывающих породы сутамской свиты плагиогранитов руч. Мариинский 1-й оценивается в 2090-2100 млн. лет /210/. Нами принимается предположительно верхнеархейский возраст джелтулинских образований, но изотопные данные указывают на высокую вероятность их нижнепротерозойского возраста.

2.2. Верхнепротерозойская и фанерозойская эонотемы. Вендская и кембрийская системы. Юдомская серия. Усть-юдомская свита

К настоящему времени карбонатные отложения платформенного венд-нижнекембрийского чехла сохранились от денудации только на двух участках площади: на водоразделе р. Алдан и р. Бол. Ыллымах и в восточной части обрамления Верхне-Якутского грабена. Они занимают не более 10% площади, имея максимальную мощность до 210 метров и очень полого (менее 1 градуса) погружаясь на север. Подошва перекрывающих нижнеюрских вулканитов томмотской свиты на дневной срез нигде не выведена. Отложения платформенного чехла площади относятся к Амгинскому району Анабаро-Синского фациального региона /211/ (по /85/

вендские отложения принадлежат Алданскому району Байкало-Патомской фациальной области). По литологическому составу они расчленены на две согласно залегающих свиты (снизу вверх): усть-юдомскую и пестроцветную.

Усть-юдомская свита ($V_2\text{-}\epsilon_{1ujd}$) является верхней в юдомской серии, включающей ещё и нижнюю аимскую свиту. Однако в аимское время территория листа была областью денудации и отложения нижней свиты здесь отсутствуют (алданский тип разреза юдомской серии /90, 91/), появляясь в разрезах серии севернее, на территории листа О-52-І.

Отложения свиты представляют собой довольно однообразную толщу сероцветных доломитов и на геологической карте не расчленяются на более дробные подразделения. Тем не менее, по литологическому составу в разрезе свиты намечаются три ее части: нижняя (базальная), средняя и верхняя, без отчетливых границ между ними.

По данным бурения подошва свиты везде несогласно перекрывает маломощную (0,5-2,0 метра /183, 229/) предустьюдомскую кору выветривания, либо ее корневые части, развитые по породам фундамента. Кора обычно литифицирована и состоит из остроугольных несортированных обломков пород субстрата с глинистым заполнителем, образованным, в том числе, и за счет разложения калиевых полевых шпатов. Корневые части коры выветривания представлены трещиноватыми, дезинтегрированными, часто сильно выветрелыми и выщелоченными разнообразными породами фундамента, сохранившими свои текстуры. Разрез собственно устьюдомской свиты начинается базальной сложноустроенной пачкой (мощность 10-25 м) сероцветных доломитов с подчиненным количеством песчанистых и глинистых разностей, образующих в разрезе частые прослои. Для нижней части пачки характерны маломощные линзы полимиктовых конгломератов, гравелитов и песчаников, цемент которых часто образуют переотложенные продукты вышеотмеченной коры выветривания. По всему разрезу наблюдаются редкие прослойки гипсовых доломитов. На водоразделе р.р. Бес-Юрях и Русской скважиной 2 /229/ вскрыт следующий разрез пачки (снизу вверх): 1) песчанистые доломиты мелкозернистые серые (непосредственно залегают на предустьюдомской коре выветривания) - 2,1 м; 2) доломиты с

обильной примесью песчаного материала, постепенно исчезающего вверх по разрезу (рассеянные обособления кальцита придают породе характерный пятнистый облик) - 6,2 м; 3) доломиты светло-серые в переслаивании с розовато-желтыми (поверхности контактов слоев волнистые) - 1,6 м; 4) доломиты светло-серые - 6 м; 5) доломиты темно-серые, чередующиеся с глинистыми желтовато-розовато-серыми доломитами - 2 м; 6) доломиты глинистые - 2 м; 7) доломиты светло-серые - 8 м; 8) доломиты глинистые тонкозернистые желтовато-серые с розоватым оттенком, волнистослоистые - 4 м; 9) доломиты тонкозернистые, массивные, светло-серые, с обилием рассеянных по массе породы пустоток (последние возникли за счет выщелачивания кристаллов гипса), часто выполненных поздним (вторичным) кальцитом - 9 м. Вскрытая мощность в скважине – 21,1 м.

Стратиграфически выше залегает довольно однообразная монотонная толща мощностью 150-155 м серых плитчатых доломитов, участками битуминозных, представляющая среднюю часть разреза свиты. В толще отмечаются прослои белых и темно-серых оолитовых доломитов, а также осадочных брекчий. Заканчивается разрез средней части свиты маркирующим пластом мощностью 10-15 м характерных темно-серых битуминозных и оолитовых доломитов, обычно хорошо дешифрирующихся на аэрофотоматериалах.

Согласно залегающая выше верхняя часть свиты мощностью 50 м представлена переслаиванием пачек светло-серых, серых, кремовых, реже темно-серых доломитов, реже – известняков, мергелей, с характерными многочисленными стяжениями кремней и мелкими выделениями кальцита. Известняки не характерны для этой части разреза на смежных площадях и являются, скорее всего, вторичными, возникшими в связи с локально проявившейся поздней кальцитизацией первичных доломитов. Суммарная мощность свиты достигает 225 метров.

Конгломераты в основании свиты представляют собой буровато-серые породы с плохо окатанной галькой, а иногда с дресвой и щебнем кварца, реже – гранитов и гнейсов, сцементированных разномасштабным кварц-карбонатным веществом (доломита 90-95%, кварца 5-10%). Размер обломков обычно 1-3 см, хотя отмечаются и крупные (до 6×8 см) обломки гранитов. Песчаники серого, желто-серого, иногда бу-

рого цвета (последние представляют собой ожелезненные разности), разномзернистые, обычно с плохосортированным материалом: слабо окатанными зернами кварца (45-98%), полевого шпата (35-47%) и небольшого (2-5%) количества темноцветных минералов (циркон, графит, пирит, бурые окислы железа). Цемент (5-50% объема породы) порового либо базального типа; по составу глинистый, серицит-глинистый, иногда железистый.

Наиболее развитые в составе свиты доломиты, а также песчанистые и глинистые их разности под микроскопом обнаруживают микро-, мелко- или среднезернистую структуру; состоят из доломита (25-100%), иногда с примесями (до 5%) тонкообломочного (0,05-0,01 мм) кварца, реже полевого шпата, рудного; либо глинистого материала (1-5%). Последний обычно заполняет интерстиции плотно упакованных зерен доломита ромбической и неправильной формы.

Оолитовые доломиты имеют темно-серый цвет и практически нацело состоят из карбоната с очень незначительной (меньше 1%) примесью глинистого материала. В мелкозернистой карбонатной массе породы заключены овальной, сферической либо неправильно округлой формы оолиты (от 0,1-0,3 до 1-2,8 мм) с концентрическим внутренним строением, сложенные таким же мелко- и микрозернистым карбонатом.

Известняки и глинистые известняки – породы серого цвета, часто кавернозные, пористые (пористость достигает 10% объема породы); с волнисто-слоистой либо полосчатой текстурой. Под микроскопом породы обнаруживают микро-, мелкозернистую структуру. Примесь глинистого материала может достигать 5%, причем он сконцентрирован по отдельным слоям и прожилкам. Стенки каверн ожелезнены, а сами поры обычно заполнены мелкозернистым эпигенетическим кальцитом. Бурые окислы железа (ожелезнение) встречаются также в прожилках, пятнах, мелких выделениях, рассеянных по всей массе породы.

Дешифрируемость выходов устьюдомских пород удовлетворительная. Хорошо проявлен нижний контакт свиты с породами фундамента: здесь обычно заметен уступ высотой до нескольких метров. На отдельных участках, находящихся выше по рельефу от указанного нижнего уступа, фиксируется еще 2-3 уступа. Хорошо выра-

жен и верхний (с пестроцветной свитой) контакт – также в виде полуоткрытого уступа. Поле развития карбонатных пород однотонным рисунком и темновато-серым фототонном, а, участками, также и тонкой параллельной полосчатостью уверенно отделяется от более светлого фототона с пестрым рисунком пород фундамента.

2.3. Палеозойская эратема. Кембрийская система. Нижний отдел.

Пестроцветная свита

Небольшие выходы пород пестроцветной свиты (ϵ_{1ps}) закартированы на водоразделе рек Лев. и Прав. Ыллымах и в верховьях руч. Московский. Подошва свиты проводится по появлению в разрезе красных, шоколадных мергелей, которые без видимых следов перерыва согласно залегают на серых доломитах устьюдомской свиты. Свита сложена красно-бурыми, шоколадными, зеленовато-серыми тонкоплитчатыми мергелями, переслаивающимися с тонкоплитчатыми или массивными серыми известняками и доломитами, часто глинистыми. В последних отмечаются конкреции кремней. Участками наблюдаются маломощные прослои аргиллитов. Верхняя эрозионная граница свиты ограничивает её неполную мощность 40 метрами.

Мергели состоят из микро-, криптокристаллического агрегата карбоната, пелитового вещества и пленок гидроокислов железа. В некоторых разностях наблюдается очень тонкое переслаивание глинистых пород с чистыми (беспримесными) карбонатными.

Геохимическая характеристика наиболее распространенных разновидностей пород приведена в табл 4, физические свойства – в табл. 5.

Непосредственно на площади листа в породах чехла не зафиксировано никакой ископаемой органики: её выявлением и сбором здесь никогда не занимались. Возраст карбонатных пород площади устанавливается по определениям обильных сборов ископаемой фауны и микрофлоры в литологически сходных толщах на территории смежных листов (О-51-XVIII и О-52-VII).

Таблица 4

Содержания микроэлементов в породах усть-юдомской и пестроцветной свит

(содержания ($C_{cp}/C_{min}-C_{max}$) в $n \times 10^{-3}\%$) по /182/

Элементы	Усть-юдомская свита, n=20	Пестроцветная свита, n=3
Ba	3,5/0-20	23,3/20-30
Be	0,002/0-0,02	-
Tl	0,01/0-0,2	-
Cu	1,575/0,5-3	4,33/3-7
Pb	1,435/0-17	1,67/1,5-2
Sn	0,0038/0-0,075	0,025/0-0,075
Ti	44,75/15-150	556,7/70-1500
V	3,2/2-7	6,67/3-10
Mn	41,5/30-100	36,67/30-50
Ga	0,216/0-1	0,5/0,3-0,7
W	0,09/0-1	0,075/0-0,225
Cr	1,825/1-7	7,33/2-10
Nb	0,038/0-0,75	-
Bi	-	0,027/0-0,08
Mo	0,168/0,15-0,2	0,233/0,2-0,3
Li	0,25/0-5	4/0-7
La	-	0,25/0-0,75
Ag	0,034/0,01-0,07	0,025/0,015-0,03
Y	1,388/0-3	4,33/3-5
Zn	0,325/0-5	-
Ni	0,755/0,2-2	1,17/0,5-1,5
Co	0,29/0-1,5	0,53/0,2-0,7

Таблица 5

Физические свойства венд-нижекембрийских горных пород (по /125/)

№ п/п	Подразделение	Породы	Плотность σ , г/см ³		Магнитная вос- приим-чивость κ , $\times 1,26 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ		Удельное сопротив- ление ρ , Ом*м	
			N	$\frac{\text{min-max}}{\text{ср. (медиан.)}}$	N	$\frac{\text{min-max}}{\text{ср. (медиан.)}}$	N	$\frac{\text{min-max}}{\text{ср. (медиан.)}}$
1.	V ₂ -Є ₁ <i>ujd</i> Устьюдомская свита	серые доломиты с прослоями глинистых и брекчиевидных	160	$\frac{2,53-2,84}{2,74}$	160	$\frac{0-35}{1}$	122	$\frac{380-20200}{3480}$
2.	Є ₁ <i>ps</i> Пестроцветная свита	глинистые доломиты и мергели	40	$\frac{2,60-2,88}{2,78}$	40	$\frac{0-12}{2}$	39	$\frac{560-29970}{2720}$

2.4. Мезозойская эратема. Юрская система. Нижний и средний отделы.

Томмотская свита

Стратифицируемые образования мезозоя - вулканогенные образования томмотской свиты ($J_{2-3}tm$) - наблюдаются только в Ыллымахском вулcano-плутоне /5/. Центральная часть вулcano-плутонa – кальдера – сложена эффузивными фациями псевдолейцитит-фонолитовой ассоциации (нижнетоммотская подсвита) и налегающими на неё – щелочнотрахитовой ассоциации (верхнетоммотская подсвита) /123/. Вдоль конических разломов обрамления кальдеры последовательно внедрились малиньиты алданского комплекса и сиениты лебединского комплекса, нарушившие первичное субгоризонтальное залегание эффузивов. Ыллымахский вулcano-плутон попадает в контур листа своей крайней восточной частью, где плохо обнажены вулканиты преимущественно псевдолейцитит-фонолитовой ассоциации, имеющие только тектонические ограничения и невыясненные элементы залегания. Восточный склон долины руч. Веселого (лист О-51-XVIII, вблизи восточной рамки) имеет ступенчатое строение, в соответствии с которым чередуются разности вулканогенных пород. Вероятно здесь, как и в других вулcano-плутонaх района (например, в Томмотском и Джекондинском), напластованная толща имеет пологое центриклинальное залегание. Мощность остается неопределенной, но даже при крутом залегании в пределах листа она не может быть менее 100 м. Свита сложена, главным образом, псевдолейцитовыми и эпилейцитовыми фонолитами и их лавобрекчиями. Псевдолейцитовые фонолиты имеют порфировую структуру, массивную текстуру, розовато-серый цвет и состоят из вкрапленников (5-45%) псевдолейцита (овоиды или хорошо ограненные полиэдры размером 0,2-7 мм из агрегата мелких зерен ортоклаза и нефелина), редких псевдоморфоз по пироксену, выполненных серпентином и хлоритом и микрозернистой основной массы. Последняя сложена преимущественно ортоклазом с небольшой примесью альбита, нефелина и эгирина. Из аксессуарев отмечаются апатит, магнетит, вторичные минералы представлены кальцитом и гидроокислами железа. Псевдолейцитовые фонолиты связаны постепенными переходами с эпилейцитовыми, в которых эпилейцит состоит из ортоклаза и мусковита.

2.5. Кайнозойская эратема

Кайнозойские образования маломощным чехлом на больших площадях перекрывают выходы всех более древних пород и разделены по возрасту на палеогеновые, палеоген-неогеновые нерасчлененные, неогеновые и четвертичные. Ранее все рыхлые отложения на площади листа, в том числе и древнейшие, обычно относились к четвертичным, хотя предположения о возможном неогеновом или палеогеновом возрасте хотя бы части из них высказывались почти сорок лет назад /206/. Результаты специализированных работ, проведенных недавно на территории смежных листов /218, 219/, позволили переинтерпретировать имеющийся материал по стратиграфии молодых отложений рассматриваемой площади и изложить его в соответствии с современными представлениями о возрасте кайнозойских образований региона /26, 99, 101, 105/. Генетическая классификация последних выполнена в основном в соответствии с «Методическим руководством...» /72/.

2.5.1. Палеогеновая система

Образования палеогена представлены: эоценовым аллювием унгринской свиты, эоцен-олигоценным гипергенным элювием (корой выветривания) и продуктами его ближайшего переотложения якокутской толщи, олигоценным аллювием нерюнгринской свиты.

Отложения унгринской свиты (aP_{2un}) встречаются фрагментарно в пределах незначительных по протяженности участков древних долин на высоте до 270 и более метров от днищ современных водотоков: в пределах широтного (восточного) участка долины Бол. Ыллымах, в долине р. Бол. Неакую, в 5 км выше ее устья, а также на правобережье этой реки, в восточной части территории листа. Для рассматриваемых отложений характерна приуроченность к линейным грабенам с расположенными в них участками древних палеоген-неогеновых долин. Часто они погребены под толщами более молодых кайнозойских образований. Аллювиальные отложения унгринской свиты представлены мелкими (не более 10-15 см) плотно «упакованными» ва-

лунами и галькой буровато-серой, местами ржаво-бурой окраски. Наблюдается слабо выраженная ритмичность в строении этой толщи осадков. Мощность ритмически построенных пачек 0,8-1 м. Вмешителем является разнотернистый, чаще грубозернистый глинистый песок с выветрелыми каолинитизированными зернами полевого шпата. Отложения включают до 80% валунов и галек, выветрелых до состояния глинистого песка и песчанистой глины. В верхней части разреза унгринской свиты степень выветрелости отложений увеличивается, и они фактически представляют собою корни коры выветривания. Общая мощность отложений оценивается в 4-15 м. Возраст этих отложений определяется их стратиграфическим положением – на площади листа они выстилают днища древних долин, приуроченных к линейным неотектоническим впадинам, и по ним развита каолинитовая эоцен-олигоценая кора выветривания. На соседних территориях Центрально-Алданского района эти отложения залегают на лимноаллювии незаметнинской толщи палеоцен-эоценового возраста. В разрезах долины Унгры, в верховьях руч. Незаметного, в долине р. Верхний Куранах эти отложения достаточно полно охарактеризованы составом содержащихся в них палинокомплексов, принадлежащих термофильной растительности эоцена /24, 26, 218, 219/.

Образования якутской толщи ($kv^{kl}P_{2-3}ja$) представлены остаточной (площадной и линейной) существенно каолинитовой корой выветривания и продуктами ее ближайшего перемещения. Кора выветривания залегает на породах, слагающих плоские вершины водоразделов и участки денудационных равнин во внутригорных впадинах, а также обнажается в цоколях эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас и в карстовых полостях. Образования толщи развиты на изверженных, осадочных и метаморфических породах различного состава и возраста, в том числе на аллювиальных отложениях унгринской свиты эоцена. По данным В.М. Мишнина /180/ площадная кора выветривания каолинитового состава имеет весьма широкое развитие в восточной части Нимныро-Ыллымахского плоскогорья, где она распространена на водоразделе рек Прав. Ыллымах, Бол. Дес и Бол. Неакуя, известного в литературе как Алексеевский пенеплен с абсолютными высотами от 700 до 1300 м. Поверхность Алексеевского пенеплена представляет собою крупный блок, сложен-

ный метаморфическими породами, на которых развита каолинитовая кора выветривания мощностью 3-7 м. В 2-х км к югу от оз. Каменного скважиной на глубине 2,1 м вскрыт горизонт белой и голубовато-серой каолинитовой (по данным рентгеноструктурного и термовесового анализов) глины мощностью до 1,5 м /138/. Геофизические работы указывают на наличие здесь ряда глубоких депрессий, заполненных рыхлым материалом. На поверхностях среднегорных и низкогорных массивов, окружающих Алексеевский пенеплен, выявлено широкое развитие реликтов площадных и линейных кор выветривания с большим содержанием каолинита в составе глинистых минералов /229/. На водоразделе рек Правый и Левый Ыллымах канавами выкрыты элювиальные суглинки мощностью 3-7 м с каолинитовым составом глинистых минералов, включающие дресву и щебень архейских пород /229/. Здесь, а также в береговых обнажениях р. Кудулах, в карьерах и подземных горных выработках на Эмельджакском и Католахском месторождениях в зонах повышенной трещиноватости вдоль разломов наблюдаются линейные коры выветривания каолинитового состава. Их мощности, по данным А.Р. Энтина /229/, достигают 130-150 м. При разведке месторождения графита Чебере на левобережье верхнего течения р. Прав. Ыллымах бурением установлено островное и линейное распространение кор выветривания протяжённостью в сотни метров при глубине развития до 20 метров, оставшихся неизученными /184/.

Основание профиля рассматриваемой коры выветривания представлено дресвой и дресвяным песком со значительным содержанием пелитовой фракции. В средней части профиля преобладает белесый, а местами буроватый или пятнистый глинистый песок, в основном кварцевого состава, с редкими реликтовыми зёрнами каолинитизированного полевого шпата. В более верхней части профиля эти образования сменяются сначала грубодисперсной глиной, а затем, в самой верхней его части, – тонкодисперсной, вязкой и «жирной» на ощупь. Во всех разрезах эта кора выветривания сохраняет структурные и текстурные особенности материнской породы. Продукты ее ближайшего переотложения – солифлюксий, делювиосолифлюксий и др. – легко распознаются по содержанию в них пелитовой фракции каолинитового состава и коррелируются с корой выветривания с преимущественно каолини-

товым составом глинистых минералов – источником их образования. Отличительной особенностью якокутской толщи, при визуальном рассмотрении, является ее светлая окраска: белая, грязно-белая, сероватая, желтоватая, светло-голубая, лимонно-желтая, пятнистая и ржаво-бурая. В составе глинистых минералов образований верхней – глинистой – части профиля преобладает каолинит (до 65-73%). Характерна также часто встречающаяся полная проработанность гипергенного профиля этой коры. Последняя выражается в том, что глинистые минералы всего профиля, включая самую нижнюю его часть, имеют в той или иной мере каолинитовый состав. Ареалы якокутской толщи отчетливо дешифрируются по своеобразным мягкоочерченным формам микрорельефа и глубокому врезу деллей. Продукты этой коры, по видимому, являются основными заполнителями структурно-денудационных депрессий и карстовых полостей.

Как уже отмечалось выше, якокутская толща развита на эоценовых образованиях унгринской свиты. Доказательством послеюрского возраста рассматриваемой коры выветривания, с точки зрения В.М. Мишнина /180/, является отсутствие в ней окварцевания, сопутствующего позднеюрскому магматизму. Она с размывом перекрывается олигоценовым аллювием и делювием нерюнгринской свиты /218, 219/. Такое стратиграфическое положение позволяет датировать рассматриваемую толщу эоценом-олигоценом, вероятнее всего, ранним олигоценом. Она фиксирует реликты эоцен-олигоценовой поверхности комплексной денудации, сохранившиеся как на вершинах средневысотных и низких водораздельных хребтов, так и на разных по высоте уровнях во внутригорных впадинах /26, 104/, и может служить основой для определения направления и амплитуд движения неотектонических блоковых структур, начиная с эоцен-олигоценового этапа. Кроме того, с этой корой выветривания связаны дезинтегрированные коренные золотосодержащие породы, в связи с чем она и продукты ее переотложения могут являться источником россыпной золотосодержимости /219/.

Незначительно распространённые отложения, залегающие с глубоким врезом на образованиях унгринской свиты и якокутской толщи и перекрытые образованиями неогена, отнесены нами к нерюнгринской свите (aP_3nr). Они наблюдаются в до-

лине р. Прав. Ыллымах на правом склоне в приустьевой части р. Курунг-Юрях, а также в приустьевой части р. Марган; в долине р. Ыллымах, в 8 км ниже устья р. Прав. Ыллымах и др., где слагают цоколи разновысотных террас и обнажаются на склонах долин современных рек. Эти отложения приурочены к узким неотектоническим впадинам, где фиксируют участки древних (олигоценовых?) долин. Свита представлена валунно-галечными и гравийно-галечными аллювиальными отложениями вишнево-красного, бурого и черного цвета с прослоями и линзами розоватых и светло-серых валунно-галечных образований. Часто встречаются хорошо окатанные валуны и гальки с черной «лакированной» поверхностью, иногда выветрелые до состояния глинистого песка. В распределении обломочного материала наблюдается отчетливо выраженная ритмичность. Аналогичные по составу и внешнему облику аллювиальные образования наблюдались ранее в долинах рр. Ыллымах, Джеконда и рр. Русской, Холодной, Делинда /142/, однако возраст этих отложений тогда был определен, как aQ_{II}^{1-3} - aQ_{II}^{1-2} . Споро-пыльцевой комплекс из представительных разрезов рассматриваемых аллювиальных отложений, изученных на близрасположенных участках Центрально-Алданского района, позволил датировать эти отложения олигоценом /217, 220/. Мощность отложений нерюнгринской свиты может достигать 12-15 м.

2.5.2. Палеогеновая и неогеновая системы нерасчлененные

Нерасчлененные палеоген-неогеновые аллювиальные отложения (Р-N) распространены в долинах рек Прав. Ыллымах, Бол. Ыллымах, Холодная, Русская, где слагают цоколи разновысотных террас, обнажаются в бортах долин и выстилают днища участков древних погребенных долин, приуроченных к тектоническим впадинам. Кроме того, эти отложения погребены в древних карстовых полостях. Отложения древних долин представлены валунно-галечным и песчано-галечным аллювием, местами с супесчаным и суглинисто-песчаным заполнителем. Характерными маркирующими признаками этих образований являются: 1) яркая окраска (они обычно окрашены в красные, вишнево-красные, бурые охристо-железистые, черно-бурые и

пестрые тона); 2) валуны и гальки с характерной черной и темно-вишневой гладкой «лакированной» поверхностью; 3) признаки интенсивного гипергенеза. В ряде случаев по ним развита каолинитовая или монтмориллонитовая кора выветривания. В других случаях выветрелыми являются отдельные валуны, галька, отломы пород, наиболее подверженных выветриванию. Мощность отложений до 5-10 м. При детальном изучении возможно более точное (до свиты) определение стратиграфического положения этих отложений. В карстовых полостях (не показаны на карте) образования этого возраста представляют собой окрашенные растворами гидроокислов железа и марганца в розовые, бурые и темно-бурые тона тонкие песчаные, тонко-горизонтальнослоистые отложения карстовых озер или грубые аллювиальные, делювиально-аллювиальные, коллювиально-делювиальные и другие образования водно-гравитационного и гравитационного генезиса с развитой по ним каолинитовой либо смектитовой корами выветривания.

2.5.3. Неогеновая система

Неогеновые образования представлены аллювием олелачикитской свиты и раздольнинской толщи и плиоценовым гипергенным элювием (корой выветривания) сиваглинской толщи.

Отложения олелачикитской свиты ($aN_1o\check{c}$) предположительно выделены только на восточном склоне долины р. Олонгро, где в прирусловых участках верхнего течения ее левого притока руч. Алексеевка наблюдаются пестро окрашенные (буровато-серые, ярко-красные, оранжевые) валунно-галечные и гравийно-галечные образования русловой фации аллювия. В составе валунно-галечного материала различной окатанности (1-4 кл.) преобладают породы высокой миграционной прочности (кварц, окварцованные и окремнелые породы). Иногда отмечается присутствие выветрелого материала, а также редкие гальки и валуны с черной «лакированной» поверхностью. Видимая мощность отложений превышает 1 м. На территории смежного к западу листа, откуда прослежены эти отложения, они на основании стратигра-

фического положения и состава спорово-пыльцевых комплексов отнесены к раннему миоцену.

Отложения раздольнинской толщи ($aN_{1-2}rz$) идентифицированы в долине Бол. Ыллымаха выше устья р. Бол. Дюгаскит и в районе пос. Ыллымах, где вскрыты в цоколях разных по высоте террас, а местами слагают цоколь высокой поймы. Они представлены валунно-галечным, гравийно-галечным и песчано-галечным материалом различной окатанности. Отложения имеют буроватую, розовую, желтовато-бурую и красновато-бурую (цвета слабо обожженного кирпича) окраску. В составе валунов и гальки значительный процент составляют кварц и кремнистые породы, много доломитов и песчаников. Среди мелких хорошо окатанных валунов преобладают гнейсы, кристаллические сланцы, гранитоиды. Обломочный материал «свежий», с отсутствием каких-либо следов выветрелости. Встречаются редкие неокатанные обломки, составляющие не более 2-3% породы. Некоторые валуны и гальки окрашены железистыми и марганцевыми растворами и имеют характерную совершенно гладкую «лакированную» поверхность. Вмещителем является разнотельный кварцево-полевошпатовый песок, содержащий до 40% пелитовой фракции, в составе глинистых минералов которой присутствуют каолинит и иллит. Содержание каолинита при этом увеличивается к основанию разреза, что связано, вероятно, с переотложением каолинитовой коры выветривания, на которой, также как и на олигоценовых отложениях нерюнгринской свиты, залегает с размывом рассматриваемая толща. Предположительный миоцен-плиоценовый возраст этой толщи определяется на основании ее сходства с аналогичными отложениями, изученными на соседнем листе О-51-ХІІІ, где на водоразделе рек Якокит и Куранах вскрыт скважинами №№ 258, 247, 243, 255 на участке «Раздольный» (по которому отложения выделены в качестве раздольнинской толщи /219/) наиболее представительный их разрез /143/. Мощность толщи 3-10 м.

Кора выветривания преимущественно смектитового (монтмориллонитового) состава и солифлюкционные продукты ее ближайшего переотложения, объединённые в сиваглинскую толщу (kvN_{2sv} , sN_{2sv}), наблюдаются на водораздельной поверхности рр. Бол. Ыллымах и Сибяк, а также на правобережной части р. Сибяк,

вдоль долины р. Бол. Неакуя и в других местах площади, где сохранились поверхности педиментов. Рассматриваемые образования залегают на миоцен-плиоценовых отложениях раздольнинской толщи, а местами замещают их вверх по разрезу. Образования сиваглинской толщи представлены грубодисперсной глиной красной, вишнево-красной, кирпично-красной, темно-бурой и цвета слабообожженного кирпича. Глина вязкая, тяжелая, комковатая, включает разложившиеся неокатанные обломки коренных пород – доломитов, гнейсов, гранитов, а также разложившиеся гальки и гравий из отложений раздольнинской толщи. В.М. Мишнин приводит описание этих образований, вскрытых на мощность более 10 м карьером №3 на Каталахском месторождении, и приходит к выводу, что «химический и минералогический состав продуктов гипергенеза этого разреза говорит о незначительной переработке первичного материала в условиях щелочной среды, затрудненного водообмена, слабого выноса компонентов, и позволяет отнести описанный профиль к нижней зоне выщелачивания площадной коры выветривания монтмориллонитового (сметитового) состава» /180, стр. 181/. В долине реки Б. Неакуя изучена кора выветривания мощностью до 3 м, представленная красноцветной каолинит-монтмориллонитовой глиной, вязкой и жирной, с примесью псаммитового материала /138/. Редко встречающиеся зерна полевого шпата здесь полностью выветрелы. Выветрелые граниты обломочного материала зоны дезинтеграции (мощностью 0,2 м) переходят в слабо выветрелые граниты основания профиля коры. Продуктами ближайшего переотложения рассматриваемой коры выветривания является солифлюксий, наблюдающийся в разрезах на педиментах левобережья р.р. Салга-Дес и Бол. Неакуя. Он представлен глиной, суглинком, супесью буровато- и красновато-ржавой окраски. Эти тонкогоризонтальнослоистые образования включают мелкие валуны, окатанные и неокатанные, щебень, дресву, редкие гальки и гравий, в основном, кремнистого состава, приуроченные к плоскостям наслоения. Мощность образований сиваглинской толщи в пределах исследованной площади достигает 12-15 м. На близрасположенной территории (правый склон долины р. Пурикан на листе О-51-XVIII) в солифлюксии и делювосолифлюксии – продуктах ближайшего переотложения монтмориллонитовой коры выветривания, – обнаружен спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий,

по мнению палинологов О.Н. Жежель и А.В. Потаповой, датировать вмещающие образования плиоценом /219/.

2.5.4. Четвертичная система

На территории листа отложения четвертичного возраста имеют значительно меньшие мощности (не превышающие первые десятки метров), чем это представлялось ранее. Это свидетельствует, по-видимому, о том, что изученная площадь в течение четвертичного этапа неотектонического развития испытывала постоянные поднятия сводовых и блоковых структур разных амплитуд и интенсивности.

Четвертичные образования с размывом залегают на всех более древних образованиях, наследуя области палеогеновой и неогеновой аккумуляции, и отличаются от последних серой и серовато-палевой окраской, большим присутствием пылевой алевро-пелитовой фракции во вмещателях, более слабой окатанностью обломочного материала, наличием криогенных текстур в толщах, синхронных эпохам похолодания, и палинокомплексами с отсутствием раннекайнозойских экзотов.

На территории листа удалось выделить лишь следующие возрастные подразделения квартера: аллювиальные образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена; аллювиальные и делювиально-аллювиальные отложения верхнего-современного звеньев; аллювий, палюстрий, лимний и техноген голоцена. Остальные четвертичные образования удалось расчленить только по генезису.

2.5.4.1. Плейстоценовый надраздел. Неоплейстоценовый раздел

Аллювиальные отложения среднего-верхнего звеньев неоплейстоцена нерасчлененные (aQ_{II-III} ; $aII-III$)* изучены в долинах рек Пр. Ыллымах, Юкунгра, Бол. Ыллымах и др., где слагают эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные террасы высотой 12-15 м. Они представлены чаще всего русловым аллювием – однородными, мономиктовыми валунами, галькой, гравием, глинистым песком. Отложения

* Индекс подразделения на карте кайнозойских образований

четко горизонтально слоистые с ритмическим строением пачек грубообломочного материала (мощность пачек 0,4-0,6 м), имеют серую и буровато-серую окраску и залегают со значительным размывом на разновозрастных отложениях палеогена и неогена. Для них характерно значительное содержание пелитовой фракции (до 30-40%). Горизонтальная слоистость часто нарушена (особенно в верхней и средней частях разрезов) криогенными смятиями, мелкими (20-30 см по вертикали) и крупными (до 2-х м) мерзлотными клиньями. Местами в них вложен аллювий молодых аккумулятивных террас верхненеоплейстоценового–голоценового возраста. Возраст этих отложений принимается по аналогии с идентичными образованиями рек Чульмана, Нижней Нерюнгры, Алдана, Тимптона как средне–верхне-неоплейстоценовый /22, 219/.

2.5.4.2. Верхнее звено неоплейстоцена и голоценовый подраздел нерасчлененные

Аллювиальные отложения (aQ_{III4-H} ; $aIII_4-H$) широко распространены в современных долинах и наиболее часто встречаются в долине Бол. Ыллымаха и его притоков, где слагают высокую (3,5-5-8 м) пойму, а в ряде случаев – верхний горизонт первой надпойменной аккумулятивной террасы. Они, как правило, представлены русловой фацией аллювия – относительно тонким гравийно-галечным, песчано-галечным, а в редких случаях – валунно-галечным материалом с песчаным заполнителем. В ряде случаев встречаются глинистые и илистые прослойки мощностью до 0,3-0,5 м, представляющие пойменную фацию аллювия данной реки. В текстурном отношении это типично аллювиальная толща с отчетливо выраженным ритмичным распределением материала и мощностью макроритмов 0,2-0,4 м. Местами эти отложения включают настолько много материала из подстилающих дочетвертичных аллювиальных толщ, что их трудно отличить от палеогеновых, неогеновых и палеоген-неогеновых цоколей. В этих случаях их выделение предположительно и требует дополнительных исследований. В целом же эти отложения имеют более однородную сероватую окраску, включают большее количество обломочного материала местных докайнозойских пород и худшую окатанность валунов и гальки. В них нико-

гда не бывает выветрелых гальки и валунов. Возраст этих отложений принимается по аналогии с идентичными образованиями рек Алдана и Тимптона /22/. Мощность до 8 м.

Делювиальные и аллювиальные отложения нерасчлененные (d,aQ_{III4-H} ; $d,aIII4-H$) широко распространены в верхних и средних частях долин притоков основных рек исследованной площади, в вершинах ручьев и промоин, а также в пределах средних частей склонов крупных долин, где они замещаются по простиранию одновозрастными аллювиальными отложениями высокой поймы и первой надпойменной террасы. Это образования сложного генезиса. В их формировании принимают участие денудация склонов, а также русловая и внутриводораздельная аккумуляция, перемежающаяся отложениями временных потоков. Отличительной особенностью этих отложений является то, что они, наряду с грубым неокатанным или весьма слабоокатанным обломочным материалом (отломами, глыбами, щебнем, дресвой), включенным в глинистый песок, суглинок, супесь, содержат много гальки, валунов, гравия порою хорошей и средней окатанности (кл. II-III). Характерна некоторая слабовыраженная ритмичность в верхней части толщи и более отчетливая в ее нижней части. Мощность в пределах изученной территории составляет 3-5, до 8 м.

2.5.4.3. Голоценовый надраздел

Образования голоцена – современные отложения – представлены аллювием, лимнием современных озерных пляжей, палюстрием и техногенными образованиями.

Аллювиальные отложения (aQ_H ; aH) слагают поймы и русла всех крупных и мелких рек и ручьев рассматриваемой площади и представлены в основном валунами, галькой, разнородным песком, включающим линзы глинистого материала. Острова и косы, встречающиеся в долинах крупных рек, сложены песчано-галечными отложениями. Особенности русловых отложений определяются прежде всего составом подстилающих коренных пород, а также интенсивностью вреза. Так, русловые отложения р. Б. Ыллымах представлены, в основном, валунами и крупным галечником. На участках замедленного течения вдоль берегов местами наблюдаются

песчаные пляжи. В составе обломочного материала, слагающего русло и низкую пойму этой долины, преобладают окатанные обломки кристаллосланцев, гнейсов и гранитоидов различного состава и, соответственно, с различным коэффициентом миграционной прочности. Окатанность обломочного материала в основном слабая и средняя (кл. II-III). В долинах рек, пересекающих осадочные карбонатные породы венда – нижнего кембрия, пойменные отложения представлены слабоокатанным плитняковым материалом [22]. Пойменные отложения, так же как и русловые, широко распространены в долинах рек и ручьев. Они представлены песчаным, гравийным, валунным и галечным материалом, участками содержащим маломощные (2,2-2,5 м) прослои торфа, который иногда перекрыт прослоем зеленовато-серых суглинков. Торф обычно бурый, буровато-черный, со слаборазложившимися древесными остатками, местами включает ил и мелкозернистый песок. Разрез пойменных отложений часто осложнен прожилками льда размером от сантиметров до 1-2 метров. Современные процессы криогенеза в долинах Ыллымаха и его притоков и в среднем течении р. Бол. Неакуя существенно влияют на седиментогенез пойменных отложений, создавая в старичной фации аллювия раздувы, микроскладки и вертикальные трещины. Явления термокарста осложняют поверхность низкой поймы формами нанорельефа – мелкими впадинами с комплексами трофяно-илистых и глинистых отложений озер и паводковых вод, буграми пучения и т.д. Мощность современного руслового и пойменного аллювия 1-8 м.

Озерные отложения (lQ_H ; lH) широко распространены в северной и восточной части Алексеевского пенеплена. Образование их на водоразделах связано с заболачиванием местности в условиях близкого приповерхностного развития многолетней мерзлоты. Многолетняя мерзлота затрудняет сток поверхностных вод и приводит к их застаиванию и образованию многочисленных озер. Наиболее крупными из них (длиною 200-400 м) являются озера Каменное, Нирейиллях, Мунна-Суох. Отложения пляжей этих озер представлены комплексами торфяно-илистых и глинистых образований мощностью 1,5-2 м.

Палюстрий – торфяно-болотные отложения – (plQ_H ; plH) развит в верховьях рек и ручьев. Наиболее широко он распространен на поверхности водораздела рек

Прав. Ыллымах и Бол. Неакуя (Алексеевские болота). Так же, как образование озерных отложений, формирование палюстрия связано с условиями развития многолетней мерзлоты, а в долинах рек – с зарастанием старичных озер. Палюстринные образования представлены илами, сапропелями, торфяниками. Торф, участвующий в строении толщи, сфагново-осоковый, бурый, со слаборазложившимися остатками сфагнового и гипнового мха, сапропелей, водорослей, гиттии, карликовой березы, кедрового стланика, осоки с примесью глины, озерного ила, песка /24/. Современные лишайниковые и моховые травянистые «подушки» на глубине постепенно переходят в торфяники. Подвергнутые исследованию верхние слои торфяников показали их принадлежность к современным образованиям /229/. Мощность палюстрия 0,5-1,5-8 м.

Техногенные образования (tQ_H) ограниченно распространены на рассматриваемой площади. Они показаны карьерами и различными аккумулятивными формами, разделенными на насыпные, намывные и образования культурного слоя населённых пунктов. Насыпные отложения ($t_{ns}H$) представляют собой отвалы карьеров (максимальные размеры карьеров не превышают одного км в длину, 0,3-0,4 км в ширину при глубине до 20 м) и подземных горных выработок, пройденных при разведке и добыче флогопита на месторождениях Каталах, Эмельджак и Горелое в 1960-е – 1980-е годы, и сложены в основном щебнисто-глыбовым материалом. Они занимают различные площади (от первых сотен m^2 до нескольких гектаров) и иногда имеют мощности до 20 и более метров, образуя искусственные насыпи или крутые откосы на участках выровненного рельефа. Кроме того, незначительную площадь занимают дорожные насыпи шириной до 10-12 м и высотой участками до 3 м (на карте показаны знаками топоосновы); самая протяжённая из них создана при строительстве автодороги между посёлками Ыллымах и Канку. Перемывные отложения (t_pH) образовались в виде отвалов при добыче россыпного золота на отдельных отрезках долин рч. Джеконда и ручьёв Амбурдак и Маристый и состоят из глыб, гальки, валунов, дресвы, щебня в глинистом, супесчано-глинистом, суглинистом, песчаном заполнителе. Отвалы создают резкий неровный рельеф, образованный грядами высотой 2-8 м и более. Их мощность достигает иногда 10 м. Они отделяются обычно от под-

стилающих отложений растительным слоем и часто перекрываются промытыми «песками». Участки распространения образований культурного слоя населённых пунктов (t_{psH}) ограничены пределами последних и сложены перемешанными склоновыми отложениями мощностью до 2-3 метров.

2.5.4.4. Четвертичная система нерасчлененная

К нерасчлененным четвертичным отложениям отнесены образования в основном вершинных поверхностей и склонового ряда, покрывающие большую часть площади и расчленённые по генезису на элювиальные, делювиальные, коллювиальные, солифлюкционные, десерпционные и образования смешанного происхождения: элювиальные и делювиальные, коллювиальные и делювиальные, делювиальные и солифлюкционные. Накопление этих образований началось со среднего неоплейстоцена и продолжается до настоящего времени.

Элювиальные образования (e) отнесены к криогенной фации механогенного генетического подтипа. Они покрывают почти все водоразделы и их состав тесно связан с составом подстилающих пород. В области распространения архейских пород элювий представлен мелко-, средне- и крупноглыбовыми образованиями, в низах разреза которых содержится щебень и супесь. На участках обнажения мезозойских интрузий элювий мелкоглыбовый и щебнистый. На карбонатных породах венда-нижнего кембрия элювий щебнистый мелкоплитчатый и дресвяный. Мощность элювия может достигать 2,5-3 м.

Делювиальные образования (d) имеют ограниченное распространение и выделены лишь в долине р. Сибяк (в ее северо-восточной части) и в верхнем течении рек Ирилях и Керибикан на нижних и средних частях склонов долин и пологих склонах водоразделов. Они представлены супесчано-глинисто-суглинистыми и песчано-глинистыми образованиями с примесью мелких глыб, дресвы и щебня. Характерным маркирующим признаком этих отложений является смена фаций вверх по разрезу – от более крупнообломочных в основании разреза к более тонким – в его верхней части. Отложения этого генезиса дешифрируются на аэро- и космоснимках

благодаря отчетливо выраженной полосчатости, ориентированной в направлении наибольшего уклона и отображающей делли. Мощность делювиальных отложений составляет 1-3 м.

Коллювиальные образования (с) имеют весьма значительное распространение. Они развиты на склонах значительной крутизны ($35-45^\circ$), предопределенных тектоническими нарушениями. При этом обвальный коллювий (дерупций) фиксирует обычно склоны долин в пределах наиболее активной в неотектоническом отношении Эльконской морфоструктуры. Он представлен крупными (до 0,5-1,5 м) отломами раннедокембрийских гранитов, гнейсов, кристаллических сланцев, мезозойских сиенитоидов. Осыпной коллювий развит в основном в юго-юго-западной и юго-восточной частях листа, на участках с меньшей интенсивностью неотектонических проявлений – на склонах западного участка долины Бол. Ыллымах, на южном и юго-западном участке р.р. Мал. Неакуя, Неакуя и др., а также на участках распространения карбонатных пород венда-нижнего кембрия. Он формируется в результате скатывания обломков по склонам крутизной $35-40^\circ$. Эти образования разделяются на фации нижней части осыпи, представленные средними и крупными отломами (глыбами) материнских пород, и верхней ее части, сложенной средними и мелкими глыбами, щебнем и дресвой. Мощности коллювиальных шлейфов местами составляют 8-10 м. Маркирующим признаком коллювиальных образований является отмеченная крутизна склонов и выходы на них коренных скальных пород.

Солифлюкционные образования (s) широко распространены на междуречье Бол. Ыллымах–Дес, на правобережье Тюнгере, на водоразделах Бол. Неакуя–Крестях, Пр. Ыллымах–Тастах и др., где они вскрыты мелкими карьерами и дорожными выемками. Различаются два подтипа (на карте не расчленены): быстрый солифлюксий на поверхностях, наклоненных под углом $3-15^\circ$, и конжелифлюксий на склонах крутизной $10-12^\circ$. Отложения формируются в условиях многолетней мерзлоты и представлены в основном суглинисто-глинистой фракцией с мелкими неокатанными обломками докайнозойских пород. Во впадинах, долинах и карстовых полостях в их составе часто участвуют окатанные валуны и галька из древних кайнозойских аллювиальных толщ. Эти отложения распознаются по характерным мерз-

лотным текстурам и легко дешифрируются на аэро- и космоснимках по характерному микрорельефу – мелкой террасированности и своеобразной гофрированности склонов. Обычная мощность – 2-3 м.

Десерпционные образования (dr) развиты преимущественно в пределах среднегорного рельефа Эльконского блокового поднятия. Они наблюдаются на слабонаклоненных поверхностях незначительных по протяженности хребтов, хребтиков и их отрогов. Десерпционные склоны имеют крутизну не более 3-15°. В пределах слабонаклоненных денудационных поверхностей они покрыты чехлом (курумами) мелких (не более 15-18 см) глыб, щебня и дресвы со значительными пустотами между обломками. Обломочный материал десерпционных отложений остроугольный, реже со сглаженными гранями. Мелкозема в нем не более 10%. Движение обломочного материала обусловлено изменением объема вследствие температурных колебаний. Десерпций не имеет текстур, не разделяется на фации. Мощность оценивается в 3-5 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e,d) сложены песчано-суглинистым и глинистым материалом, включающим глыбы, дресву, щебень. Основным маркирующим признаком их является геоморфологическое положение: элювио-делювий развит на слабонаклоненных поверхностях водоразделов, долинных педиментов и цокольных террас. В долинах, расположенных в тектонических впадинах, эти образования могут развиваться на слабонаклоненных к руслу реки поверхностях эрозионных террас (долины рек Сибяк, Джеконда, рч. Тростниковый и др.), сложенных древним дочетвертичным кайнозойским аллювием. В этом случае они имеют вещественный состав, аналогичный нижележащим породам. Мощность элювио-делювия обычно составляет 1-3 метра, но может на отдельных участках достигать 5-8 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d,s) распространены практически повсеместно. Особенно широкое развитие они имеют на севере и северо-востоке территории листа и в верховьях долин, где слагают шлейфы подножий, перекрывают пологие (8-10°) склоны долин и водоразделов, а местами залегают на плоских, слабо наклоненных поверхностях водоразделов. Эти образования пред-

ставлены глиной, суглинком, супесью, глинистым песком, включающими неокатанные глыбы размером до 0,5-1 м, щебень, дресву, местами окатанные валуны, гальку, гравий, переотложенные из нижележащих более древних аллювиальных толщ и перемешанные с неокатанными обломками. Для делювиосолифлюксия характерны текстуры как мерзлотного солифлюксия, так и делювия – криогенно-солифлюкционные смятия тонких слойков, наклоненных к днищам долин, со следами делювиальных промоин. Мощность этих отложений составляет 2-4 м.

Коллювиальные и делювиальные образования (с,d) развиты преимущественно на склонах долин и водоразделов крутизной 15-25° в бассейнах р.р. Ыллымах, Бол. Дес, Неакуя. Образования представлены в основном средними и мелкими глыбами, дресвой, щебнем, включенными в суглинок, супесь, глинистый песок. Состав обломочного материала и вмесителя соответствует составу подстилающих пород. Маркирующими признаками являются геоморфологическое положение – степень крутизны склонов, на которых они развиты, а также непременно близость расположения скальных выходов и коллювиальных образований. Мощность может достигать 3 м и более.

3. Интрузивные, ультраметаморфические и метасоматические образования

На площади листа чрезвычайно широко распространены магматические, ультраметаморфические (только в раннем докембрии) и гидротермально-метасоматические образования позднего архея (?), раннего протерозоя, рифея и мезозоя. В незначительных объёмах проявлен девонский (?) магматизм.

3.1. Позднеархейские образования

Магматические образования позднего архея выделены со значительной долей условности только в Центрально-Алданском районе, на территории листа представленного Нимырской площадью, и при дальнейшем изучении могут оказаться раннепротерозойскими. Наиболее древними магматическими породами района являются доскладчатые интрузии базитов и гипербазитов медведевского комплекса и складчатые ультраметагенные плагиограниты обрамления структур фёдоровской серии.

3.1.1. Медведевский плутонический комплекс метаперидотит-пироксенитовый

Среди супракрустальных пород верхнеалданской и фёдоровской серий иногда присутствуют метаморфизованные и мигматизированные основные и, редко, ультраосновные породы ($vAR_2?m$; $vAR_2?m$), субсогласно залегающие в форме линзовидных тел с секущими контактами мощностью от долей метра до первых сотен метров (редко) и протяженностью в десятки и сотни метров. По минеральному и химическому (табл. 6) составам выделяются габбро, габбронориты, пироксениты (вебстериты, иногда оливиновые), горнблендиты и перидотиты, почти всегда в той или иной степени амфиболизированные. Сравнительно крупные тела образуют только метагабброиды, изредка содержащие «прослои» пироксенитов. Ранее на площади они включались в состав фёдоровских образований, но в последние годы были отнесены к медведевскому комплексу /182/. Перидотиты и большая часть ультрамафитов, на

Таблица 6

Химический состав пород медведевского комплекса

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	ппп	Σ	Источник
1617/1	метагорн-блендит оливиновый	47,63	0,93	15,80	2,76	7,54	0,15	8,41	11,40	2,62	1,27	0,08	-	-	-	1,22	99,81	материалы А.Н.Тимашкова
1790/1	метагорн-блендит	47,67	0,58	7,14	4,14	8,12	0,22	17,06	11,74	1,30	0,79	0,10	-	-	-	1,11	99,97	то же
1718/1	то же	46,87	0,72	10,87	2,63	7,08	0,23	15,91	10,17	1,82	1,50	0,27	-	0,023	0,152	1,73	99,98	то же
1653/1	то же	51,30	0,84	12,59	3,38	5,69	0,24	8,77	10,96	3,31	1,20	0,34	0,016	0,035	0,016	1,29	100,02	то же
1747/1	метагорн-блендит пироксеновый	48,0	0,91	8,77	3,29	12,48	0,35	15,48	6,31	1,71	0,92	0,17	-	0,028	0,207	1,44	100,06	то же
1751/1	металейко-габбро	44,38	0,13	23,39	2,88	2,80	0,09	6,83	14,87	1,89	1,19	<	-	-	-	1,26	99,70	129
1641/1	метагаббро	51,29	0,18	11,04	1,30	3,87	0,22	8,52	18,66	2,63	0,55	<	0,344			1,32	99,91	то же
1651/3	метагаббро	44,81	0,36	11,71	7,91	5,73	0,54	2,15	23,97	1,48	0,46	<	0,155	0,031	0,012	0,76	100,08	то же
1640/1	метагаббро	52,27	0,16	14,18	1,28	2,92	0,17	6,72	16,93	3,12	0,76	<	0,388			0,94	99,84	то же
1667/1	метагаббро	45,40	0,23	7,26	10,18	10,29	0,82	1,53	21,54	0,99	0,83	<	0,55		0,003	1,13	100,27	то же
1627/2	метаклино-пироксенит	49,63	0,25	3,11	1,91	4,09	0,22	15,11	23,24	0,72	0,15	<	-	-	-	1,55	99,97	то же

1617/1 – левый водораздел руч. Сохсолоох; 1790/1 – правый водораздел руч. Сибэк и р. Бол. Ыллымах; 1718/1 – правый водораздел руч. Оч-чугуй-Бэс-Юрях, а.о. 620,9 м; 1653/1 – водораздел ручьев Ивановка и Лакус в их верховьях; 1747/1 – левый водораздел руч. Лоток; 1751/1 – подножие левого водораздела руч. Лакус; 1641/1 – вершина водораздела ручьев Ивановка и Лоток; 1651/3 – вершина водораздела ручьев Ивановка и Лакус; 1640/1 – водораздел ручьев Ивановка и Лакус в их верховьях; 1667/1 – р. Бол. Ыллымах, приустьевая часть рч. Эмельджак; 1627/2 – правый водораздел руч. Ивановка в его верховьях

блюдаемые почти всегда в элювиальных или делювиальных высыпках, судя по размерам последних, образуют мелкие тела (метаморфизованные дайки?), не превышающие по мощности 10 метров. Для этой группы пород наблюдается преобладание в юго-восточной части площади (восточнее Ыллымахского разлома) перидотитов при их полном отсутствии в северо-западной части.

Макроскопически метагаббро представляют собой тёмно-серые до зеленовато-черных мелко-, средне- или крупнозернистые породы со сланцеватой грубополосчатой текстурой. В более крупных телах в центральных частях сохраняется массивная текстура, а в шлифах обнаруживаются реликтовые структуры магматических пород (гипидиоморфнозернистые, панидиоморфнозернистые, габбро-офитовые, габбро-вые) при обычном преобладании гломеробластовых и кумулобластовых (порфиробласты роговой обманки). Главными породообразующими минералами являются обыкновенная роговая обманка, диопсид, гиперстен, биотит, плагиоклаз (лабрадор или битовнит), изредка – оливин и скаполит с акцессорными магнетитом, апатитом, шпинелью, сфеном, цирконом. В метапироксенитах доля плагиоклаза уменьшается вплоть до полного исчезновения. Метаперидотиты состоят из оливина, как правило, серпентинизированного (15-30%), гиперстена (10-30%), диопсида (0-10%), роговой обманки (30-55%), плагиоклаза (0-8%). Роговая обманка во всех случаях находится с оливином и пироксенами в реакционных взаимоотношениях, сохраняя при замещении оптическую ориентировку последних. Часть метакорнблендитов, вероятно, первоначально имела иной состав.

Породы комплекса прорывают супракрустальные толщи, обычно в различной степени мигматизированы раннедокембрийскими гранитами, метаморфизованы изофациально с породами вмещающих стратонов и совместно с ними участвуют в складчатых деформациях, что и является при существующей степени их изученности главным критерием для объединения, вероятно, полиформационных и, возможно, разновозрастных образований в один комплекс. Формационная принадлежность и геохимические особенности этих образований ещё плохо изучены вследствие их недавнего выделения на площади и ограниченного распространения, но можно по-

лагать, что образования комплекса принадлежат по меньшей мере двум формациям: гипербазитовой и габброидной (по /61/).

3.1.2. Плагииграниты обрамления структур фёдоровской серии

В качестве самых ранних ультраметаморфогенных образований выделены незначительно распространённые плагииграниты нерасчленённые ($pyAR_2?$), образующих мелкие (первые метры) неправильные или согласные пластовые тела, жилы палингено-анатектических параавтохтонных лейкократовых плагиигранитов и гиперстеновых гранитов, редко – гранодиоритов и кварцевых диоритов, в породах верхнеалданской и фёдоровской серий; менее распространены лейкоплагииграниты, выступающие, как лейкосома послойных мигматитов. На современном дневном срезе наблюдаются уцелевшие от последующих тектоно-магматических процессов останцы плагиигранитоидов, из чего можно предположить их некогда гораздо более широкое распространение. На карте показаны в виде небольших мигматит-плутонов палингено-метасоматических автохтонных плагиигранитов и плагиигранитогнейсов только наиболее крупные из немногих ареалов, где плагиигранитоиды количественно преобладают над вмещающими супракрустальными породами и более молодыми существенно калишпатовыми гранитоидами. Плагииграниты имеют постепенные границы с супракрустальными образованиями, которые часто присутствуют в них в виде реликтов. Повсеместно наблюдается прорывание плагиигранитов жилами розовых существенно калишпатовых гранитов и (или) калишпатизация первых с постепенными переходами в ряду плагиигранит – двуполевошпатовый гранит – микроклиновый гранит, чем и ограничен возраст пород сверху. Нижняя возрастная граница как будто определяется прорыванием фёдоровских образований, но очень вероятно, что часть плагиигранитов, развитых по породам верхнеалданской серии, является более древней.

Макроскопически плагииграниты – это серые, буровато-серые, мелкозернистые до крупнозернистых, часто разномзернистые породы с массивной или гнейсовидной текстурой и гранобластовой микроструктурой. Олигоклаз-андезин (40-70%) и кварц

(20-35%) составляют основной объём пород. Темноцветные минералы (гиперстен, биотит, роговая обманка, диопсид) составляют от 1-2% до 7-10%. В плагиоклазе постоянно присутствуют антипертитовые вроски калишпата (2-10%).

Другие свойства пород приведены в табл. 2, 3, 7. По совокупности признаков эти образования отнесены к плагиогранит-мigmatитовой формации (по /61/).

3.2. Раннепротерозойские образования

Раннепротерозойские магматогенные образования составляют значительно более половины суммарного объёма пород кристаллического фундамента. Площадь относится к тем районам Алданского щита, где максимально проявились процессы ультраметагенного гранитообразования. Гранитоиды – наиболее широко распространённая на площади группа пород. При всём разнообразии структурно-вещественных (от гранодиоритов и сиенитов до щелочнополевошпатовых лейкогранитов) и морфологических (штоки, пластовые тела, жилы, лейкосома мигматитов и т.п.) характеристик они по многим признакам выступают, как единое образование и с трудом поддаются возрастному расчленению.

На всех этапах раннего протерозоя наблюдаются существенные различия в магматизме Амгино-Алданского и Тимптоно-Учурского районов. Только наиболее распространённая группа пород – нерасчленённые граниты раннего протерозоя – проявлена в обоих районах, возможно, указывая тем самым на их дальнейшее совместное развитие. Отсутствие в Тимптоно-Учурском районе поздних проявлений раннепротерозойского магматизма: каменковских, леглиерских и скальных образований – вероятно, обусловлено сравнительно слабой изученностью и незначительной площадью выходов пород Тимптоно-Учурского района.

3.2.1. Образования Амгино-Алданского района

На площади в Алдано-Амгинском районе выделены: сиениты рч. Бердигес, граниты и гранито-гнейсы нерасчленённые, лейкограниты каменковского комплек-

Таблица 7

Химический состав плагиогранитов нерасчленённых (вес. %)

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ	Источник информации
К-2	плагиогранит	69,00	0,35	13,83	1,70	3,87	0,08	1,51	3,06	4,32	1,64	0,08	0,11	<0,10	0,55	100,42	210
6218	плагиогранит	75,30	0,26	13,06	0,24	1,49	<0,02	<0,50	2,32	4,46	1,18	0,09	0,22	<0,10	0,14	98,85	182
6245/3	плагиогранит	74,90	0,04	13,50	0,16	1,88	<0,02	<0,50	2,90	3,10	1,97	0,01	0,16	<0,10	0,43	99,05	то же
255а	тоналит	66,60	1,02	18,80	0,56	1,25	0,02	<0,50	3,84	4,88	2,17	0,02	<0,10	<0,10	0,68	99,84	то же
255б	кварцевый диорит	64,50	1,10	19,20	1,53	1,77	0,04	<0,50	3,99	5,38	2,43	0,01	<0,10	0,10	0,40	100,95	то же
234/455	плагиогранит	70,50	0,23	12,02	1,16	2,74	0,08	1,01	3,69	3,85	2,45	0,09	0,86	0,27	0,08	99,93	то же

К-2 – правый водораздел руч. Покостах; 6218 – правый водораздел р. Холодная; 6245/3 – верховья р. Холодная; 255а и 255б – левый водораздел р. Холодная; 234/455 – левый водораздел р. Юкунгра

са, магнезиально-щелочные метасоматиты, генетически связанные с раннепротерозойскими гранитоидами, и монцодиориты скального комплекса.

3.2.1.1. Сиениты рч. Бердигес

В процессе ГДП-200 территории листа О-52-VII в бассейне рч. Бердигес были обособлены метаморфизованные сиениты /210/, выделенные здесь ранее А.Н. Тимашковым, как образования титского комплекса /129/. Эти породы прослежены в зоне Иджеко-Нуямского разлома с территории листа О-52-XIII в полосе шириной до 3-4 км вкост их простираания. На карте к метасиенитам отнесены обширные ареалы в бассейне руч. Оччугуй-Бес-Юрях (район г. Трёхкаменный) и в нижнем течении р. Ивановки, где преобладают розовато-серые, тёмно-розовые или светло-коричневые разномзернистые (преимущественно крупно-, среднезернистые), часто порфиробластические, биотит-амфибол-пироксеновые гранито-гнейсы и плагиосланцы с характерными пятнисто-полосчатыми «бурундучными» текстурами. Петрохимические составы пород укладываются в ряд монцогаббро – монцодиорит – монцонит – сиенит – кварцевый сиенит (табл. 8) – μPR_1^1 - $q\xi PR_1^1$. Метасиениты не образуют полей сплошного развития: они содержат останцы (возможно, – ксенолиты) пород нимырской свиты, вмещают рвущие тела двуполевошпатовых гранитов, имея и с теми, и с другими постепенные границы. Предполагается внедрение в зоне разлома интрузий монцонитоидов, последующий их метаморфизм, сопряжённый с ультраметагенным и интрузивным гранитообразованием, и только после этого перемещение в современное положение в виде серии сближенных плитообразных тел с крутым залеганием и преимущественно тектоническими ограничениями. Изучение и картирование пород затруднено динамометаморфизмом, имеющим здесь площадное развитие, вследствие чего значительная часть границ проведена условно, по преобладанию в развалах тех или иных разновидностей, а характер предполагаемой по петрохимическим данным дифференциации пород остался невыясненным. По мнению А.Н. Тимашкова, метамонцонитоиды проявлены в виде мелких штоков и

Таблица 8

Химический состав метасиенитов рч. Бердигес (вес. %, по /129/)

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ
массив Трёхкаменный																
ДГ-262/5	монцогаббро	52,41	1,38	16,88	4,04	4,09	0,14	4,61	6,97	3,88	3,74	0,96	н.о.	н.о.	0,86	99,99
ДГ-250/1	монцодиорит	57,87	2,19	14,58	4,09	3,59	0,06	2,72	4,86	4,88	3,50	0,86	н.о.	н.о.	0,89	100,10
ДГ-259/5	монцодиорит	55,99	1,02	16,70	4,13	3,81	0,07	3,04	6,35	5,81	1,70	0,41	н.о.	н.о.	1,16	100,19
ДГ-223/1	сиенит	54,99	0,99	19,89	3,47	2,42	0,07	2,29	5,56	4,78	4,10	0,61	н.о.	н.о.	0,77	99,94
ДГ-257/1	сиенит	57,07	0,90	18,42	2,71	3,23	0,05	1,80	4,22	5,20	5,29	0,34	н.о.	н.о.	0,76	99,98
ДГ-259/2	кварцевый сиенит	61,99	0,64	16,90	3,24	1,87	0,05	1,90	4,75	5,83	1,97	0,29	н.о.	н.о.	0,67	100,09
ДГ-259/3	кварцевый сиенит	62,80	0,60	15,82	2,89	2,08	0,06	1,80	4,21	4,78	3,86	0,40	н.о.	н.о.	0,68	99,99
ДГ-262/1	кварцевый сиенит	60,35	0,93	16,47	3,01	2,66	0,05	2,04	4,89	5,63	2,93	0,47	н.о.	н.о.	0,66	100,12
тела в устье р.Русская																
39/1	монцогаббро	48,34	1,60	17,55	7,28	5,04	0,08	4,44	8,27	4,57	1,40	0,66	н.о.	н.о.	0,69	99,91
39/2	монцогаббро	47,57	2,12	16,63	7,59	4,32	0,09	4,99	9,04	3,17	1,40	1,21	н.о.	н.о.	0,80	99,60
ДГ-209/1	габбродиорит	52,28	1,28	18,94	4,78	3,85	0,07	3,51	6,91	5,69	1,39	0,54	н.о.	н.о.	0,89	100,14
ДГ-201/1	диорит	54,22	1,37	17,62	4,54	3,35	0,12	3,15	6,88	4,94	2,55	0,65	н.о.	н.о.	0,70	100,08
ДГ-202/1	диорит	54,29	1,14	18,23	3,90	3,35	0,09	3,17	7,54	5,58	1,62	0,50	н.о.	н.о.	0,72	100,13
ДГ-204/1	диорит	55,04	0,97	18,10	3,50	3,35	0,09	3,04	7,50	5,37	1,88	0,51	н.о.	н.о.	0,75	100,09
ДГ-203/1	монцодиорит	55,79	0,95	17,79	4,05	3,21	0,09	2,85	6,90	5,63	1,96	0,44	н.о.	н.о.	0,47	100,12
ДГ-206/1	монцодиорит	57,24	1,04	18,05	3,61	2,14	0,04	1,83	5,50	6,91	2,65	0,40	н.о.	н.о.	0,70	100,12
ДГ-211/3	монцодиорит	57,06	0,83	16,91	3,89	2,42	0,07	2,82	5,80	6,58	2,58	0,42	н.о.	н.о.	0,72	100,11
ДГ-210/3	кварцевый монцонит	60,21	0,77	15,15	2,68	2,21	0,08	2,51	6,71	6,35	2,24	0,51	н.о.	н.о.	0,66	100,08

ДГ-262/5 – гольц Трёхкаменный; ; ДГ-250/1 и ДГ-259/5 – левый водораздел р. Бол. Ыллымах в районе гольца Трёхкаменный; ДГ-223/1 – р. Бол. Ыллымах в устье руч. Оччугуй-Бэс-Юрях; ДГ-257/1 – гольц Трёхкаменный; ДГ-259/2 и ДГ-259/3 – левый водораздел р. Бол. Ыллымах в районе гольца Трёхкаменный; ДГ-262/1 – гольц Трёхкаменный;

39/1 и 39/2 – р. Бол. Ыллымах между устьями рек Русская и Бэс-Юрях; ДГ-209/1, ДГ-201/1, ДГ-202/1, ДГ-204/1, ДГ-203/1, ДГ-206/1; ДГ-210/3 и ДГ-211/3 – р. Русская в ее нижнем течении

даек также и в других местах площади: в верховьях рч. Ивановка, в нижнем течении руч. Бес-Юрях и др. /129/.

В метасиенитах преобладают гетерогранобластовые и порфиробластовые микроструктуры, участками – монцонитовые. Минеральный состав (в %): калишпат и калишпат-пертит – 25-75, олигоклаз (№№14-25) – 3-20 (в монцодиоритах – андезин до до 50), кварц – 2-27, роговая обманка – 1-15, гиперстен – 0-15, диопсид – 0-5, биотит – 0-5, акцессорные – магнетит (до 3), апатит (до 1), циркон, редко – сфен и гематит. Основная масса представляет собой неравномернозернистый агрегат ксеноморфных слабоудлинённых зёрен калишпата и калишпат-пертита, которые участками обособляются в порфиробласты. Темноцветные минералы, кроме отдельных ксеноморфных зёрен, образуют субпараллельные сростки, часто вместе с акцессорными, придающие породам характерный пятнистый облик. Устанавливается более позднее выделение роговой обманки, чем пироксенов, а биотит из темноцветов самый поздний.

С некоторой условностью к этим же образованиям отнесены небольшие тела метморфизованных монцодиоритов в устье р. Русская, отличающиеся большей основностью и лучшей сохранностью дометаморфического облика (наличие монцонитовых микроструктур).

Эти породы слабо изучены во всех отношениях (геохимические свойства см. табл. 9) и выделены в невалидное подразделение. По тектоническому положению и некоторым петрохимическим особенностям (повышенные содержания CaO, MgO и P₂O₅) они соответствуют известным гранитоидам зоны Иджеко-Нуямского разлома /84/ и предварительно коррелируются нами с метаморфизованными диоритами рч. Олонгро на листе О-51-XVIII и монцонитоидами титского комплекса /26/.

3.2.1.2. Граниты нерасчленённые

Основной объем гранитов площади, часто выделяемых на щите в качестве нимырского гранит-мигматитового комплекса, отнесён к гранитам и гранито-гнейсам нерасчленённым (γPR_1^1). Именно эти породы формируют Якокут-Ыллымахское по-

Таблица 9

Содержание микроэлементов в метасиенитах по данным количественного спектрального анализа (содержания $C_{cp}/(C_{min}-C_{max})$ в $n \times 10^{-3}\%$) по /210/

Наименование (количество проб)	V	Zr	Ti	Cu	Ni	Sc	Mn	Cr	Y	Yb	Ba	Sr	Nb	Ga	Co	Be	Pb	Zn	Sn
Метаморфизованные сиениты, монцониты и монцодиориты рч. Бердигес (17)	10,37/ 5-15	28,47/ 15-80	551,76/ 230-1100	1,86/ 0,3-4	2,12/ 0,6-6	1,65/ 1-2,6	63,82/ 28-100	3,59/ 0,8-9	3,31/ 1,7-6	0,32/ 0,17-0,6	176,47/ 40-330	139,41/ 100-220	2,75/ 1-8	2,25/ 1,6-3,3	1,78/ 1-2,8	0,46/ 0,22-3	1,05/ 0,3-2,5	9,76/ 7-13	0,41/ 0-0,6
в т.ч.: монцодиориты и сиениты массива Трех-каменный (6)	9,00/ 5,5-15	27,00/ 18-45	486,67/ 330-660	1,92/ 1,2-3,3	2,20/ 0,6-6	1,52/ 1-2,6	64,00/ 43-90	3,33/ 0,8-9	3,47/ 1,8-6	0,33/ 0,19-0,6	210,00/ 100-300	148,33/ 120-170	2,17/ 1,1-4	2,48/ 2-2,8	1,62/ 1-2,3	2,95/ 0,23-0,37	1,37/ 1-1,8	10,83/ 10-13	0,48/ 0,4-0,6
тела в устье р. Русская (8)	12,62/ 10-14	20,25/ 15-27	575,00/ 430-800	1,60/ 0,3-4	2,24/ 1,6-3	1,96/ 1,2-2,5	69,00/ 47-100	4,22/ 2,6-5,2	3,39/ 2-4,5	0,34/ 0,2-0,45	118,75/ 40-200	123,75/ 100-160	2,84/ 2-7	1,96/ 1,6-2,3	2,06/ 1,5-2,8	0,63/ 0,22-3	0,58/ 0,3-0,8	8,62/ 7-10	0,35/ 0,3-0,4

ле гранитизации, выделенное при ранних ГСР-50 территории листа /229/. Граниты и гранито-гнейсы распространены совместно, образуя обширные ультраметагенные мигматит-плутоны и мелкие параавтохтонные тела неправильной формы на всей площади выходов фундамента, но особенно широко в междуречье Б. Дёса и Б. Ыллымаха, где отдельные гранитоидные массивы занимают площади в десятки км². Тела гранитоидов, как правило, конформны вмещающим супракрустальным толщам, содержат их крупные (до нескольких кв. км) останцы, имеют с ними постепенные границы через теньевые мигматиты и гранитизированные породы, сопровождаются мощными ореолами мигматизации и секущими жилами гранит-пегматитов и аплитов (не показаны на карте).

Макроскопически граниты представляют собой гнейсовидные, реже массивные мелко-, средне-, реже крупнозернистые, часто порфировластические (например, массив на водоразделе верховьев Юкунгры и Холодной) породы светло-серого, розового, красного цвета. Гранито-гнейсы близки по составу и облику к гранитам, но всегда гнейсовидны, содержат в общем больше темноцветных минералов и в значительной степени сохраняют структурно-текстурные особенности пород субстрата. Состав темноцветных минералов почти всегда наследуется от вмещающих пород. Преобладают биотитовые, амфибол-биотитовые разновидности, реже встречаются амфиболовые, гранатовые и пироксеновые (диопсидовые и гиперстеновые), совсем редки кордиеритовые. По количеству темноцветных минералов большая часть гранитов относится к мезократовым (5-10%) и лейкократовым (5%) породам. В редких случаях содержание фемических минералов (в основном биотита) составляет 10-15%. Граниты характеризуются гранобластовой, гетерогранобластовой, аллотриоморфнозернистой, реже порфировбластовой микроструктурами; в гранито-гнейсах преобладают микроструктуры замещения. Обобщённый минеральный состав (в %): кварц (в некоторых разновидностях гранитов с повышенной радиоактивностью имеет чёрный, редко – сиреневый цвет) - 25-30, плагиоклаз (олигоклаз, редко – андезин) – 10-45, калишпат – 10-50, новообразованный альбит-олигоклаз – 0-35 (в гранито-гнейсах), биотит – 1-5, роговая обманка, диопсид, гиперстен – 0-5; акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон, монацит. Наряду с преобладающими суб-

щелочными двуполевошпатовыми и нормальными гранитами встречаются аляскиты и лейкограниты (табл. 10). Геохимические особенности приведены в табл. 2.

С гранитами тесно связаны широко проявленные на площади мигматиты, развитые по всем метаморфическим породам (ввиду их повсеместного проявления мы отказались от использования соответствующего крапа), и гранитные пегматиты и аплиты. Преобладают полосчатые и послойные мигматиты, реже встречаются линзовидно-жилые, агматиты и птигматиты. Лейкосомы имеют мощность от долей см. до 0,5-1,0 м. (изредка и больше) и отвечают по составу лейкократовым гранитам с преобладанием калишпата над плагиоклазом; иногда в лейкосомах наблюдается уменьшение доли кварца, особенно существенное в маломощных прослоях. Набор темноцветных минералов почти всегда определяется составом субстрата. Жилы гранитных пегматитов и аплитов различной мощности (от долей метра до, редко, первых десятков метров) и ориентировки (преобладают субсогласные залеганию супракристаллических пород) распространены повсеместно, но установлена их преимущественная приуроченность к зонам разломов /229/. Преобладают пегматоидные жилы с мощностями 0,5-5,0 метра, образующие иногда небольшие пегматитовые поля. На отдельных участках отмечаются ортитсодержащие пегматиты с преобладанием плагиоклаза над калишпатом (Эмельджакское месторождение) /134/. На левобережье Прав. Ыллымаха наблюдались мусковитовые разновидности /229/. Аплиты относительно редки. В ареалах гранитоидов вдоль некоторых разломов Эльконского горста наблюдаются безрудные кварцевые жилы мощностью 0,1-5,0 метров (редко и более, до 35 м) и протяженностью до нескольких десятков метров, изредка содержащие пирит и гематит. Часть жильных пород, возможно, относится к более молодому каменковскому комплексу.

На АФМ гранитоиды не выделяются. Физические свойства отличны от свойств метаморфических пород (табл. 3) и помогают оконтуривать участки преобладания гранитоидов.

Ультраметагенные гранитоиды относятся к мигматит-гранитовой формации (по /61/), развиваются по фёдоровским породам, рвутся интрузиями, которые мы считаем каменковскими, и возраст которых на петротипе оценен в 2062 млрд. лет /26/.

Таблица 10

Химический состав раннепротерозойских гранитоидов Амгино-Алданского района (вес. %)

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ	Источник информации
Граниты нерасчленённые																	
K-35	гранит чернокварцевый биотит-содержащий	71,20	0,30	12,60	2,67	3,07	0,01	0,71	2,18	3,25	3,56	0,08	0,27	<0,10	0,05	99,95	210
1722/1	гранит биотитовый	68,51	0,88	13,95	2,98	2,95	0,04	1,44	3,09	2,64	2,88	0,18	н. о.	н. о.	0,67	100,21	129
1769/1	гранит гранат-содержащий	68,34	0,45	15,00	1,73	2,19	<	1,18	3,62	3,18	2,62	0,14	н. о.	н. о.	1,76	100,22	то же
K-27/2	субщелочной двуполе-вошпатовый гранит гиперстен-содержащий	73,50	0,13	12,93	0,62	1,76	0,01	0,81	1,89	3,25	4,78	0,02	0,11	<0,10	0,13	99,94	210
K-32	то же, биотит-содержащий	70,80	0,37	13,50	1,13	2,56	0,01	0,91	1,75	3,50	4,75	0,10	0,16	<0,10	0,28	99,82	то же
K-37	то же, чернокварцевый биотит-содержащий	73,60	0,22	12,93	0,69	2,74	0,01	0,30	1,16	3,41	4,82	0,05	<0,10	<0,10	0,23	99,92	то же
K-28/3	то же, чернокварцевый	72,80	0,22	13,20	0,79	1,76	0,01	0,81	1,46	3,22	5,64	0,05	<0,10	<0,10	0,24	100,20	то же
ДГ-316/3	лейкогранит биотит-содержащий	75,09	0,21	13,16	1,61	0,50	-	0,35	1,18	2,37	5,29	-	н. о.	н. о.	0,28	100,05	129
ДГ-179/1	аляскит биотит-содержащий	76,45	0,13	12,31	0,81	0,21	н. о.	0,47	1,54	2,86	5,37	0,06	н. о.	н. о.	1,07	100,21	то же
Каменковский комплекс																	
K-6	гранит чернокварцевый	72,30	0,20	13,08	0,75	2,41	0,03	0,91	2,04	3,69	3,97	0,05	0,10	<0,10	0,20	99,73	210
K-43/1	субщелочной двуполе-вошпатовый гранит чернокварцевый	71,20	0,36	12,75	1,81	2,20	0,03	0,60	1,02	3,34	5,70	0,08	0,11	<0,10	0,09	99,29	то же
K-44	то же	71,80	0,22	12,55	1,47	2,05	0,03	0,91	1,16	3,29	5,50	0,07	0,26	<0,10	0,13	99,44	то же
K-45	«	72,40	0,09	12,58	0,66	2,20	0,02	0,81	1,02	2,54	6,09	0,03	0,53	<0,10	-	99,97	то же
1716/1	«	72,19	0,25	14,00	1,66	0,73	н. о.	0,47	1,54	2,86	5,37	0,06	н. о.	н. о.	1,07	100,21	129
K-63	субщелочной двуполе-вошпатовый гранит	71,60	0,18	12,00	0,95	2,34	0,03	1,01	1,31	2,28	6,55	0,03	0,32	<0,10	0,12	98,72	210
1620/1	то же	73,00	0,16	14,57	1,35	0,22	н. о.	0,12	1,34	2,82	5,85	-	н. о.	н. о.	0,58	100,01	129
K-57	щелочнополево-шпатовый гранит	71,20	0,16	13,50	1,01	1,66	0,02	0,81	0,58	2,69	6,67	0,08	<0,10	<0,10	0,40	98,78	210

1639/1	то же	71,99	0,28	13,84	2,27	0,62	н. о.	0,16	0,67	2,47	7,21	-	н. о.	н. о.	0,76	100,26	129
414/200	«	73,9	0,14	13,03	0,97	1,58	<0,02	<0,5	0,89	3,30	5,28	0,04	<0,10	<0,10	0,28	99,91	182
1651/1	то же, биотит-содержащий	72,58	0,26	13,96	1,77	0,88	н. о.	0,49	0,90	2,89	5,73	0,05	н. о.	н. о.	0,79	100,29	129
1639/3	то же, чернокварцевый	71,24	0,47	14,61	2,04	0,72	н. о.	0,31	0,95	3,50	5,82	0,06	н. о.	н. о.	0,48	100,20	то же
1639/2	лейкогранит	76,22	0,19	12,27	0,97	0,51	-	0,65	0,86	2,27	5,75	-	н. о.	н. о.	0,58	100,26	то же
1654/1	то же	75,73	0,07	13,19	0,73	0,37	-	0,29	1,12	2,71	5,49	-	н. о.	н. о.	0,47	100,17	то же
1710/1	«	73,14	0,26	14,22	1,52	0,50	-	0,42	1,29	2,64	5,45	-	н. о.	н. о.	0,53	99,98	то же
1671/3	«	77,42	0,07	12,37	0,58	0,18	-	0,36	1,25	3,12	4,10	0,07	н. о.	н. о.	0,70	100,21	то же
1618/1	лейкогранит биотит-содержащий	75,20	0,17	13,45	0,52	0,29	-	0,36	1,03	2,13	6,02	-	н. о.	н. о.	0,80	99,97	то же
1646/2	субщелочной двуполе-вошпатовый лейко-гранит чернокварцевый	74,30	0,12	13,60	1,19	0,37	н. о.	0,25	1,39	2,52	6,04	-	н. о.	н. о.	0,58	100,36	то же
К-49	аляскит	74,50	0,08	12,42	0,33	1,55	0,02	<0,50	0,87	2,35	6,09	0,03	0,21	<0,10	0,08	99,03	210
К-38	аляскит биотит-содержащий	74,40	0,08	12,83	0,48	1,68	0,01	0,50	1,02	2,48	6,04	0,04	0,13	<0,10	0,23	99,92	то же
К-55	аляскит чернокварцевый	74,40	0,09	12,40	0,37	1,69	0,02	<0,50	0,58	2,51	6,38	0,03	0,32	<0,10	-	99,29	то же
К-42	кварцевый сиенит	64,50	0,66	15,05	2,48	3,06	0,06	1,21	1,75	3,86	6,35	0,09	<0,10	0,10	0,22	99,39	то же
К-41	граносиенит	66,50	0,66	13,85	2,78	2,56	0,05	1,61	1,60	3,34	6,15	0,08	0,11	<0,10	0,29	99,58	то же
К-33	граносиенит амфибол-содержащий	66,60	0,53	15,02	1,68	2,70	0,01	1,21	1,60	3,78	6,10	0,07	0,58	<0,10	-	99,88	то же

К-35 – правый водораздел р. Прав. Ыллымах, а. о. 1042,7; 1722/1 – подножие левого водораздела р. Эмельджак в 1 км к западу от пос. Эмельджак; 1769/1 – верховье второго левого притока р. Эмельджак; К-27/2 – левый водораздел руч. Покостах в его верховьях; К-32 – верховья руч. Каталах, его левый водораздел; К-37 – водораздел руч. Каталах и р. Прав. Ыллымах; К-28/3 – водораздел ручьев Каталах и Покостах; ДГ-316/3 – вершина левого водораздела р. Русская; ДГ-179/1 – левый водораздел руч. Лоток в его среднем течении.

К-6 – правый водораздел руч. Покостах, а. о. 1058,5; К-43/1, К-44 и К-45 – правый водораздел руч. Покостах в его среднем течении; 1716/1 – водораздел ручьев Кюеллээх и Оччугуй-Бэс-Юрях в их верховьях; К-63 – верховья руч. Ср. Дес; 1620/1 – водораздел ручьев Сохсолоох и Ивановка; К-57 – верховья второго правого притока руч. Покостах; 1639/1 – водораздел ручьев Ивановка и Лакус в их верховьях; 414/200 – левый водораздел верховьев р. Юкунгра; 1651/1, 1639/3, 1639/2 и 1654/1 – водораздел ручьев Ивановка и Лакус в их верховьях; 1710/1 – правый водораздел руч. Кюеллээх в его верховьях; 1671/3 – левый водораздел р. Эмельджак в ее нижнем течении; 1618/1 – левый водораздел руч. Сохсолоох; 1646/2 – водораздел ручьев Ивановка и Лакус в их верховьях; К-49 – правый водораздел руч. Покостах, а. о. 1069; К-38 – левый водораздел руч. Марган, а. о. 1042,7; К-55 – верховья второго правого притока руч. Покостах; К-42 и К-41 – правый водораздел руч. Марган в его приустьевой части; К-33 – склон левого водораздела руч. Каталах в его верховьях.

3.2.1.3. Каменковский плутонический комплекс лейкогранитовый

Часть гранитов имеет отчётливо интрузивные, инъекционные контакты не только с супракрустальными породами, но и с ультраметагенными гранитоидами, и отнесена нами к каменковскому лейкогранитовому комплексу ($lyPR_1^1k$). Эти граниты чаще всего образуют небольшие удлинённые согласно простиранию пород рамы штоки или пластовые немасштабные тела до первых сотен метров в поперечнике, но иногда формируют массивы площадью в несколько кв. км. В их составе преобладают розовые и красные массивные средне-, крупнозернистые граниты и лейкограниты субщелочного ряда (монцограниты, щелочнополевошпатовые граниты и аляскиты, реже – граносиениты) с подчинённым участием нормальных лейкогранитов (табл. 10). Граниты имеют обычный минеральный состав; наиболее распространены аллотриоморфнозернистая и гетерогранобластовая микроструктуры, изредка наблюдается порфиробластовая. Среди темноцветных минералов, доля которых обычно не превышает первых процентов, преобладает биотит (1-10%), могут присутствовать единичные зерна амфибола, до 1% магнетита, акцессорные апатит, циркон и сфен. Породы комплекса отличаются от ультраметагенных гранитов повышенными содержаниями кремнезема, K_2O , редких и радиоактивных элементов /156/ (табл. 2, 10), что позволяет иногда оконтуривать площади их распространения по гамма-полю (средняя радиоактивность – 30-50 мкР/час). С повышенной радиоактивностью, по-видимому, связан чёрный цвет кварца на многих участках площади. Изредка тела лейкогранитов секутся маломощными разномасштабными кварц-полевошпатовыми жилами, в т.ч. пегматоидными. Физические свойства пород приведены в табл. 3.

Тела лейкогранитов при общем тяготении к ядрам крупных антиформ иногда сгруппированы в неясно очерченные линейные зоны, ориентированные согласно общему простиранию структур. Лейкограниты моложе пород фёдоровской серии и ультраметагенных гранитоидов и на смежном с севера листе секутся долеритами сибаглинского комплекса. На петротипе в верховьях р. Мал. Нимыр уран-свинцовым изохронным методом по ним получена датировка 2062 ± 5 млн. лет /26/. По совокуп-

ности данных лейкограниты отнесены нами к формации позднескладчатых микроклиновых гранитов (по /61/).

3.2.1.4. Метасоматиты магнезиально-щелочные бассейна р. Леглиер

С гранитообразованием на площади пространственно и генетически связано образование магнезиально-щелочных метасоматитов (phlPR_1^1), по вещественному составу соответствующих магнезиальным скарнам и околоскарновым породам магматической стадии (наиболее полно эти образования изучены на железорудных и флогопитовых месторождениях в бассейне р. Леглиер): в целом это зеленые, темно-зеленые разноминеральные (средне-, крупно-, гиганто-, реже мелкозернистые) массивные существенно пироксеновые породы с гранобластовой или мозаичной микроструктурой. Основными породообразующими минералами являются клинопироксен (от диопсида до ферросалита, до 80-100%), флогопит (до 40%), скаполит (до 60%), паргасит (до 50%), шпинель (до 30%), кальцит (до 30%), акцессорными – магнетит (редко до 20%), апатит, форстерит, сфен и др. (на Каталахском и Эмельджакском месторождениях известно более 50 минералов /215/). Метасоматиты развиты по супракристалльным породам (эндоскарны) и гранитоидам (экзоскарны), образуя пластовые и неправильные тела, согласные и секущие жилы. Размеры тел самые различные – длина от долей метра до первых сотен метров, мощность до первых десятков метров. Они распространены не повсеместно. Эмпирически установлено максимальное развитие этих пород в «продуктивных» (т.е. относительно насыщенных диопсидовыми и карбонатными породами) горизонтах фёдоровской серии на периферических частях полей гранитизации /59/. Замечена также прямая зависимость интенсивности метасоматоза от интенсивности проявления сложной изоклинальной складчатости и сдвиговых дислокаций, а также от положения участка относительно крупных разломов – чем ближе разлом, тем интенсивнее (и продуктивнее в отношении полезных ископаемых) метасоматоз /110/. С этими метасоматитами генетически связаны проявления и месторождения железа и флогопита.

Среди флогопитоносных метасоматитов различают: а) пластовые тела с хорошо проявленной асимметричной метасоматической зональностью, развитые на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород (на карте показаны преимущественно тела этого типа, как наиболее крупные и уверенно картируемые); б) продольно-секущие тела в гнейсах, сланцах и гранитах с неясной симметричной зональностью; в) жилы, секущие гнейсы, сланцы, граниты и метасоматиты первых двух типов, с чёткой симметричной зональностью /35, 77/. Они обычно пространственно совмещены. Первые два типа метасоматитов длительно формировались синхронно со становлением гранитоидных массивов в условиях гранулитовой фации при постепенном снижении температуры и давления. Третий тип метасоматитов относится к более поздним, постмагматическим образованиям, сформированным в переходных от гранулитовой к амфиболитовой фации условиях /77/. Интенсивность магнетитового оруденения зависит от сложных и неизученных локальных вариаций параметров постмагматических флюидных систем. По-видимому, важную роль, как один из источников рудного вещества, играют тела ультрабазитов и базитов /81/. В магнезиально-щелочных скарноидах по породам относительно насыщенной метабазитами медведевской свиты локализованы Эмельджакское железорудное месторождение и ряд проявлений (гл. 7, прил. 1 и 2).

Возраст скарноидов ограничен с одной стороны их повсеместным развитием по всем гранитоидам, включая каменковские граниты и пегматиты, а с другой – их прорыванием дайками скального и сиваглинского комплексов. Немногочисленные мелкие постфлогопитовые дайки гранит-пегматитов по составу аналогичны дофлогопитовым, в зальбандах несут следы реакционного взаимодействия с вмещающими метасоматитами /77/ и, вероятно, свидетельствуют о параллельном развитии поздних стадий магматизма и магнезиально-щелочного метасоматоза. Получены несколько определений возраста (К-Аг метод, по константам 1964 г.) по флогопитам из наиболее крупных месторождений (в млн. лет): Эмельджакское – 1710-1900 (четыре определения), Горелое – 1730-1980 (три определения), Шумное – 1800-1880 (два определения), Каталахское – 1750, Цветковское – 1870, Таборное – 1910 (все – по /107/). Физические свойства пород приведены в табл. 3.

3.2.1.5. Скальный комплекс метамонцодиоритовый

В комплекс объединены микродиориты (δPR_1^{1sk}), прорывающие в виде даек все образования фундамента, включая магнезиально-щелочные метасоматиты, и метаморфизованные в амфиболитовой фации. При ранних ГСР вплоть до конца 1960-х г.г. эти образования принимались за позднеюрские лампрофиры /139/ или бластомилониты /14/ и только работами В.И. Казанского и А.Г. Лихоманова были идентифицированы, как метаморфизованные габбро-диориты и диориты абиссальных даек, характерных для зон раннепротерозойских разломов /40, 58, 93, 170/. Как скальный комплекс эти породы были выделены в 1986 г. при составлении рабочих легенд для ГС-50 /176/. Петротип комплекса находится на левобережье р. Алдан в 10-12 км ниже Томмота, где на отрезке от устья руч. Онюстех 1-й до устья руч. Талый на протяжении около 2 км наблюдается фрагмент зоны Скального разлома с выполняющими его дайками скального комплекса, детально изученный А.Г. Лихомановым /170/. Мощность даек редко превышает 2-3 метра, но на Эльконском горсте отдельные тела достигают 8-20 метров (редко – до 60-70 м) при протяжённости до первых километров. Контуры даек, как правило, крутопадающих, прямолинейные или слабоволнистые, иногда с апофизами и расщеплением окончаний; контакты с рамой чёткие, без реакционных изменений. Дайки приурочены к зонам древних раннепротерозойских разломов северо-западного простирания, где избирательно наследуют положение зон бластомилонитов, располагаясь субсогласно простиранию пород фундамента, но рассекая их по падению. На Эльконском горсте, кроме того, дайки фиксируют вновь образованные разломы широтного или меридионального простираний. На карте показаны далеко не все тела: они установлены в основном в наиболее хорошо изученных участках урановых и флогопитовых (только Эмельджакская группа) месторождений. Восточнее Иджекского разлома скальные образования пока не выявлены.

Метадиориты представляют собой тёмно-серые (до чёрных) нечётко-сланцеватые, реже, массивные средне-, мелко-, или тонкозернистые полнокристаллические породы с гранобластовой или микропорфировидной микроструктурой.

Минеральный состав (в %): кварц – 2-15, плагиоклаз (олигоклаз-андезин) – 40-60, калишпат – 2-12 (нередко до 30 в гранитизированных разновидностях), роговая обманка – 1-15, биотит – 8-16, иногда может присутствовать реликтовый клинопироксен до 14; акцессорные минералы наблюдаются в повышенных количествах: магнетит, титаномагнетит и ильменит вместе – 0,5-6 до 10, апатит – 0,3-1,5, сфен – до 6, циркон. Большая часть метадiorитов под микроскопом обнаруживает сочетание линзовидных порфиробластов полевых шпатов и тонкогранулированной струйчато-волокнистой основной полевошпатовой массы с веретёнообразными обособлениями кварца, темноцветных минералов (в основном, биотита) и магнетита, что характерно для бластомилонитов. Бластомилонитизация происходила в условиях амфиболитовой фации и сопровождалась на отдельных участках калишпатизацией метадiorитов и возникновением вдоль рассланцованных экзоконтактов даек оторочек кварц-полевошпатовых пород, иногда с пегматоидной структурой, мощностью от обычных нескольких см. до, изредка, нескольких метров. Отдельные ветвящиеся прожилки кварц-полевошпатового материала при этом проникали внутрь тел метадiorитов, создавая впечатление, что есть ультраметагенные граниты, секущие дайки. На этом основании часть геологов полагает, что метадiorиты образовались до формирования ультраметагенных гранитоидов /57, 122/. Отсутствие складчатости даек указывает на их принадлежность к следующему этапу развития и, на наш взгляд, исключает их догранитное образование. Упомянутые выше кварц-полевошпатовые породы являются внутриразломными высокотемпературными метасоматитами, синхронными бластомилонитизацией, и развиты не только по породам скального комплекса. Они образуют в раннепротерозойских разломах фундамента труднокартируемые протяжённые линзо-, жилообразные тела, слагающие оболочку бластомилонитовых зон, и нередко несут акцессорную редкометалльную минерализацию (сфен, ортит, реже – циркон, уранинит, апатит, магнетит, ильменит, молибденит, галенит) /40/.

Интенсивный метаморфизм пород, возможно, сказался на петрохимическом составе метадiorитов: он отвечает монцодиоритам, монцонитам и кварцевым монцонитам (табл. 11), отличаясь повышенными для средних пород содержаниями щелочей, титана, фосфора, редких земель (табл. 2). Недостаток полевошпатовой извести

Таблица 11

Химический состав пород скального комплекса (вес. %)

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ	Источник информации
ДГ-228/1	монцодиорит	58,11	2,29	14,67	2,35	5,24	0,08	2,60	4,79	5,75	2,77	0,61	-	-	0,89	100,14	129
1624/2	монцодиорит	57,40	2,26	15,32	3,56	4,27	0,09	3,12	4,58	4,26	2,77	0,95	-	-	1,55	100,19	материалы А.Н.Тимашкова
6201/2,5	монцодиорит	57,40	2,37	15,70	4,42	3,76	0,10	2,62	4,43	3,80	3,61	0,77	<0,10	0,10	0,70	99,68	182
6211/4,9	монцодиорит	56,40	2,49	15,10	5,23	3,62	0,06	2,72	4,28	3,94	3,63	1,07	<0,10	<0,10	0,96	99,50	то же
6222/3,7	монцонит	56,00	1,68	14,70	3,82	4,53	0,09	2,90	5,08	3,15	4,50	0,72	0,76	<0,10	0,78	98,72	то же
ДГ-218/2	монцонит	55,28	2,36	15,90	-	7,93	0,10	2,94	5,56	4,04	2,38	0,51	-	-	3,26	100,26	129
1654/2	кварцевый монцонит	61,29	1,52	14,25	4,60	2,85	0,09	2,56	4,13	3,82	3,45	0,65	-	-	0,92	100,17	материалы А.Н.Тимашкова
1666/3	диорит	56,21	0,84	15,73	3,72	5,26	0,12	4,44	7,00	4,78	1,15	0,15	-	-	0,85	100,30	материалы А.Н.Тимашкова
20-И	монцодиорит	55,86	2,52	16,16	2,53	4,6	0,14	3,55	5,06	3,88	4,03	0,71	0,31	-	-	100,05	170
22-И	монцодиорит	56,64	2,12	16,31	2,75	4,86	0,14	3,51	5,36	4,00	3,01	0,59	-	-	-	100,21	то же
Э-21	монцодиорит	53,38	2,72	15,23	4,53	4,87	0,08	2,28	5,8	3,94	3,22	0,68	0,1	0,22	-	99,5	то же
Э-23	монцодиорит	57,76	2,4	14,86	3,67	4,47	0,09	2,5	4,88	3,86	3,71	0,81	0,21	0,08	-	100,27	то же

ДГ-228/1 – р. Бол. Ыллымах в 1 км выше устья руч. Оччугуй-Бэс-Юрях; 1624/2 – руч. Ивановка в его среднем течении; 6201/2,5, 6211/4,9 и 6222/3,7 – верховье рч. Холодная; ДГ-218/2 – р. Бол. Ыллымах в 1 км выше устья руч. Лакус; 1654/2 и 1666/3 – водораздел ручьев Лакус и Ивановка; 20-И, 22-И, Э-21, Э-23 - участок Эмельджак.

В.И. Казанским с соавторами объяснялся возможным глубинным гибридизмом или калишпатизацией /93/. А.Г. Лихоманов считал метадиориты абиссальными плутоническими породами первоначально габбро-диоритового состава (отсюда повышенные содержания акцессорных апатита и рудных минералов), испытывшими в процессе становления гибридизм и приразломный метасоматоз; жильные тела бластомилонитизированных метадиоритов, по его мнению, являются основными рудоподводящими структурами для мезозойского золото-уранового оруденения /170/. В региональных геофизических полях метадиориты не выделяются из-за малых размеров тел, но вследствие повышенной магнитности (табл. 3) успешно картируются наземной магниторазведкой.

Верхний возраст пород ограничен прорыванием высокотемпературных метасоматитов дайками мезозойских сиенитов и воздействием мезозойских метасоматитов на метадиориты. На Эмельджакском месторождении флогопита по метадиоритам получены радиологические датировки калий-аргоновым методом по породе 2050 ± 50 и 1940 ± 50 млн. лет^{*} /93/, не противоречащие геологическим наблюдениям.

3.2.2. Образования Тимптоно-Учурского района

В контур листа попадает очень небольшая часть (около 100 км²) Тимптоно-Учурского района. Интрузивные и ультраметагенные породы кристаллического фундамента здесь существенно отличаются от таковых Амгино-Алданского района. Нами выделены серые ультраметагенные плагиограниты руч. Мариинский 1-й и двуполевошпатовые граниты нерасчленённые, из которых только последние во многом аналогичны раннепротерозойским двуполевошпатовым гранитам Центрально-Алданского района.

Восточнее Иджекского разлома в полосе шириной до 2-3 км в качестве наиболее раннего мигматитового комплекса выступают тоналиты и плагиограниты ($\gamma\delta PR_1^1$) руч. Мариинский 1-й, насыщающие породы сутамской свиты до 50-80% объёма послойными телами различной мощности – от сантиметровых до 300-400

метров. Именно эта часть разреза пород желтулинской серии на первом издании госгеолкарты-200 была отнесена к ниже- и верхнесуннагинской свитам. Нами здесь прослежены из бассейна ручьёв Мариинский 1-й, 2-й и 3-й (лист О-52-VII) серые среднезернистые гнейсовидные плагиогранит-мigmatиты. состава: плагиоклаз (№17-20) – 50-65%, калишпат – 2-6%, кварц – 23-30%, биотит – 2-15%, ортопироксен – 0-6%, могут присутствовать в незначительных количествах клинопироксен и роговая обманка; акцессорные магнетит (до 2%), циркон, апатит, редко – флюорит, альмандин, сфен, пирит, монацит. Преобладают аллотриоморфно-, гипидиоморфно-зернистые микроструктуры. Изучение изотопного состава минералов из плагиогранитов на территории смежного с севера листа позволило оценить время их формирования в пределах 2090-2100 млн. лет тому назад. Мариинские образования отнесены нами к мигматит-плагиогранитной формации и распространены достаточно широко – известные крупные тела гранодиоритов и тоналитов в устье Тимптона /111/ принадлежат, по-видимому, к этой формации.

Большая часть светло-серых до белых, иногда – розовых разномзернистых, преимущественно грубо-, крупнозернистых гололейкократовых двуполевошпатовых гранитов нерасчленённых (γPR_1^1), прорывающих мариинские породы, имеет следующий состав (в %): калишпат-пертит – 20-60 (есть и бескалишпатовые разности), плагиоклаз – 10-40 (редко – до 70), кварц – 25-35, биотит – 0,5-3, нечасто гранат – 0-7, редко присутствуют роговая обманка или клинопироксен, акцессорные – сфен, циркон. Преобладают гипидиоморфно-, аллотриоморфнозернистые микроструктуры; характерно неравномерное распределение кварца. На карте показаны несколько участков преобладания этих гранитов в развалах. Макроскопически эти породы трудно диагностируются вследствие обманчивости их цвета: розовые граниты под микроскопом часто оказываются существенно плагиоклазовыми, а светло-серые, напротив, двуполевошпатовыми, поэтому вероятно их большее распространение, чем это показано на карте.

Вся группа постмариинских гранитоидов по совокупности данных условно отнесена нами к нерасчленённым гранитам раннего протерозоя. На левобережье Лю-

* Расчет возраста выполнен по старым константам, принятым в 1964 г.

кюченгняхх известны мелкие неизученные тела турмалинсодержащих гранит-пегматитов, вероятно, связанных с этими гранитами /177, 229/.

3.3. Позднепротерозойские интрузивные образования.

Сиваглинский гипабиссальный комплекс долеритовый

Все раннепротерозойские образования площади рвутся прямолинейными дайками тёмно-серых до чёрных, зеленовато-серых массивных (изредка – миндалекаменных; местами встречаются долериты с шаровой отдельностью) мелко-микрозернистых долеритов и микродиоритов (βRF_{2s}), имеющих участками широкое распространение. Большая часть тел имеет мощность в первые метры или менее (жилы 0,2-0,3 м) и не показана на карте, но иногда они достигают мощности в 100 метров и протяжённости до 8 км (дайка на водоразделе Бол. Дёса и Салга-Дёса). Дайки выполняют крупные трещины растяжения диагональной и ортогональной систем разломов, залегая субвертикально ($70-90^\circ$). Резко преобладают СВ и СЗ простирания тел. Дайки этих ориентировок участками образуют рои с кулисообразным размещением тел (бассейн руч. Аннинский, участок слияние Бол. и Мал. Неакуи, верховья Ивановки и Лакуса и др.). Рои даек, в свою очередь, группируются в две региональные зоны, следящиеся далеко за пределы листа: зона сгущения даек вдоль Юкунгринского разлома и субперпендикулярная ей зона Ыллымахского разлома с повышенной концентрацией даек. Контакты с вмещающими породами резкие с маломощными (0,5-10 см) зонками закалки и слабыми зеленокаменными изменениями пород рамы. К центральным частям наиболее мощных даек зернистость возрастает вплоть до появления среднезернистых габбро-долеритов.

Неизменённые породы имеют следующий минеральный состав (в %): плагиоклаз (зональный от битовнита до андезина) – 40-70, авгит и титанавгит – 20-45, ортопироксен (редко) – 0-10, роговая обманка (редко, преимущественно в метадолеритах (диабазовых)) – 0-35, биотит – 0-10, кварц – 1-8, калишпат 1-5, акцессорные магнетит, титаномagnetит и пирит (вместе 1-5, редко – до 15), сфен, апатит, циркон, редко – рутил. Микроструктуры офитовая, пойкилоофитовая, долеритовая, диабазовая с

участками микропегматитовой, в краевых частях тел иногда – гиалопилитовая, гиалофитовая, участками гломеропорфировая. Возможно присутствие оливинсодержащих разновидностей, возраст которых неясен: рифей или палеозой. Значительная часть даек подвергнута динамометаморфизму с образованием бластоофитовых структур, замещением пироксенов роговой обманкой и биотитом и появлением вторичных эпидота, актинолита, хлорита, иддингсита и др.

Петрохимически породы соответствуют долеритам и диоритам (табл. 12). Геохимические особенности приведены в табл. 2, физические свойства – в табл. 3. Самые крупные дайки дешифрируются на АФМ, но не имеют явного проявления на картах физических полей. Породы являются типичными представителями габбро-долеритовой формации (по /60/).

Рассматриваемые породы нами с определённой условностью отнесены к среднерифейскому сиваглинскому комплексу по приуроченности к разломам СЗ и СВ простираний, характерного для этих пород на Алдано-Тимптонском междуречье, где в верхнем течении Мал. Нимныра К-Аг методом по валу их возраст недавно определён в 1204 ± 20 млн. лет /26/. Но надо отметить, что в начале 1970-х г.г. по мета-долеритам Каталахского месторождения флогопита К-Аг методом по двум валовым пробам были получены рассчитанные ещё по константам 1964 г. радиологические датировки 1790 ± 50 и 1880 ± 60 млн. лет /93/. В центральной и восточной частях Алданского щита долериты этого возраста пока не установлены, но они известны в западной части щита (сулуматский комплекс). Есть и другие основания предполагать, что на площади имеют место две генерации долеритовых даек протерозоя, близких по большинству свойств.

3.4. Палеозойские интрузивные образования. Чаро-синский гипабиссальный комплекс долеритовый

На площади имеются единичные находки обломков тёмных, почти чёрных оливинсодержащих микрокристаллических базальтоидов, предположительно отнесённых к палеозойскому чаро-синскому комплексу ($\beta D\check{c}s$). Их общие признаки: мало-

Таблица 12

Химический состав пород долеритовых комплексов (вес. %)

№№ проб	Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ	Источник информации
Сиваглинский комплекс																	
2	долерит	52,37	2,45	12,49	4,34	10,24	0,19	3,83	7,03	2,96	1,71	0,31	0,12	-	-	98,84	93
3	долерит	54,00	0,80	14,43	1,88	8,70	0,20	5,20	8,40	2,75	1,80	0,17	0,44	0,17	0,60	99,76	то же
4	микродиорит	56,58	1,18	14,72	3,46	7,49	0,15	3,50	7,43	2,76	1,89	0,20	0,04	-	-	99,41	то же
5	микродиорит	56,60	1,14	14,55	5,20	6,45	0,16	3,63	6,60	2,80	2,00	0,20	сл.	-	н.о.	99,34	то же
6216/1	долерит	48,70	2,30	13,70	4,99	9,82	0,14	5,69	8,42	2,50	1,46	0,30	0,10	0,39	1,02	99,48	182
6218/1	долерит	48,60	2,28	13,50	5,27	9,24	0,18	5,74	8,71	2,38	1,46	0,29	0,54	0,40	1,28	99,87	то же
6222/1,5	долерит	48,60	2,31	13,20	5,44	9,32	0,18	5,94	8,86	2,62	0,95	0,30	0,70	0,45	0,70	99,57	то же
6213/3,0	долерит	49,10	2,30	13,65	5,01	9,53	0,20	5,84	8,42	2,39	2,14	0,29	<0,10	0,39	1,24	99,54	то же
ДГ-267/2	долерит	46,49	1,25	11,42	9,35	4,60	0,18	12,95	9,73	2,25	0,55	0,12	-	-	1,11	100,01	129
ДГ-217/2	долерит	52,45	0,88	10,96	5,29	5,89	0,17	10,18	9,22	2,76	0,98	0,41	-	-	0,93	100,09	то же
К-60/1	микродиорит	54,90	1,03	13,65	3,52	6,35	0,14	6,35	7,57	2,40	1,65	0,10	<0,10	<0,10	1,34	99,00	210
Чаро-синский комплекс																	
ДГ-217/8	долерит оливин-новый	45,73	1,20	10,95	4,02	9,05	0,18	13,06	9,52	2,38	0,53	0,11	н. о.	н. о.	3,36	100,08	129

2-5 – Каталахское месторождение флогопита; 6216/1 и 6218/1 – бассейн руч. Ким; 6222/1,5 и 6213/3,0 – правый водораздел рч. Холодная; ДГ-267/2 – вершина левого водораздела р. Ыллымах напротив устья руч. Лакус; ДГ-217/2 – р. Бол. Ыллымах ниже устья руч. Оччугуй-Бэс-Юрях; К-60/1 – верховье второго правого притока руч. Покостах
ДГ-217/8 – р. Бол. Ыллымах в 1 км ниже устья руч. Оччугуй-Бэс-Юрях

мощность тел (не образуют обломочных ореолов, а единственная наблюдавшаяся в коренном залегании жила - в прирусловом выходе на левобережье Бол. Ыллымаха в одном км ниже устья Оччугуй-Бэс-Юреха - имеет мощность 8 см /129/); неполнокристаллическое сложение; присутствие оливина. Кроме упомянутого, на карте показаны немасштабные тела на правом склоне руч. Эфельный и на водоразделе ручьёв Бык и Дабан (известны и другие находки подобных пород). В последнем случае обломки базальтоидов имеют достоверно посткембрийский возраст (обнаружены на отложениях платформенного чехла). Под микроскопом эти породы, ранее диагностированные как гиадобазальты, трахибазальты /229/ или оливинофировые базальты /129/, обнаруживают порфировые структуры с содержанием вкрапленников около 20%. Вкрапленники представлены (в %) пироксеном (авгитом или диопсидом) – 7-15, оливином – 3-10, лабрадором – 0-10. Основная масса с гиалопилитовой микроструктурой представляет собой непрозрачное стекло, испещрённое микролитами полевого шпата, магнетита, пироксена, редко – биотита и апатита. Петрохимически породы соответствуют долеритам (базальтам) (табл. 12) и отнесены к базальт-долеритовой формации (по /60/). Скудность имеющегося материала не позволяет исключить возможный мезозойский возраст этих образований.

3.5. Мезозойские магматические и метасоматические образования

Площадь листа охватывает крайнюю юго-восточную часть известного Центрально-Алданского магмотектоногена /63/ (Центально-Алданская площадь), входящего в состав мезозойской Чаро-Алданской структурно-формационной зоны (района). Формирование всего объема мезозойских магматических пород в пределах Центрально-Алданской площади происходило в 4 возрастных этапа: поздне триасово-раннеюрский, средне-позднеюрский (томмотский вулканический лейцитит-щелочнотрахитовый и верхнеселигдарский гипабиссальный сиенит-порфировый комплексы), позднеюрско-раннемеловой (алданский плутонический фергусит-щелочносиенитовый и лебединский плутонический монцонит-сиенит-гранитовый комплексы) и раннемеловой (тобукский гипабиссальный щелочных пикробазаль-

тоидов, нижекуранахский гипабиссальный вогезит-минеттовый, курунгский комплекс калишпатовых метасоматитов, колтыконский гипабиссальный сиенит-порфировый и эльконский гипабиссальный щелочносиенит-щелочногранитовый комплексы).

На площади с той или иной полнотой проявились почти все этапы и фазы мезозойского магматизма, исключая самые ранние. Преобладают породы гипабиссальных субвулканических фаций в форме небольших силлов, штоков, лакколлитов, даек, в подавляющем объёме сконцентрированные в трёх узлах магматизма: Рябиновско-Рэдергинском, Ыллымахском и Джекондинском. Из них в последнем достоверно проявлены, да и то слабо, только верхнеселигдарские, лебединские и колтыконские образования. Наиболее удалены от узлов магматизма единичные дайки сиенит-порфиров на водоразделе Бол. Дёса и Покостаха и в районе месторождения флогопита Горелое. Курунгский комплекс на территории листа не имеет площадного распространения, локализуясь в зонах разломов, где он откартирован в составе нерасчленённых полихронных многостадийных метасоматитов.

Использованные в тексте наименования наиболее крупных или чем-либо примечательных магматических массивов (их местоположение показано на тектонической схеме) идут большей частью от имени слагаемых ими гольцов. Часть наименований даны ещё Ю.А. Билибиным /4/.

Алданский, лебединский и эльконский комплексы в основном соответствуют ранее выделенным одноименным комплексам Е.П. Миронюка /74, 75/. Остальные комплексы выделены под собственными названиями Е.П. Максимовым /211/. На площади листа частично расположены петротипические местности курунгского и эльконского комплексов. Отнесение конкретного магматического тела к тому или иному комплексу произведено по совокупности признаков: минеральный и химический состав, структурно-текстурные особенности, форма геологических тел, непосредственные возрастные соотношения. В некоторых случаях для отдельных мелких тел с вещественным составом и структурным положением, возможными для двух или более комплексов, идентификация выполнена с определенной долей условности. Подробные петрографические описания отдельных разновидностей пород мож-

но найти в специальных работах /4, 6, 8/. На АФМ мезозойские образования дешифрируются только на ареалах развития платформенного чехла, где штоки и лакколиты, как правило, образуют положительные формы рельефа. Они создают также аномалии магнитного поля интенсивностью до 2000 нТл, но вследствие малых размеров тел уверенно картируются только наземной магниторазведкой.

На площади полностью отсутствуют образования первого (позднетриасово-раннеюрского) этапа магматизма района.

3.5.1. Средне-позднеюрские интрузивные образования

Магматизм второго, средне-позднеюрского этапа был сложным – его продукты образуют возрастной формационный ряд: томмотский лейцитит-щелочнотрахитовый – верхнеселигдарский сиенит-порфировый комплексы.

Образования томмотского вулканического комплекса лейцитит-щелочнотрахитового проявились как в вулканогенных покровных фациях (томмотская свита, см. раздел 2.4), так и в комагматичных им субвулканических образованиях, только в Ыллымахском вулкано-плутоне вблизи западной рамки площади, имеющем сложное концентрически-зональное строение /5/.*

Субвулканические образования томмотского комплекса представлены редкими дайками эпилейцитовых трахитов (TJ_{2-3tm}) и щелочных пикробазальтоидов ($T\beta J_{2-3tm}$), прорывающих вулканогенные образования Ыллымахского вулкано-плутона и доломиты усть-юдомской свиты. Длина даек не превышает 400 м, а мощность – первых метров. Макроскопически это грязно-зеленые или почти черные порфировые породы. Вкрапленники трахитов сложены ортоклазом (до 30%), эгирином (до 15-17%), редко эпилейцитом (до 15%), а основная масса – мелкозернистым агрегатом калинатрового полевого шпата, альбита, эгирина, биотита, карбоната, магнетита или плохо раскристаллизованным вулканическим стеклом.

* Комплекс впервые был выделен Е.И. Бирюковым по рекомендации Е.П. Максимова под названием томмотский трахит-фонолитовый (без расчленения на покровные и субвулканические фации) /125/. Обоснование выделения комплекса в Чаро-Алданском районе с уточнением петрографического наименования подготовил Е.П. Максимов /211/. В комплекс объединены томмотская вулканогенная свита Е.П. Миронюка /166/ и комагматичные субвулканические и гипабиссальные образования, ранее обычно относимые к алданскому комплексу.

Верхнеселигдарский гипабиссальный комплекс* сиенит-порфировый наиболее широко проявлен в Ыллымахском узле, где его тела образуют мощные (до 70 м) пластовые интрузии (силлы и лакколиты) протяжённостью до 4 км, субсогласно внедрявшиеся в трещины отслоения в нижних горизонтах платформенного чехла либо вдоль границы чехол-фундамент (массивы Эфельный, Тростниковый, Таас и др.). На Эльконском горсте верхнеселигдарские силлы, лакколиты и дайки распространены на водоразделах верховьев р. Курунг и руч. Акин, р. Эльконкан и руч. Пастбищный (здесь наблюдается наиболее крупный массив Распадистый). Дайки комплекса, вероятно, являются подводящими каналами денудированных к настоящему времени силлов и лакколитов.

Основной объём составляют роговообманковые сиенит-порфиры, описанные еще Ю.А. Билибиным /4/, варьирующие по составу от монцодиорит-порфиритов и монцонит-порфиров до кварцевых сиенит-порфиров. Часть апофиз от крупных пластовых тел сложена вогезитами, имеющими иногда постепенные переходы к материнским сиенит-порфирам.

Роговообманковые сиенит-порфиры ($\xi\pi J_3vs$) – это темно-, зеленовато-серые породы порфирового облика с тонкозернистой (микролитовой или трахитоидной) существенно калишпатовой основной массой (в среднем составляет 65% объёма). Во вкрапленниках (размером 0,2-8 мм) наблюдаются следующие минералы (в % от всего объёма): олигоклаз (в ядрах зональных зерен – андезин) – 14-20, калишпат – 5-15, роговая обманка – 4-12, диопсид-авгит – 0-3, могут присутствовать кварц, биотит. Периферические части относительно крупных массивов часто содержат многочисленные ксенолиты пород фундамента и обычно сложены более меланократовыми разновидностями. Количество вкрапленников изменяется от 25% на периферии массивов до 55% в их центральных частях, при этом доля роговой обманки, плагиоклаза уменьшается, а калишпата и кварца – увеличивается. Среди аксессуарных резко преобладает титаномagnetит, постоянно присутствуют апатит, циркон, пирит, иногда – сфен, гранат, флюорит, анатаз.

* Верхнеселигдарский комплекс, объединяющий мезо- и меланократовые гипабиссальные породы сиенитового состава, впервые выделен в ЦАРе Е.И. Бирюковым Б., /125/ при ГДП-50 по рекомендации Е.П. Максимова и В.И. Уютова

В монцонит-порфиритах ($\mu\pi J_3vs$) при тех же структурно-текстурных особенностях во вкрапленниках доля калишпата уменьшается, а в основной массе становится заметной примесь плагиоклаза. В монцодиорит-порфиритах ($\mu\delta\pi J_3vs$) во вкрапленниках резко преобладает олигоклаз-андезин при близких соотношениях двух полевых шпатов в основной массе.

Кварцевые сиенит-порфиры ($q\xi\pi J_3vs$) (слагают массив Таас) – это желтовато-серые породы, содержащие (в %) фенокристы олигоклаза (3-15), ортоклаза (2-15), кварца (1-5) в микрозернистой кварц-калишпатовой (75-95), иногда с плагиоклазом, основной массе.

Между основными разновидностями часто в пределах одной интрузии происходят постепенные переходы. На карте показаны индексы преобладающих пород. В комплекс входят дайки вогезитов ($^v\chi J_3vs$) и сиенит-порфиров ($\xi\pi J_3vs$), либо непосредственно связанные с более крупными верхнеселигдарскими телами, либо неотличимые от них внешне и под микроскопом. Петрохимический состав и физические свойства обычны для подобных пород (табл. 13 и 14).

С породами комплекса пространственно связано образование маломощных зон (до первых десятков метров, часто доли метра) контактовых мраморов (**km**), проявленных во вмещающих карбонатных отложениях чехла.

Сиенит-порфиры массива Распадистый с возрастом K-Ar методом по породе в $157\pm 3,3$ млн. лет /207/ прорваны и фенитизированы щелочными породами алданского комплекса. Верхнеселигдарские породы в нескольких местах рвутся дайками щелочных пикробазальтоидов тобукского комплекса (массив Таас), сиенит-порфиров и бостонитов колтыконского комплекса и сельвсбергитов эльконского комплекса.

3.5.2. Позднеюрско-раннемеловые интрузивные образования

Проявления этого этапа магматизма образуют несколько небольших, иногда многофазных массивов и немногочисленные дайки. Многофазные массивы (Власов-

(ранее подобные образования относились к лебединскому комплексу). Обоснование выделения комплекса в несколько расширенном объеме выполнено Е.П. Максимовым /211/.

Таблица 13

Химический состав типичных разновидностей мезозойских магматических пород (вес. %)

[illegible]

№№ проб	Название по- роды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₃	ппп	Σ	Fe ₂ O ₃ общ	Источник ин- формации
18	грорудит	73,84	0,16	12,0	1,77	0,33	0,02	0,1	0,46	4,0	7,0	0,02	-	-	0,26	100,53	-	/156/ верховья руч. Распади- стый
25	то же	73,7	0,17	12,79	1,8	0,27	0,02	0,1	н.о.	4,0	7,46	0,02	-	-	0,31	100,74	-	/156/ верховья руч. Распади- стый

Таблица 14

Физические свойства мезозойских горных пород (по /182/)

№ п/ п	Подразделение	Породы	Плотность		Магнитная восприимчи- вость κ, $\times 1,26 \cdot 10^{-5}$ ед.СИ		Удельное сопро- тивление	
			σ, г/см				ρ, Ом*м	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.	ξπJ ₃ vs Верхнеселигдарский комплекс сиенит-порфировый	роговообманковые, авгит-рогово- обманковые щелочноземельные, уме- ренно-щелочные сиенит-порфиры и сиениты, монцониты	39*)	$\frac{2,45-2,88}{2,59}$	39*)	$\frac{15-6880}{1975}$	39*)	$\frac{1240-24000}{8170}$
2.	EξJ ₃ a Алданский комплекс фергусит-щелочносиенитовый В том числе:		83*)	$\frac{2,41-2,99}{2,60}$	83*)	$\frac{1-5825}{205}$	80*)	$\frac{370-20960}{5510}$
3.		малиньбиты, шонкиниты	20*)	$\frac{2,60-2,99}{2,81}$	20*)	$\frac{37-5825}{1885}$	19*)	$\frac{3920-20960}{10540}$
4.		нефелиновые сиениты и сиенит-пор- фиры, псевдолейцитовые сиениты	18*)	$\frac{2,41-2,61}{2,50}$	18*)	$\frac{1-1175}{70}$	16*)	$\frac{2860-9240}{5100}$
5.		щелочные сиениты, эгириновые, эгирин- авгитовые сиениты и сиенит-порфиры, пуласкиты, лаурвикиты	45	$\frac{2,44-2,82}{2,58}$	45	$\frac{1-3625}{175}$	45	$\frac{730-13160}{4900}$
6.		Фениты (f), алданский комплекс	34	$\frac{2,49-2,79}{2,58}$	34	$\frac{1-1650}{30}$	34	$\frac{1320-11420}{5560}$
7.	EξJ ₃ -K ₁ l Лебединский комплекс монцонит-сиенит-гранитовый В том числе:		104*)	$\frac{2,31-2,82}{2,55}$	104*)	$\frac{1-4515}{800}$	98*)	$\frac{980-14890}{4690}$
8.		щелочноземельные, умеренно-щелочные сиенит-порфиры и сиениты, монцониты	37	$\frac{2,36-2,67}{2,55}$	37	$\frac{1-4355}{860}$	37	$\frac{980-14890}{6070}$
9.		щелочно-полевошпатовые сиениты и граносиениты, нордмаркиты	46*)	$\frac{2,42-2,82}{2,56}$	46*)	$\frac{1-4515}{760}$	41*)	$\frac{1290-8930}{3930}$
10.		кварцевые сиениты и сиенит-порфиры, нордмаркиты, кварцевые сельвсбергиты, сельвсбергиты, граносиениты	21*)	$\frac{2,31-2,73}{2,55}$	21*)	$\frac{1-4099}{785}$	20*)	$\frac{1000-12780}{4340}$

1	2	3	6	7	4	5	8	9
11.	Скарны, приуроченные к лебединскому комплексу (sk)	актинолит-доломитовые, флогопит- актинолит-доломитовые скарны	19*)	$\frac{2,60-3,26}{2,93}$	19*)	$\frac{4-9650}{265}$	15*)	$\frac{880-17650}{7500}$
12.	TβK _{1t} Тобукский комплекс щелочных пикробазальтоидов	пикробазальтоиды	6*)	$\frac{2,54-2,91}{2,83}$	6*)	$\frac{490-3875}{2130}$	6*)	$\frac{4020-19470}{8870}$
13.	^m χK _{1nk} Нижнекурахский комплекс вогезит-минеттовый		27*)	$\frac{2,34-2,87}{2,65}$	27*)	$\frac{1-4086}{1165}$	27*)	$\frac{880-8850}{5690}$
14.	В том числе:	минетты	14*)	$\frac{2,45-2,87}{2,72}$	14*)	$\frac{1-4020}{1980}$	14*)	$\frac{2050-8850}{6590}$
15.		вогезиты	8*)	$\frac{2,37-2,69}{2,64}$	8*)	$\frac{41-2730}{1255}$	8*)	$\frac{880-8540}{4120}$
16.		бостониты	5*)	$\frac{2,34-2,49}{2,41}$	5*)	$\frac{1-4086}{3}$	5*)	$\frac{2560-6400}{3510}$
17.	sK _{1e} Эльконский комплекс щелочносиенит-щелочногранитовый		40*)	$\frac{2,43-3,00}{2,58}$	40*)	$\frac{1-4105}{12}$	40*)	$\frac{1060-12440}{5800}$
18.	В том числе:	нефелиновые сельвсбергиты, тингуаиты,	19*)	$\frac{2,45-3,00}{2,60}$	19*)	$\frac{1-4105}{45}$	19*)	$\frac{2540-12440}{6390}$
19.		эгириновые граниты, грорудиты	21*)	$\frac{2,43-2,69}{2,58}$	21*)	$\frac{1-1220}{8}$	20*)	$\frac{1060-8940}{4440}$

*) – группы формировались с привлечением данных Верхнеякутской партии (Бирюков Е.И., /125/)

ский, Пика) сложены образованиями двух формаций, образующих возрастную последовательность: фергусит-щелочносиенитовая – монцонит-сиенит-гранитовая.

Алданский плутонический комплекс фергусит-щелочносиенитовый* объединяет интрузивные щелочные породы, ограниченно проявленные на площади. По составу и структурному положению его образования соотнесены с двумя фазами внедрения, установленными на смежном листе О-51-XVIII, в т.ч. в пределах Ыллымахского вулканоплутона.

К первой фазе отнесено только одно неполнокольцевое дайкообразное тело малинитов (EvJ_3a_1) мощностью до 50-100 м по внешнему контакту Ыллымахского вулканоплутона, попадающее на площадь своим восточным фрагментом. Малиниты представляют собой темно-серые среднезернистые, реже неравномернотекстурные породы с гипидиоморфнотекстурной структурой и массивной текстурой, сложенные (в %) авгитом, диопсид-авгитом (до 40), биотитом (3-15), нефелином (3-20), ортоклазом, анортоклазом (до 45-50). Отмечаются редкие зерна оливина. Нефелин иногда замещается цеолитом. Аксессуары представлены апатитом (до 2), сфеном, магнетитом, меланитом.

Ко второй фазе отнесены мелкие (до 1,5 км в поперечнике) штоки щелочных сиенитов (EvJ_3a_2) и шонкинитов (EvJ_3a_2). Эти породы почти всегда участвуют в сложении многофазных массивов, либо прорывая верхнеселигдарские тела (массив Распадистый), либо предшествуя лебединским интрузиям (массив Власовский), а иногда и то, и другое вместе (массив Пика). Породы второй фазы имеют массивное среднезернистое, реже мелкозернистое сложение с переменными соотношениями породообразующих минералов: в пределах одних тел наблюдаются постепенные переходы в ряду шонкинит-лаурвикит (массив Пуля), лаурвикит-пуласкит (массив Власовский), нефелиновый сиенит-эгириновый сиенит-пуласкит (массив Распадистый).

Нефелиновые сиенит-порфиры ($ф\xi\pi J_3a_2$) образуют ряд даек вблизи восточного обрамления Ыллымахского вулканоплутона протяженностью до 1 км при мощно-

* В качестве алданского комплекса ранее выделялся весь объем мезозойского магматизма ЦАРа и даже Алданского щита /6/. Конкретизация вещественного наполнения комплекса и его возрастных границ были произведены Е.П. Миронюком /75/, а впоследствии уточнены Е.П. Максимовым /211/.

сти 30-50 м. Они залегают субпараллельно контакту массива и по составу не отличаются от мусковитизированных нефелиновых сиенитов, слагающих коническую интрузию второй фазы алданского комплекса в центральной части вулcano-плутона. Немногочисленные дайки эгириновых сиенит-порфиров выявлены в верховьях Юкунгры. Единичны дайки шонкинит-порфиров ($\text{ЕвпJ}_3\text{a}_2$), проявленные только в Ыллымахском узле.

Для щелочных сиенитов характерен интенсивный калиевый метасоматоз на заключительных стадиях становления. Вмещающие породы подвергаются мощной (тела в верховьях Эльконкана создают ореолы на многие сотни метров) фенитизации (**f**). При этом породы фундамента вследствие новообразований калишпата (60-90%), эгирина (1-30%), кварца (1-25%), в меньшей мере карбонатов, альбита и др. приобретают облик сиенитоидов с гетерогранобластовыми и бластопорфировыми микроструктурами. В верхнеселигдарских сиенитах вблизи контакта неравномерно развиваются неправильных участки, зоны и жилы микрогранобластовых агрегатов альбит (1-10%) -эгирин (7-15%) -калишпатового (80-90%) состава с линзовидно-пятнистой (таблитчатые или неправильные выделения тех же минералов и реликтовые участки исходных пород) текстурой, обогащённые акцессорными минералами (до 10%). В самих щелочных сиенитах ограниченно развиты ортоклаз-мусковитовые автометасоматиты (**mu**). Ортоклаз и нефелин участками в различной степени замещены микроклином и мусковитом с образованием в предельных случаях серицитолитов. Эти участки могут вмещать золото-сульфидное оруденение.

Химический состав типичных разновидностей пород приведён в табл. 13, физические свойства – в табл. 14. Возраст эгириновых сиенит-порфиров в верховьях Эльконкана (руч. Кварцевый) К-Аг методом по породе оценен в $159 \pm 0,8$ млн. лет /207/.

Лебединский плутонический комплекс монцонит-сиенит-гранитовый объединяет мелкие штоки бесфойдовых сиенитоидов в Ыллымахском (массивы Весёлый, Власовский, Пика) и Джекондинском (массив Часовой) узлах, тяготеющие к предшествующим щелочным интрузиям. В массиве гольца Пика как будто намечается две фазы внедрения лебединских образований. Наиболее ранний лакколит шонки-

нитов-лаурвикитов алданского комплекса площадью 700×800 м, прорывающий силл Тростниковый верхнеселигдарских монцодиорит-порфиритов, содержит в центральной части шток 500×600 м нордмаркитов, отнесённых нами к первой фазе лебединского комплекса, и, в свою очередь, прорываемых вместе с алданскими породами подковообразным штоком авгит-роговообманковых кварцевых сиенитов второй фазы. Непосредственных рвущих соотношений не наблюдалось, но породы резко разграничены пространственно и не имеют постепенных переходов /229/. В южной части массива Пика шонкиниты секутся дайкой щелочных пикробазальтоидов тобукского комплекса, а кварцевые сиениты центральной части прорваны дайкой минетт.

Нордмаркиты первой фазы ($\xi J_3-K_1I_1$) представляют собой мелкозернистые породы с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой микроструктурой, сложенные (в %) микроклин-микропертитом (75-80), кварцем (7-12), роговой обманкой (0-15), эгирином (0-7), биотитом (0-3). Акцессории представлены рудным минералом, апатитом и сфеном. К первой фазе отнесены также шток авгитовых сиенитов, который на г. Власовском прорывает щелочные сиениты алданского комплекса, и выходы сиенитов вдоль восточного обрамления Ыллымахского вулcano-плутона. Состав пород колеблется в широких пределах: от темно-серых меланократовых сиенитов, микросиенитов и микромонцонитов, иногда порфировидных, до лейкократовых розовых кварцсодержащих и даже кварцевых сиенитов. Как правило, это мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, иногда порфировидные породы, имеющие гипидиоморфнозернистую, а в более меланократовых разностях - монцонитовую, редко пойкилитовую структуру. Они состоят преимущественно из ортоклаза (30-60%), кислого, реже среднего плагиоклаза (20-50%), кварца (2-10%, иногда отсутствует). Среди цветных минералов резко преобладает пироксен (как правило, авгит, реже совместно с диопсидом) (7-18%), иногда встречаются биотит и роговая обманка (в сумме не более 10%). Акцессорные минералы: сфен, магнетит и апатит.

Наиболее крупным представителем второй фазы является шток гольца Весёлый (800×1000 м), сложенный серыми мелкозернистыми массивными монцонитами ($\mu J_3-K_1I_2$) состава (в %): олигоклаз-андезин (до 30), ортоклаз (до 35), клинопироксен (до

25), биотит (7-8), в том числе развивающийся по пироксену. Аксессуары представлены магнетитом и апатитом. В монцонитах содержатся отторженцы ранних шонкинитов, вероятно, алданского комплекса, а вблизи восточного и северо-восточного контактов штока увеличивается содержание темноцветов и плагиоклаза, что приближает их по составу к монцодиоритам. Монцониты и микромонцониты второй фазы слагают штоки на водоразделе р.р. Лев. Ыллымах-Джекконда (г. Часовой). Породы имеют мелкозернистую, часто порфировидную структуру и состоят из плагиоклаза (андезин, олигоклаз) (30-50%), ортоклаза (20-35%), пироксена (диопсид, диопсид-авгит) (20-30%), биотита (1-10%), редко роговой обманки (0-7%). Иногда в количестве до 5% присутствует кварц. Аксессуары: магнетит, апатит. Структура пород монцонитовая, часто пойкилитовая. К лебединским условно отнесены единичные маломощные (первые метры) дайки сиенит-порфиров ($\xi\pi J_3-K_1 l_2$), непосредственно обрамляющие тела монцонитоидов.

С породами комплекса пространственно связано образование контактовых мраморов (**km**), кварцевых и полевошпатовых метасоматических жил и штокверков с сульфидной минерализацией, проявленных во вмещающих карбонатных отложениях чехла. Метасоматическая зональность скарнов выглядит следующим образом: околоскарновая порода, диопсид-флогопит-форстеритовый скарн, кальцифир, контактовый мрамор. Ширина ореолов изменённых пород достигает первых сотен метров.

Физические свойства пород приведены в табл. 14.

Лебединские образования на площади прорываются дайками колтыконского и нижнекураханского комплексов. Известные изотопные определения возраста лебединских сиенитоидов на территории смежного листа О-51-XVIII К-Аг методом по породе или полевым шпатам или амфиболу (18 определений) укладываются в интервал 131-154 млн. лет – в среднем около 140-142 млн. лет, что совпадает с единственной Rb-Sr датировкой по валовой пробе сиенит-порфира лебединского комплекса из Якокутского массива 140 ± 1 млн. лет /50/.

3.5.3. Раннемеловые магматические и метасоматические образования

Продукты раннемелового этапа интенсивно проявлены только в Рэдерги-Рябиновском и Ыллымахском узлах и очень ограниченно (единичные дайки) – в Джекондинском узле. Основная форма интрузивных тел этого этапа – субвертикальные дайки мощностью 1-5, редко – до 20 метров, группирующиеся в протяженные, секущие все геологические структуры, зоны преимущественно ССВ простирания. На водоразделе Элькона и Юкунгры с прилегающими участками раннемеловые дайки распространены в такой степени, что на карте оказалось возможным показать единичные тела из многих десятков и сотен. Гораздо реже встречаются пластовые интрузии. Контакты, как правило, резкие с незначительной фенитизацией пород фундамента или мраморизацией и окремнением пород чехла. Дайки не обнаруживают какой-либо зависимости от более крупных тел и расчленены на 4 самостоятельных магматических комплекса: тобукский, нижнекуранахский, колтыконский и эльконский.

В тобукском гипабиссальном комплексе щелочных пикробазальтоидов преобладают вязкие порфировые щелочные пикробазальтоиды ($T\beta K_1t$) (ранее на площади назывались авгититами), содержащие в тёмно-серой стекловатой массе (30-90% объёма, в среднем около 60) столбики чёрного авгита (20-35%). Остальные вкрапленники (оливин, магнетит, плагиоклаз) наблюдаются в незначительном количестве (в сумме – 3-6%). Бурое щелочное стекло содержит мельчайшие зёрна эгирина, магнетита, биотита. Акцессорные минералы – сфен и апатит. Эти породы образуют немногочисленные дайки мощностью 1-2 м и протяжённостью 200-700 м, в единичных местах секущие лебединские сиениты. Условно к этому же комплексу отнесены единичные, но довольно мощные (до 5-7 м) и протяжённые (до 800 м) дайки щелочных трахитов (TK_1t) – тёмно-серых порфировых пород, содержащих в тонкозернистой существенно калишпатовой основной массе (20-70% объёма) обильные чёрные столбики эгирин-авгита и белые овоиды (до 2 мм) псевдолейцита. В акцессорных количествах содержатся оливин, магнетит, апатит. Вследствие малой распространённости породы комплекса плохо изучены.

Нижнекуранахский гипабиссальный комплекс вогезит-минеттовый объединяет большую часть лампрофиров, а также структурно связанные с ними породы. Дайки минетт ($^m\chi K_1nk$) распространены ограниченно, прорывая на гольце Пика лебединские сиениты. Макроскопически это темно-серые мелко-, тонкозернистые порфировидные породы с вкрапленниками биотита и, в меньшем количестве, авгита. Структура существенно калишпатовой основной массы гипидиоморфнозернистая, иногда близка к бостонитовой. Аксессуары – магнетит, апатит. Изредка наблюдаются единичные дайки вогезитов. Дайки бостонитов ($^b\chi K_1nk$) пользуются большим распространением, но многие из них отнесены к комплексу условно. Макроскопически это порфировые или афировые породы с буровато-желтой тонкозернистой основной массой и разнообразными (в порфировых разностях) таблитчатыми вкрапленниками (не более 5-10% объема) ортоклаза. Основная масса имеет трахитовую или бостонитовую, иногда сферолитовую микроструктуру. В её составе преобладает ортоклаз (70-95%) с присутствием рудного минерала (до 30%), изредка – кварца или плагиоклаза (1-5%) и акцессорного апатита. Часто в бостонитах наблюдаются вторичные минералы – бурые окислы железа, хлорит, биотит, альбит и мусковит.

Мощность даек не превышает первых метров, протяженность изменяется от 100-300 м до 2,5 км. Химические составы типичных пород приведены в табл. 13, физические свойства – в табл. 14.

В бассейне руч. Лунный (лист О-51-ХVIII, в нескольких километрах от западной рамки площади) по пяти различным образцам минетт и вогезитов К-Аг методом по породе получены радиологические датировки, указывающие на возраст образования в интервале $131,8 \pm 4$ - $141 \pm 1,3$ млн. лет /207/.

Колтыконский гипабиссальный комплекс сиенит-порфировый ($\xi\pi K_1k$) объединяет дайки сиенит-порфиров, повсеместно распространенные в узлах магматизма. Мощность их составляет 1-5 м, а протяженность – 100-1000 м. Макроскопически это коричневатожелтые порфировые породы с размером вкрапленников (15-25% объема породы) 3-5 мм. В них преобладают сильно пелитизированный ортоклаз и серицитизированный андезин при возможном присутствии роговой обманки и, редко, авгита. Мелкозернистая основная масса существенно ортоклазовая (ортоклаз 70%,

плагиоклаз 30%). В количестве менее 1% могут присутствовать кварц и рудный минерал. Часть бостонитов, отнесённых к нижнекуранахским, может принадлежать этому комплексу. К нему же отнесены редкие маломощные (0,5-1,5 м) дайки трахитов в бассейне р. Юкунгра.

Колтыконские дайки пересекаются дайками грорудитов эльконского комплекса. Но известны и единичные пересечения грорудитов лейкократовыми сиенит-порфирами /8/. На смежных листах по валовым пробам сиенит-порфиров комплекса К-Аг методом получены (по константам 1964 г.) изотопные возрасты 134 ± 4 (район пос. Лебединый, лист О-51-ХVIII) и 137 ± 3 (р. Алдан в районе о. Байонай, лист О-51-ХII).

Эльконский гипабиссальный комплекс щелочносиенит-щелочногранитовый объединяет продукты самого молодого щелочносиенит-гранитового магматизма: сельвсбергиты, тингуаиты, грорудиты, эгириновые сиенит-порфиры и эгириновые бостониты. Они обычно наблюдаются совместно в форме даек и жил мощностью от долей метра до 15-20 метров самой разнообразной ориентировки, в т. ч. пологозалегающих, и чрезвычайно широко распространены в Рябиновско-Рэдергинском узле (петротипическая местность), гораздо слабее – в Ыллымахском. Максимальная протяжённость тел не превышает двух километров.

Наиболее распространены сельвсбергиты (sK_{1e}) – серо-зелёные порфировые, реже афировые породы с флюидалльной текстурой и переменным количеством вкрапленников (0-60%) анортоклаза и альбита с участием эгирина и эгирин-авгита. Тонкозернистая микролитовая или трахитоидная основная масса сложена теми же минералами. Часто эгириновые иголки образуют тончайшие агрегаты в виде густого войлока, характерные и для других пород комплекса. Акцессорные минералы: апатит и сфен, реже встречаются циркон, бурый гранат, флюорит, пирит, титаномагнетит, очень редки – барит, лампрофиллит, анатаз.

Тингуаиты ($\phi\epsilon\lambda K_{1e}$) формируют дайкообразное тело длиной до 800 м и шириной 50-120 м на северо-восточной границе Ыллымахского вулканоплутона, непосредственно на восточном контакте вулканогенной толщи. Это породы светло-серого до темно-зеленого цвета, имеющие неравномернозернистую порфировую

структуру и массивную текстуру. Вкрапленники (до 25 %) представлены калиевым полевым шпатом, эгирин-авгитом. Мелкозернистая основная масса имеет трахитовую структуру и состоит из калиевого полевого шпата, альбита, а также в различной степени серицитизированного нефелина (10-15%), эгирина, биотита. Из аксессуаров обычны сфен и апатит. В Рэдергинско-Рябиновском узле изредка встречаются псевдолейцитовые и цеолитовые разновидности.

Эгириновые сиенит-порфиры ($E\tilde{\xi}лK_{1e}$) – зеленовато-светло-серые породы с вкрапленниками альбитизированного анортоклаза (40-60%) и эгирина (7-15%). Основная тонкозернистая масса состоит из калинатрового полевого шпата (80%), эгирина (10%), кварца (около 5%) и аксессуаров (1-3%), представленных сфеном, апатитом, редко магнетитом, цирконом, гранатом и флюоритом. Эгириновые бостониты отличаются незначительным количеством вкрапленников, представленных только калишпатом, и лейкократовостью (эгирина не более 8%).

Грорудиты ($E\gamma лK_{1e}$) образуют единичные крутопадающие дайки и жилы в вершине Эльконкана и Элькона. Они представляют собой светло-зелёные тонкозернистые породы с едва различимыми вкрапленниками калишпата (30-40%), эгирина (10-30%) и кварца (25-40%). Основная альбит-калишпат-кварцевая масса (около 20%) содержит эгириновый «войлок» и разнообразные аксессуары – апатит, сфен, флюорит, титаномagnetит, галенит.

Петрохимические составы некоторых пород приведены в табл. 13, физические свойства пород – в табл. 14.

Наблюдались многочисленные пересечения эльконскими дайками всех мезозойских образований. Наблюдения обратных соотношений редки и сомнительны. В истоках Эльконкана К-Ar методом по породе определены возрасты (в млн. лет) тингуаитов ($132,6 \pm 1,5$) и эгириновых сиенит-порфиров (135 ± 1) /207/.

3.5.4. Метасоматиты нерасчленённые

Синхронно с мезозойским магмогенезом в СЗ части площади (на территории Эльконского горста) неравномерно (на отдельных участках – интенсивно) проявлен

щелочно-калиевый метасоматоз (гумбеитизация), не имеющий явной связи с каким-либо отдельным магматическим комплексом (или комплексами). На территории смежного листа О-52-VII продукты щелочно-калиевого метасоматоза выделены в самостоятельный курунгский комплекс калишпатовых метасоматитов. Установлена приуроченность этих метасоматитов как к омоложенным древним зонам бластомилонитов, так и к собственно мезозойским разломам. В аллюмосиликатной среде (в породах фундамента) гумбеиты* локализуются преимущественно в крутопадающих тектонических швах древнего заложения, активизированных в мезозое, или, реже, в собственно мезозойских разломах. Здесь гумбеиты входят в состав многостадийных метасоматитов сложного состава (**mt**), образуя сильно уплощённые тела с переменной мощностью до первых десятков метров, вытянутые по простиранию и падению зон разломов на километры. В поперечном сечении тела гумбеитов обнаруживают центральносимметричную зональность, определяемую степенью механических преобразований пород: наиболее раздробленные осевые части зон разломов совпадают с ореолами наиболее полнопроявленных метасоматитов. Выявлена следующая метасоматическая зональность: неизменённые алюмосиликатные породы фундамента – внешняя зона (сохранность текстур и минеральных реликтов исходных пород; новообразованные кварц, альбит, микроклин, карбонат, пирит, серицит слагают различно ориентированные прожилки) – промежуточная зона (реликты исходных минералов в полностью замещённом новообразованными ортоклазом, карбонатом, пиритом, кварцем объёме пород; появление характерной жёлто-бурой окраски) – внутренняя зона (плотные тёмно-серые тонкозернистые полнопроявленные пирит-кварц-оортоклазовые метасоматиты) /40/. В подчиненном количестве в любой зоне могут быть карбонаты (анкерит, кальцит, доломит), альбит, арсенопирит, флюорит, гидрослюда (преимущественно серицит), хлорит, магнетит и то или иное количество реликтовых минералов субстрата.

* Эти метасоматиты не являются настоящими гумбеитами, как известно, породами существенно кварцевыми. Образования курунгского комплекса настолько своеобразны и широко распространены в регионе, что заслуживают, по мнению Г.Н. Пилипенко (МГГА), выделения в самостоятельный формационный вид метасоматитов – элькониты (по Эльконскому горсту, где они были выявлены впервые). В ЦАРе их наименование – гумбеиты – сложилось исторически; оно условно и временно, до опубликования и введения в геологическую практику собственного наименования.

В гумбеитах установлены повышенные концентрации золота, сурьмы, цинка, теллура, свинца, меди, мышьяка, вольфрама, молибдена, серебра, что определяет их металлогеническую специализацию. На площади в тесной ассоциации с гумбеитами проявилось урановое и молибденовое оруденение, локализованное в линейных (приразломных) зонах гумбеитизации Эльконского горста в породах кристаллического фундамента, к которым приурочены также дайки лампрофиров. Урановое оруденение представлено пирит-браннеритовой минеральной ассоциацией, выступающей в виде цемента в микробрекчиях по гумбеитам. Молибденитовая минерализация накладывается на браннеритовую или развивается по безрудным гумбеитам, формируя собственно браннерит-молибденитовую и брукит-молибденитовую минеральные ассоциации. Зоны гумбеитизации Эльконского горста, кроме того, на всем протяжении и на всех интервалах изученных глубин золотоносны. На отдельных участках концентрация золота достигает промышленных значений.

4. Тектоника

Площадь листа расположена на севере Алданского щита, а именно в его наиболее метаморфизованной центральной части – Алданской гранулитогнейсовой области. Около 5% площади перекрыто разобщёнными останцами субгоризонтальной плиты отложений платформенного чехла, образующих Среднеленскую моноклизу. Территория охвачена процессами эпиплатформенной тектоно-магматической активизации и включает небольшую часть Центрально-Алданского ареала щелочных интрузий.

В тектоническом строении площади отчётливо выявляются четыре разновозрастных структурных этажа: 1) раннедокембрийский сложнодислоцированный фундамент; 2) венд-раннекембрийский платформенный чехол; 3) мезозойские структуры тектоно-магматической активизации; 4) кайнозойские неотектонические структуры. Этажи неравноценны по объёму объединяемых ими горных пород, длительности и сложности развития, минерагенической значимости. Все упомянутые параметры, кроме минерагенического, по мере омоложения уменьшаются (мезозойский этаж резко выделяется своим минерагеническим потенциалом). Мезозойские преобразования структур фундамента и чехла будут рассмотрены вместе с собственно мезозойскими структурами.

4.1. Структуры кристаллического фундамента

Поверхность фундамента полого падает на север, имея абс.отм. 1150 м на юге листа и –750-800 м на – севере. На молодом Эльконском горсте в СЗ части площади абс.отм. достигают 1450 м. Фундамент сложен сложнодислоцированными супракрустальными породами, регионально метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях, и разнообразными интрузивными и ультраметагенными породами, часть из которых также метаморфизована. Фундамент существенно различается по многим признакам и разделен на два района: в архее – на Центрально-Алданский и Восточно-Алданский районы Алданской гранулитогнейсовой области, представленные соответственно Нимырской и Джелтулинской площадями, в раннем протее-

розое – на Амгино-Алданский и Тимптоно-Учурский Алдано-Учурской области /211/. В пределах территории листа контуры архейских и раннепротерозойских районов совпадают, поэтому ниже для краткости используются наименования архейских районов. В самые последние годы предложено тектоническое районирование Алдано-Станового щита на основе террейнового анализа, в терминах которого Нимнырская площадь обозначена как Нимнырский гранулит-ортогнейсовый террейн, а Желтулинская площадь вместе с прилегающими зонами Иджеко-Нуямского и Тыркандинского разломов – как Тыркандинская зона тектонического меланжа /92, 96/.

Центрально-Алданский район на площади представляет собой восточную часть Нижне-Тимптонской антиклинальной структуры (купола), подвергшейся на отдельных участках детальному структурному изучению. В её пределах супракрустальные породы смяты системой субпараллельных базисных складок /106, 225/ (показаны на тектонической схеме), дугообразно облекающих с востока ядерную часть купола, и, в свою очередь, осложнённых подобными складками нескольких более высоких порядков. Систему складок СВ периферии купола иногда продолжают выделять, вслед за работами Ю.К. Дзевановского 1950-х г.г., как Эльконский антиклинорий. Восточную часть Нижне-Тимптонской антиклинальной структуры, расположенную между ядром и Иджеко-Нуямской зоной разломов, предложено трактовать, как Ыллымахский антиклинорий /29/. Почти все базисные складки имеют сходное строение. В ядерных частях антиклиналей обнажаются породы верхнеалданской серии или нижних частей разреза фёдоровской серии, а в ядерных частях синклиналей – фёдоровские породы. Мы сохранили авторские наименования основных складчатых структур /22, 142, 177, 229/, несколько уточнив местоположение их осевых плоскостей. Вдоль поперечного складчатости Ыллымахского разлома, имеющего сдвиговую компоненту, а также в ареале Якут-Ыллымахского поля гранитизации корреляция базисных складок становится неоднозначной. В этих случаях мы сохранили различные (авторские) наименования для частей как будто единых складок, разделённых полем гранитизации и (или) разломом (например, Юкунгринская и Тюнгеринская синклинали).

Для большей части складок установлены субгоризонтальная ориентировка шарниров и запрокинутость осевых плоскостей в ЮЗ или на З румбах с пологими (20-30°) падениями СВ или В крыльев и более крутыми (60-85°) – ЮЗ и З крыльев /22, 32, 35/. По мере продвижения от центральной части Нижне-Тимптонского купола к Иджеко-Нуямской зоне разломов наблюдаются следующие изменения характера складчатости, происходящие постепенно и совместно: простирание приближается к параллельному зоне разломов; усиливается сжатость и линейность складок; углы падения осевых плоскостей выполаживаются от обычных 60-80° до 25-30°. Менее ясно проявлена поперечная складчатость, вызывающая пологие погружения-воздымания шарниров базисных складок. Принимая во внимание установленную синхронность: становления Нижне-Тимптонского купола, окаймляющих его пикативных структур и основного объёма ультраметагенных гранитоидов /32, 35/, можно полагать, что деформация шарниров может быть вызвана воздействием как интрузивных и ультраметагенных раннепротерозойских гранитоидов, так и разломов. Например, дружное погружение на З шарниров всех складок на водоразделе Юкунгры, Холодной и Курунга, пространственно совпадающее с субмеридиональным градиентом гравиполя, вероятнее всего, связано с разломом, не проявленным на дневном срезе динамометаморфитами. Изменения простираний, искажающие общий рисунок дугообразного облекания купола, происходят, как правило, единообразно для группы сближенных складок и вызваны, вероятнее всего, соскладчатými разломами. Такая связь при взгляде на геологическую карту очевидна для Ыллымахского разлома и ряда более мелких безымянных. Резкая смена простираний, наблюдаемая вблизи северной рамки, тоже вызвана серией сближенных субширотных разломов, проявленных и в магнитном, и в гравитационном полях, но показанных на карте фрагментарно, там, где разломы отчётливо проявлены на поверхности. Подобные разломы, не наблюдаемые непосредственно, а обнаруживающие себя при анализе всех данных, давно выделялись в районе, как скрытые /67/.

Закартированные структуры фиксируют заключительные стадии длительного и сложного процесса становления купола. Им предшествовало не менее двух генераций ранних складок. В начале крупномасштабного изучения района некоторыми

геологами предполагалось срезание субмеридиональными складками широтных простираций в южной части структуры и существовало альтернативное представление о формировании складчатости за счёт деформации толщ при перемещениях погребённых блоков основания /28/. Однако, большинство исследователей полагают, что образование купола связано с гравитационным всплыванием гранитоидных масс при значительном участии процессов магматической ремобилизации корового материала /35, 88, 95/. При этом отмечается активное взаимодействие со структурами Сутамского синклинория, выраженное, кроме вышеупомянутого изменения морфологии складок, во всё большей приподнятости блоков по мере приближения к синклинорию /32/. Таким образом, в формировании складчатой структуры площади основное значение имели с одной стороны, распирающее воздействие растущего купола, а с другой – давление с востока со стороны Сутамского синклинория при горизонтальной ориентировке осей деформаций, перпендикулярных простираанию складчатости. В современном срезе обнажено глубокое сечение купола.

Почти все крупные разломы площади были выделены и названы в процессе крупномасштабных съёмок /142, 229/. Они представляют собой системы сопряжённых субпараллельных, часто кулисообразных разрывных нарушений различного ранга. Мощности отдельных дизъюнктивов (зон сплошных динамометаморфитов – бластокатаклазитов, бластомилонитов, участков повышенной трещиноватости и рассланцевания и т.п.) составляют от первых метров до 50 м при протяжённости в многие сотни метров и километры. Морфокинематически подавляющее большинство отдельных разломов являются субвертикальными (редко с падениями 60-80°) сбросами или взбросами в нередкой комбинации со сдвигами. Они группируются в зоны разломов мощностью до 1-1,5 км (обычно первые сотни метров), осевые части которых и показаны на карте, как отдельные разломы. Вдоль разломов, сопровождаемых наиболее мощными зонами динамометаморфитов, последние показаны соответствующим крапом. Амплитуды смещений по зонам разломов складываются из однонаправленных смещений по отдельным дизъюнктивам зоны и достигают десятков и сотен метров, а в предельных случаях, по-видимому, и первых километров. На площади все крупные разломы относятся к разломам древнего заложения, активизи-

рованным в мезозойское время /142, 229/. Наблюдается определяющая роль разломов диагональной системы при существенном влиянии разломов субширотной и субмеридиональной ориентировок, образующих ортогональную систему. При этом ортогональные разломы, заложившиеся в целом раньше других /142, 193, 216/, в меньшей степени испытали воздействие мезозойской активизации. Наблюдается лучшая проявленность ортогональных разломов в магнитном поле, а диагональных – в гравитационном /193/.

Из диагональных разломов, кроме Иджеко-Нуямской зоны, наибольшее значение имеют Ыллымахский, Эмельджакский, Юкунгринский разломы и имеющие с ними сходное строение Юхухтинский, Амбурдакский, Сеймский разломы.

Зона Ыллымахского разлома охватывает своим влиянием мощные (до 10 км) и протяжённые участки фундамента. Признаки активности в этой зоне фиксируются на всех этапах развития: влияние на ориентировку раннепротерозойской складчатости и размещение тел ультраметагенных гранитоидов, приуроченность к ней позднепротерозойской трещинно-раздвиговой зоны с долеритовыми дайками, ограничение с ЮВ мезозойского Центрально-Алданского магмотектоногена (юго-восточнее разлома мезозойские магматиты отсутствуют) и мезо-кайнозойского Эльконского горста. Намечается разнонаправленность смещений по Ыллымахскому разлому: в раннем протерозое (?) происходил правосторонний сдвиг тел метасиенитов и всей Иджеко-Нуямской зоны разломов с амплитудой до двух км, а в мезо-кайнозое и до настоящего времени /37/ преобладали напряжения, вызывающие левосторонние сдвиги (срезание отложений платформенного чехла). В то же время отчётливо выявляется смещение Ыллымахской зоны последними фазами движений по Юкунгринскому и Амбурдакскому разломам. Зона разломов проявлена в геофизических полях градиентами и линейными зонами минимума Δg , линейными минимумами и градиентами ΔT , сменой типов магнитного поля; в южной половине площади вдоль зоны проходит контрастная граница двух блоков в гамма-спектрометрических полях, служащая одновременно северо-западным ограничением Алексеевского пенеплена.

Эмельджакский разлом, контролирующий размещение антиформ фундамента и тел каменковских лейкогранитов, начинает серию ступенчатых взбрасываний ЮЗ

крыльев всех разломов СЗ простирания, ограничивающих с СВ Эльконский горст, и служит СВ границей распространения мезозойских магматитов. Южнее Ыллымахской зоны разлом утрачивает контрастность проявления и по геологическим, и по геофизическим данным. К этой же системе разломов относятся зоны Южная, Сохолоохская, Северная и ряд параллельных им разрывных структур, трассируемых зонами бластомилонитов и кварц-полевошпатовых метасоматитов. Их фрагменты детально изучены при разведке месторождений Эльконского урановорудного района. При общем субвертикальном залегании участками эти зоны падают на ЮЗ под углами 55-80°. Минеральные парагенезисы бластомилонитов и бластокатаклазитов зон древних разломов района указывают на их формирование в условиях амфиболитовой фации метаморфизма /40/.

Юкунгринский разлом наиболее ярко из всех дизъюнктивов площади проявлен на АФМ, что указывает на его активную современную жизнь (на его поднятом СВ крыле фиксируются максимальные абс.отм. площади). В то же время, на всём протяжении он трассируется зонами бластокатаклазитов и бластомилонитов и вместе с Юхухтинским разломом контролирует размещение позднепротерозойского трещинно-раздвигового пояса. Ширина воздействия разлома, включая оперяющие разрывы, по оценке /142/ достигает 5 км. В магнитном поле разлом создаёт участки нарушения корреляции изолиний, вызывает смены типов поля. В гравитационном поле ему соответствуют участки изгибов изолиний (градиенты), нарушения корреляции аномалий, причем по анализу карт трансформант можно предположить на глубине падения разломной зоны на юго-запад. В гамма-поле разлом является границей контрастных аномалий.

Перед краткой характеристикой ортогональных разломов следует отметить, что крайний запад листов О-52-VII, О-52-XIII и восток листа О-51-XVIII находятся в зоне гравитационного градиента субмеридионального простирания, являющегося восточным обрамлением крупной надпорядковой структуры коромантийного заложения – Якокутского гравитационного минимума. По результатам интерпретации гравитационного поля /213/ эта зона представляет собой ступенчатый сброс, разбитый поперечными разломами на отдельные «клавиши», что, возможно, объясняет, поче-

му в магнитном поле эта крупная структура отражается лишь фрагментарно, а на дневном срезе не имеет ясного выражения. Выше уже указывалась приуроченность к этому скрытому разлому на водоразделе верховьев Курунга, Холодной и Юкунгры погружений шарниров складчатых структур. А.В. Савицкий описывает его, как Центральный разлом, разделяющей Эльконский горст на две различные по геологическому строению и по характеру физических полей части /193/. Далее на юг наблюдается смещение отождествляемой с ним границы Якоутского гравитационного минимума по Юкунгринскому разлому на 2-3 км восточнее. Ещё южнее рассматриваемая зона трассируется на Ыллымахский вулcano-плутон, проявляясь фрагментами, иногда ограничивающими выходы пород чехла.

Из других субмеридиональных разломов наиболее проявлен зоной шириной 2-4 км, преимущественно в геофизических полях, разлом в восточной части листа, показанный фрагментарно. К нему приурочены отдельные участки долин руч. Лакус, среднего течения р. Тюнгер, р. Кудулах, руч. Встречный. Вдоль зоны разлома наблюдается нарушение простирания изолиний гравитационного поля, нарушение корреляции аномалий и смена типов магнитного поля, от долины Кудулаха (пересечение с субширотным разломом) и далее на юг за рамку карты – мощная полосовая аномалия тория, сходная с АГСМ-аномалией в зоне Иджеко-Нуямского разлома.

Среди субширотных разломов наиболее интересны разломы Эльконского горста, близкие по своим параметрам (кроме протяжённости) и геологическому строению основным разломам северо-западного простирания. Упомянутый выше субширотный скрытый разлом, вызвавший изменение простираний складчатых структур, прослежен с территории листа О-51-ХVIII через водораздел истоков Элькона и Юкунгры (Верхнекурунгский разлом по /193/) и далее к востоку до пересечения с Иджеко-Нуямской зоной разломов, как довольно четкая, линейная северная граница широтной зоны мозаичного знакопеременного магнитного поля.

Все вышеописанные разломы по своим параметрам – протяженность в десятки километров, глубина заложения не менее 2-5 км – относятся к региональным разломам I и II порядка.

Восточно-Алданский район в структурном отношении представляет собой фрагмент краевой западной части Сутамского синклинория. Впрочем, вопрос о знаке этой региональной структуры, прослеженной через весь щит вплоть до Становой области, остаётся дискуссионным. В работах сотрудников ИГГД РАН она характеризуется, как Гонамо-Сутамский антиклинорий /36/. Степень обнажённости и изученности Восточно-Алданского района на площади позволяет только предполагать, что в моноклинально (?) падающей в ВСВ румбах толще пород желтулинской серии широко развиты пакеты сжатых изоклинальных линейных складок различных порядков, сопровождаемые мелкими складками волочения.

Зона Иджеко-Нуяского разлома служит границей Центрально-Алданского (в раннем протерозое – Амгино-Алданского) и Восточно-Алданского (в раннем протерозое – Тимптоно-Учурского) районов. Она насыщена (особенно в восточной части) линейными телами ультраметагенных и интрузивных гранитоидов, среди которых преобладают метасиениты р. Бердигес, локализованные в основном в этой структуре. На все породы наложена серия сближенных параллельных сложноустроенных зон бластомилонитов и бластокатаклазитов СЗ простирания мощностью в несколько сотен метров каждая, разобщённых линзовидными участками соразмерной мощности сравнительно менее тектонизированных пород. Принадлежность пород к тектонитам часто выявлялась только при микроскопическом изучении. При крупномасштабной съёмке в 1960-е гг. только на этом участке в породах улунчинской и иджакской свит (в современной номенклатуре стратонов – сутамской и нимнырской свит соответственно) отмечалось широкое развитие «гранулитов» с характерным линзовидно-струйчатым распределением кварца /229/. Суммарная ширина полосы динамометаморфитов достигает 5-6 км. Она ограничена нами Скальным и Иджакским разломами, проведёнными в осевых частях максимального развития динамометаморфитов, но на местности последние распространены с меньшей интенсивностью проявления ещё шире. В целом ориентировки любой директивности (кристаллизационной сланцеватости, мигматитовой полосчатости, гнейсоватости гранитоидов, бластеза) в породах как зоны разломов, так и прилегающих участков разделяемых ею районов, одинаковы и указывают на СВ падение зоны под углами 30-50°.

Это находится в соответствии с результатами моделирования по гравитационному полю глубинного строения всей полосы между Иджеко-Нуямской и Тыркандинскй зонами разломов /94/. Но надо отметить, что на водоразделе Ивановки и Бол. Ылымаха наблюдалось наложение кристаллизационной сланцеватости, соответствующей простирацию разлома, на раннюю метаморфическую полосчатость /229/. Вследствие перекристаллизации всего объёма древних тектонитов зона разломов тесно впаяна в разделяемые ею породы Нимнырской и Желтулинской площадей и её картирование неочевидно. В магнитном поле зона создаёт область шириной до 8 км сближенных узких вытянутых отрицательных аномалий, имеющую линейные, резко градиентальные границы и общее среднее понижение поля на 600-700 нТл и более. По гравиразведке она выделяется линейным минимумом, осложненным локальными отрицательными аномалиями. В гамма-поле ей соответствуют интенсивные линейные аномалии по всем компонентам (а ярче всего – по торию). Зона разломов в геофизических полях и по геологическим данным прослеживается за границы листа как на севере, так и на востоке. Наблюдаемые соотношения пород позволяют предполагать заложение зоны разлома до завершения ультраметаморфизма и складчатости пород нимнырской и сутамской свит и продолжение интенсивных эндогенных процессов в её пределах по меньшей мере до завершения формирования пород скального комплекса. По совокупности признаков Иджеко-Нуямскую зону разломов следует относить к категории шовных структур.

4.2. Структуры платформенного чехла

К платформенным структурам кроме карбонатных отложений венда-нижнего кембрия, принадлежащих к крайней южной части Среднеленской моноклизы, относятся долеритовые дайки двух разновозрастных генераций, из которых предполагаемые среднепалеозойские дайки самостоятельных структур не образуют.

Рифейские долеритовые дайки выполняют рассеянные трещины растяжения преимущественно СЗ и СВ простираний в породах фундамента на всей площади его выходов. Отчётливо выделяется два диагональных пояса концентрации даек шири-

ной по 10-12 км, в первом приближении соответствующих местоположению Ыллы-махской зоны разломов и системы Юкунгринского и Юхухтинского разломов. Пояса выделены нами, как позднепротерозойские трещинно-раздвиговые зоны. В южной части листа намечается ещё три небольших диагональных пояса шириной по 2-3 км. Их западное продолжение, трассируемое на Томмотский вулcano-плутон, перекрыто молодыми отложениями.

Породы платформенного чехла, очевидно, некогда составлявшие единую субгоризонтальную плиту, сейчас образуют серию разобщенных денудацией останцовых выходов площадью до нескольких десятков кв. км. Большой частью сохранившиеся фрагменты платформенного чехла разбиты вертикальными смещениями на блоки с различной глубиной залегания фундамента, не превышающей 200-210 м. Подавляющая, если не вся, часть смещений произошла в позднеюрскую и раннемеловую эпохи. Все немногочисленные локальные нарушения горизонтального залегания пород карбонатного чехла являются следствием этих смещений или внедрения мезозойских магматических тел.

4.3. Структуры мезозойской активизации

В мезозое жесткие структуры древней платформы были на отдельных участках существенно деформированы и перестроены с одновременным образованием новых структур. Процессы тектоно-магматической активизации проявились неравномерно, концентрируясь в СЗ и З частях площади.

В региональном плане контур листа охватывает крайнюю юго-восточную часть мезозойской структуры 1-го порядка – Центрально-Алданского сводово-купольного поднятия (по /26/) – включающей ареал щелочных интрузий и имеющей аномальное глубинное строение. В гравитационном поле эта структура выражается зоной разуплотнения субмеридиональной ориентировки (Якутский гравитационный минимум с максимальной амплитудой до 38 мГал), интерпретируемой, как магматический очаг с глубиной залегания 14-22 км /1, 2, 3, 113/. По данным сейсморазведки мощность земной коры составляет 36-38 км в пределах структуры и 39-41 км – на её

флангах, а локальный подъем границ Конрада и Мохо достигает 1-3 км /9, 201/. В пределах структуры установлена высокоомная воронка, уходящая корнями в мантию /3, 224/. После анализа широкого комплекса данных: геофизические материалы о глубинном строении, морфоструктурный план территории, рельеф поверхности фундамента, закономерности размещения мезозойских магматических тел, разрывных нарушений и оруденения – Е.П. Максимов с соавторами пришли к выводу, что Центральнo-Алданский ареал щелочных интрузий представляет собой мезозойскую орогенную структуру центрального типа, обладающую радиально-концентрическим внутренним строением. Эта структура получила название Центральнo-Алданский магмотектоноген /66/. В плане он представляет собой овоид до 120 км в поперечнике, разделённый радиальными и дугообразными разломами на секториальные блоки, с эпицентром в северо-западной части Эльконского горста.

На крайнем СЗ территории листа расположена часть ядра магмотектоногена, приуроченная к Юкунгринскому разлому – концентрическая морфоструктура, от которой радиально расходятся: речные долины, разрывные нарушения, блоковые структуры (на листе – Эльконский горст). На юге входящей в контур листа части магмотектоногена расположен Томмотский вулcano-плутон, представляющий собой магмотектоноген более высокого порядка. Внутри и по периферии этих двух эпицентров мезозойской активизации на площади имеют место элементы и концентрического, и радиального строения, в т.ч. и в размещении и ориентировке мезозойских магматических тел.

Мезозойские структуры по значимости можно подразделить следующим образом: 1) блоковые структуры и ограничивающие их разрывные нарушения; 2) магматогенные образования.

Мезозойский тектогенез наложился на уже существующую сетку древних разломов и вызвал активизацию большинства из них. Вследствие этого собственно мезозойские дизъюнктивы уверенно выделяются только в оперении крупных разломов и по периферии некоторых крупных магматических тел, проявляясь хрупкими деформациями без высокотемпературной перекристаллизации пород. Но в основном разрядка возникавших напряжений происходила вдоль зон древних бластомилони-

тов, резко анизотропных по упругим свойствам. К этим же зонам большей частью приурочены низкотемпературные метасоматиты и гидротермалиты, в т.ч. рудоносные гумбеиты. Омоложение раннедокембрийских разломов района в мезозое детально изучалось В.И. Казанским /40, 42/.

Наиболее уверенно мезозойская компонента выявляется в постпалеозойских высокоамплитудных смещениях по разломам с образованием блоковых структур различного знака. Для количественной оценки амплитуд смещений достоверным репером является подошва отложений платформенного чехла, которая к началу активизации, по-видимому, представляла собой практически единую плоскость.

Среди положительных структур резко выделяется Эльконский горст, ограниченный на площади активизированными в мезозое древними разломами: с СВ – Эмельджакским, с ЮЗ – Юхухтинским и с ЮВ – Ыллымахским. По наблюдаемому типу магнитного поля горст резко отличается от обрамляющих областей: мозаика мелких изометричных и овальных знакопеременных интенсивных аномалий на фоне аномалий более плавной рисовки в прилегающих блоках. По геоморфологическим признакам воздымание этой структуры продолжается и сейчас, вследствие чего большинство блоковых структур площади отнесено к мезо-кайнозойским при несомненно ведущей роли мезозойских перемещений. Находки реликтов платформенного чехла даже в центральной части горста на абс.отм. более 1100 м (водораздел ручьёв Распадистого и Пастбищного) /142/, в то время как на обрамлении горста подошва чехла находится на высотах около 800 м, указывают на очень молодой возраст последних воздыманий. Ограничивающие горст разломы в мезо-кайнозое представляли собой системы сближенных параллельных, иногда кулисообразных разрывов, вдоль которых ступенчато происходило относительное опускание блоков СВ и ЮЗ обрамления с суммарной амплитудой в несколько сотен метров (до 800 /205/). Так, Юкунгринский разлом является ЮЗ границей кайнозойского поднятия (вдоль него установлены амплитуды неотектонических вертикальных смещений до 300 м /142/), Юхухтинский – ЮЗ границей горста в целом, а характерный для горста рисунок магнитного поля простирается еще южнее, захватывая всю долину р. Джеконда и правый борт долины р. Юкунгры в приустьевой части. Мезозойскую активизацию

испытali и раннепротерозойские субширотные разломы. Молодые движения по ним вызвали дуго- и волнообразные изгибы основных рудоносных структур – зон Южной, Сохсолоохской и других. К участкам этих изгибов приурочены все мезозойские месторождения урана Эльконского района /193/.

Другим участком ярко выраженных блоковых движений является ареал пород венд-нижнекембрийского обрамления Верхне-Якутского грабена на левобережье Бол. Ыллымаха выше устья Джеконды. Значительная часть плиты платформенных отложений здесь расчленена или обрезана вертикальными блоковыми перемещениями различного знака. Судя по полному отсутствию юрских терригенных отложений преобладали процессы воздымания. Восточнее Ыллымахского вулканоплутона в вершине Тарынаха вдоль зоны Амбурдакского разлома блок фундамента размером 15×2 км выдвинут не менее чем на 130 м, расчленив плиту платформенных отложений своеобразным минигорстом. Смещения здесь предшествовали верхнеселигдарским интрузиям.

Мезозойские движения по разломам сопровождались образованием разнообразных тектонитов: какиритов, катаклазитов, тектонических брекчий, а также низкотемпературной гидротермально-метасоматической проработкой приразломных пород (начальные стадии пропилитизации, аргиллизации, гумбеитизации и т.п.). Нередко вдоль зон мезозойского омоложения разломов развиты линейные коры выветривания мощностью до 150 м /229/. По развитию гидротермалитов наличие мезозойского омоложения устанавливается и на тех участках разломов, где нет явных признаков молодых смещений.

Мезозойский магматизм имел циклический характер: установлена по меньшей мере трёхкратная смена субщелочного магматизма щелочным. Магматические образования сконцентрированы в трёх магматических узлах: Рябиновско-Редергинском, Ыллымахском и Джекондинском, не выходящих за пределы Якутского гравитационного минимума. Первый узел, пространственно совпадающий с Эльконской морфоструктурой (см. схему морфоструктурного районирования), соответствует наиболее насыщенной интрузивными телами центральной части магмотектоногена, по мере удаления от которой проявления магматизма затухают. В центральной части

узла предполагается существование нескрытого плутона, аналогичного крупным многофазным интрузивам Центрально-Алданского района /66/. Два других узла соответствуют крупным многофазным полиформационным вулкано-плутонам – Ыллымахскому и Джекондинскому – и попадают в контур листа своими восточными ограничениями. Незначительные проявления магматизма (и метасоматоза) за пределами узлов известны только в форме даек, внедрявшихся по активизированным разломам. Все мезозойские интрузивные породы представляют собой гипабиссальные образования, закристаллизованные на интервале глубин 0,5-1,5 км. Если и существовали породы, имевшие в момент формирования связь с дневной поверхностью, на горсте и в других местах они давно денудированы и сохранились только в кальдере Ыллымахского вулкано-плутона, опущенной по кольцевым разломам на несколько сотен метров.

Особенности изотопного и геохимического состава существенно калиевых пород Центрально-Алданского района указывают на вероятность мантийного их источника, что подтверждается присутствием слабодифференцированных разновидностей с высокими содержаниями Mg, Ni, Cr (некоторые щелочные пикробазальтоиды, псевдолейцититы) /50/. В то же время для некоторых мезозойских пород рассчитаны модельные возрасты источников в 1,5-2,3 млрд. лет /69/. Очевидно, процессы формирования магмотектоногена были чрезвычайно сложны. Предложена их двухстадийная модель, предусматривающая значительный разрыв во времени между формированием источников калиевых расплавов (метасоматоз мантии в раннем докембрии коровыми флюидами с неясным механизмом поступления последних) и магмообразованием /50/. Мезозойские магматизм и тектогенез в районе, вероятно, сопряжены с процессами замыкания прогибов, существовавших на месте современного Монголо-Охотского пояса, и последовательным возникновением на юге Восточно-Сибирского кратона обстановок активной континентальной окраины и коллизии /64, 80/. Эти процессы могли создать благоприятные условия для разогрева аномального участка мантии и пульсирующей миграции фронта магмообразования в нижние горизонты коры. Другой вариант объяснения циклического характера магматизма – неоднократное образование магмовыводящих разломов разной глубины

/50/ – в конечном итоге предполагает ту же причину, инициирующую магмообразование.

4.4. Неотектонические структуры

В неотектоническом отношении площадь представляет собой район преобладания относительных поднятий малой, а на Эльконском горсте – повышенной амплитуды. Кайнозойские образования в основном формируют вездесущий, но маломощный и дырявый плащ рыхлых терригенных отложений, редко образующих выраженные самостоятельные структуры. К последним относятся палеогеновые и неогеновые грабен-долины, фрагментарно сохранившиеся на участках локальных «клавишных» опусканий в виде аллювиальных отложений и элементов древних речных долин (грабен-долины Бол. и Прав. Ыллымахов, Бол. Неакуи). Реликты грабен-долин сохранились даже на Эльконском горсте (грабен-долины средних течений рек Русская, Холодная, Бол. Ыллымах /137/), где их формирование, по-видимому, происходило в виде узких микрограбенов, компенсирующих общее воздымание территории. Грабен-долины заполнялись мощными (по данным бурения спецпартий «Приленскгеологии» – до 70 м) аллювиальными отложениями, к настоящему времени в основном денудированными. Несмотря на то, что кайнозойские отложения отделены от мезозойских длительным среднеюрско-позднемеловым перерывом, они часто объединяются в единые структуры мезо-кайнозойской активизации. Однако, в отличие от мезозойских, кайнозойские структуры принадлежат образованиям восточного фланга Байкальской (Байкало-Становой) рифтовой области. Ей соответствует Байкало-Становой сейсмический пояс, представленный на территории Алданского щита своим восточным окончанием – Олёкмо-Становой сейсмической зоной. Последняя отличается от основной части рифтового пояса преобладанием условий горизонтальных субдолготных сжатий и гораздо меньшей сейсмичностью (количеством и магнитудами землетрясений) /15/. Площадь расположена на крайнем севере сейсмической зоны, вблизи границы с Ленской асейсмичной провинцией, и здесь возможны землетрясения интенсивностью не выше 4-5 баллов /37/.

5. История геологического развития

В истории геологического развития выделяется четыре этапа: доплатформенный (архей–ранний протерозой), платформенный (поздний протерозой–ранний мезозой), эпиплатформенной активизации (мезозой) и неотектонический (кайнозой).

Доплатформенный этап охватывает все геологические события, происходившие до конца раннего протерозоя, т.е. до 1,65 млрд. лет тому назад. Тектонические режимы этого времени, равно как и механизм формирования огромных объёмов континентальной коры во многом остаются неясными. Реконструкции исходного состава супракрустальных пород некоторым геологам не кажутся корректными из-за вероятной неизохимичности метаморфизма в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций и проблематичности существования в раннем докембрии аналогов фанерозойских осадочных и эффузивных пород. Пока нет и убедительных доказательств «работы» тектоники плит в раннем докембрии. Поэтому сосуществуют альтернативные представления как об истории развития раннего докембрия в целом, так и Алдано-Станового щита в частности.

Древнейшими образованиями площади являются супракрустальные толщи верхнеалданской серии и пространственно ассоциирующие с ней наиболее ранние плагиогранитоиды, часть из которых принадлежит не вычлененному нами инфракомплексу. Последний, вероятно, служил основанием для верхнеалданских вулканогенно-терригенных отложений: пелиты, аркозовые и кварцевые песчаники, андезиты, риолиты васильевской свиты; графитсодержащие граувакки, алевролиты, аргиллиты, аркозовые песчаники, малоглубинные базальтоиды толеитовой серии и туффиты основного состава нимырской свиты. Тектонический режим формирования зрелых дифференцированных осадков на самых ранних стадиях развития неясен и, вероятно, специфичен. Их наличие является наиболее весомым аргументом в пользу существования инфракомплекса. После самого первого из зафиксированных этапа складчатости и ультраметаморфизма /35, 54, 84/ Нимырская площадь представляла собой участок ранней кратонизации (Иенгрский литоплент /19, 30/, Алданский микроконтинент /10/, Нимырский террейн /92, 96/ и т.п.), который в дальнейшем под-

вергся сильнейшей переработке. Возраст его образования при существующей изученности возможно оценить только как не древнее 2,8 млрд. лет. С нимнырскими породами связаны месторождения и проявления графита.

Следующие по возрасту фёдоровские и джелтулинские образования представляют собой соответственно толщу метавулканитов щелочной серии (трахибазальты, трахиандезиты, латиты, трахиты и их туфы) с горизонтами известковистых пород (известняков, доломитов, мергелей) и толщу переслаивания толеитов и андезидацинтов щелочной и известково-щелочной серий с граувакками, алевролитами, аргиллитами, известково-глинистыми осадками. Они рассматриваются либо как продукты второй стадии развития Иенгрского литопланта с широким излиянием более глубоководных базальтоидов повышенной щёлочности /19, 30/, либо как островодужные образования /10/.

В последнем случае предполагается сближение в позднем архее (возможно, в раннем протерозое) Алданского и Учурского участков ранней кратонизации (микроконтинентов) с образованием зоны субдукции океанической коры под Алданский микроконтинент. Впрочем, о размерах и возрасте участков ранней консолидации на шите существуют и другие представления. Возможно, наиболее древними были гранит-зеленокаменные области с более молодыми краевыми гранулитовыми поясами (корневые части орогенных поясов?), фрагментами которых являлись Алданский и Учурский микроконтиненты. В этом варианте сближались гораздо более крупные массивы протоконтинентальной коры: Западно-Якутский и Восточно-Якутский протоконтиненты /96/. Но в любом случае происходило последовательное формирование двух островодужных систем.

Уже ранняя, фёдоровская островная дуга была энсиалической, с образованием на плагиогранитизированных породах верхнеалданской серии и инфракомплекса щелочных вулканитов фёдоровской серии. Породы медведевского комплекса, по-видимому, следует интерпретировать, как корневые части вулканических аппаратов или как комагматичные интрузии. Причина и механизм отмирания дуги и перехода её в складчатый пояс не ясны. В результате продолжающейся субдукции сформировалась параллельная ранней вторая, джелтулинская островная дуга, проявленная из-

вестково-щелочными и щелочными вулканитами джелтулинской серии. «Тектоническая эволюция завершилась коллизией Алданского микроконтинента, обрамлённого отмершими дугами, с Учурским микроконтинентом» /10, стр. 38/.

Коллизия сопровождалась причленением остоводужных образований (фёдоровская и джелтулинская серии) к протоконтиненту, тектоническим скупиванием, складчатостью, метаморфизмом и магматизмом (мариинские плагиограниты, бердигесские сиениты) и завершилась ультраметаморфизмом и интрузивным магматизмом (гранитоиды раннего протерозоя нерасчленённые и каменковские лейкограниты). На поздних стадиях магматизма сформировались месторождения флогопита и железа в фёдоровских породах. Предполагаемое перемещение фёдоровских образований в виде тектонических покровов на породы инфракомплекса и верхнеалданской серии /33, 84/ могло произойти только во время этой коллизии и только в ранние (доскладчатые) её фазы. Наблюдаемое пространственное размещение фёдоровских пород и степень сохранности стратиграфических соотношений делают предположение об их аллохтонном залегании маловероятным. Продукты поздней островной дуги и коллизии в современном дневном срезе локализованы между Иджеко-Нуямской и Тыркандинской зонами разломов, т.е. в региональной структуре, выделенной как Тыркандинская зона тектонического меланжа /92, 96/. Вероятные остоводужные и коллизионные процессы происходили в интервале 2200-2050 млн. лет.

Доплатформенный этап завершился расколами консолидированной коры, внедрением по ним и ранее существовавшим разломам даек абиссальных пород среднего состава (скальный комплекс), их метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации и приразломным кварц-ортоклазовым метасоматозом, бластомилонитизацией в зонах разломов. Завершающие процессы происходили в интервале 2050-1930 млн. лет /40, 44/. К концу этапа на площади была сформирована континентальная кора, близкая по всем параметрам современной. Дальнейшие два млрд. лет развития незначительно отразились на основном объёме пород и заключались, главным образом, в суммарной денудации верхней части коры на мощность в среднем 2-5 км (по разным оценкам).

Платформенный этап распадается на три стадии: 1) позднепротерозойскую (довендскую), 2) венд–среднекембрийскую, 3) среднепалеозойско–раннемезозойскую, охватывая интервал от 1650 до 230 млн. лет.

В довендскую стадию площадь была частью филократонной области протерозойского континента и подвергалась длительной денудации с формированием кор выветривания. Образование в среднем рифее долеритовых даек сиваглинского комплекса связано с заложением рифтовых систем к СВ и СЗ от площади. Позднее, к вендскому времени, вдоль них произошёл раскол протерозойского континента с образованием обширных участков континентального шельфа Верхоянской миogeоклинали – пассивной окраины Восточно-Сибирского континента – и началом крупнейшей в истории Сибири морской трансгрессии.

В венд-среднекембрийскую стадию площадь была частью этого мелководного эпиконтинентального морского бассейна. Осадконакопление, фиксирующее начало формирования осадочного чехла современного Алданского щита, началось в областях перикратонных опусканий и на площади, располагавшейся в присводовой части континентального поднятия, проявилось лишь в раннеустьюдомское время в связи с обширной и быстрой морской трансгрессией. Вскоре условия активной гидродинамической среды, в которых отлагалась базальная пачка усть-юдомских пород, сменились на условия спокойного теплого бассейна, где начала интенсивно развиваться органическая жизнь.

В среднекембрийско-раннемезозойскую стадию площадь входила в состав поднятой части Сибирского континента и подвергалась длительной эрозии с формированием площадных и линейных кор выветривания, к настоящему времени практически полностью денудированных. В позднем девоне в связи с заложением в 300 км к СВ от площади Вилуйской рифтовой системы образуются немногочисленные дайки долеритов.

Платформенное развитие прервалось в позднем триасе–раннем мелу началом высокоамплитудных (до 200-350 м) разнонаправленных блоковых подвижек. В это время начал формироваться Эльконский горст и на площади возникло низкогорье. В среднеюрское-раннемеловое время в западной части площади резко усилилась тек-

тоно-магматическая активность: произошло общее воздымание территории, сопряжённое с вулканизмом (образование Томмотского вулcano-плутона) и сложным циклическим интрузивным магматизмом (сиенит-порфировая, фергусит-щелочно-сиенитовая, монцонит-сиенитовая, вогезит-минеттовая, щелочно-гранитовая формации). В этот же этап образуется и основной объём регионально распространённых метасоматитов, с которыми связаны месторождения и проявления урана и золота. Конец мезозоя характеризуются тектонической стабильностью, денудацией верхних горизонтов коры (в среднем на мощность 300-400 м /11, 12/) и формированием позднемеловой поверхности выравнивания.

Этап эпиплатформенной активизации региона, вероятно, связан с приближением в мезозое Буреинского блока континентальной коры (в терминах террейнового анализа – Амурского супертеррейна) и возникновением на юге Восточно-Сибирского континента обстановок активной континентальной окраины, а со средней–поздней юры – и коллизии. При этом замыкание Монголо-Охотского океана и начало коллизионных процессов происходило не одновременно вдоль всей южной окраины, а постепенно перемещалось с запада на восток, завершаясь формированием эпиколлизионных вулcano-плутонических поясов /80/. Площадь находится на расстоянии более 400 км от сутуры и охватывает небольшую и наиболее удалённую часть тылового пояса щелочных магмопроявлений. Затруднительно соотнести конкретные эндогенные события на площади с какой-то стадией развития Монголо-Охотской складчатой системы /64/.

Неотектонический этап развития, хронологически совпадающий с кайнозоем, характеризуется чередованием периодов относительного покоя и тектонической активности. Последняя связана с процессами на восточном фланге Байкальской (Байкало-Становой) рифтовой области. В конце палеоцена–эоцене произошло общее воздымание территории, с максимальным поднятием отдельных участков Эльконского горста и образованием грабен-долин, в т.ч. Палеобыллымаха. В позднем эоцене–раннем олигоцене имела место тектоническая стабилизация. В условиях влажного субтропического климата на участках плоских водоразделов и окружающих их пологих склонов формировалась каолининовая кора выветривания (якокутская тол-

ща). Некоторое оживление тектонической активности во второй половине олигоцена с возобновлением поднятий отдельных участков Эльконского горста к началу плиоцена затухает. В середине плиоцена в условиях мягкого и влажного климата формировались педилены с развитой на них красноцветной и пестроцветной монтмориллонитовой корой выветривания (сиваглинская толща). В эоплейстоцене начался новый цикл тектонической активизации площади; к этому же времени относится и перестройка гидросети, заложившейся еще в палеогене. С кайнозойским этапом связаны месторождения строительных материалов и россыпи золота.

6. Геоморфология

В районе наблюдается большое разнообразие рельефа, что обусловлено различной интенсивностью поднятия неотектонических сводово-горстовых структур для разных частей площади листа и различием литолого-петрографического состава горных пород. Большую роль в рельефообразовании сыграли экзогенные процессы, обусловленные особенностями климатических, мерзлотных, гидрогеологических условий.

6.1. Геоморфологическое районирование

Район расположен в пределах Алданского плоскогорья, соответствующего северному крылу Алданского сводового поднятия. Он подразделяется на более мелкие элементы морфоструктурного районирования, соответствующие неотектоническим блоковым и сводово-блоковым структурам, отличающимся степенью интенсивности движений и особенностями рельефа.

В соответствии с этим выделены пять морфоструктур III-го порядка (геоморфологических районов): Эльконская, Бердигесская, Нимгеро-Ыллымахская, Верхне-Якутская и Ыллымахско-Неакуинская.

Эльконская морфоструктура расположена на северо-западе территории и представляет собой интенсивно поднимающийся неотектонический горст. В его пределах развит среднегорный значительно расчлененный рельеф (небольшие горные хребты с максимальной абсолютной высотой 1449 м) на раннедокембрийских метаморфических и мезозойских изверженных породах. Склоны хребтов крутые (20-40, до 50°), часто обрывистые и хорошо обнаженные. Выше границы леса широко развиты нагорные террасы. В центральной части морфоструктуры, в верховьях рек Элькона, Холодной, Юкунгры, сохранились нивальные ниши диаметром до 2,5 км, которые рядом исследователей [24] принимаются за древние кары, хотя коррелятных им ледниковых отложений в рассматриваемом районе не обнаружено. В преде-

лах рассматриваемой морфоструктуры наблюдается весьма интенсивный врез гидросети (до 800-1000 м).

Бердигесская и Верхне-Якокутская морфоструктуры расположены в северо-восточной и западной частях площади соответственно. Структуры представляют собой область слабо поднимающегося низкогорного рельефа, сформированного на горизонтально залегающих осадочных породах нижнего кембрия. Эта область расчленена на две части интенсивно поднимающимся Эльконским горстом. Увалистая возвышенная поверхность низкогорий с отдельными массивами низких столовых гор имеет абсолютные высоты 800 м на севере и 1100-1200 м – на западе. На водоразделах рек Русская, Бес-Юрях и р. Бол. Ыллымах, руч. Мал. Ыллымах «шапки» венд-нижнекембрийских доломитов часто венчают вершины водоразделов, сложенных раннедокембрийскими породами. Вершины таких высоток обычно плоские или слегка покатые, а склоны обрывистые, крутые и почти всегда симметричные. Местами на склонах водоразделов наблюдаются структурно-денудационные уступы, которые отмечаются как на контакте венд-кембрийских карбонатных пород с раннедокембрийскими, так и в толще карбонатных образований, что обусловлено селективной денудацией. Характерно широкое развитие карстовых форм, в основном карстовых воронок глубиной до 3-4 м и диаметром 4-6 м, до 20 м. Особенно много их на водоразделе Пр. Ыллымаха и р. Алексеевки, где вблизи гольцов отмечаются карстовые блюдца, воронки и западины (размеры последних достигают в поперечнике 150 м). Иногда встречаются участки со своеобразным всхолмленным микрорельефом, образующимся при заплывании и затем зарастании группы карстовых воронок (полюев).

Нимгеро-Ыллымахская морфоструктура (Алексеевский пенеплен) – плоскогорье между реками Прав. Ыллымах, Бол. Неакуя, Дес, представляющее собой слабо-всхолмленную цокольную равнину с широкими заболоченными водоразделами. Это пассивная неотектоническая блоковая (горстовая) структура, сложенная раннедокембрийскими гранитоидами, гнейсами и кристаллическими сланцами, а также венд-кембрийскими доломитами на крайнем западе, с развитой на них палеогеновой каолининовой корой выветривания. Характерно также заболачивание долин ручьев.

Ширина последних составляет до 3-4 км. Относительные превышения водоразделов над днищами долин не более 90 м. Повсеместная заболоченность поверхности равнинного рельефа обусловлена неглубоким залеганием многолетней мерзлоты и незначительным стоком воды. Ближе к местному базису эрозии однообразие рельефа поверхности выравнивания нарушается глубоко врезаемыми долинами нижних течений левых притоков Тимптона. Эти долины представляют собою узкие и глубокие (200-600 м) ущелья с крутыми склонами. Такой характер рельефа обусловлен стабильностью неотектонического блока, на котором он сформирован.

Ыллымахско-Неакуинская морфоструктура представляет собой высокое плоскогорье со значительно расчлененным рельефом на относительно активно поднимающихся неотектонических горстовых структурах, сложенных раннедокембрийскими гнейсами, гранитами, кристаллическими сланцами. Поверхность плоскогорья с абсолютными высотными отметками 1002-1167 м оконтурена глубоко врезаемыми (до 600 м) речными долинами. На крайнем юго-востоке наблюдается четкая выдержанность направления элементов рельефа на северо-восток, что обусловлено серией разломов такого же простирания, активизировавшихся в неотектонический этап и четко проявившихся в рельефе. В центральной части этой морфоструктуры сеть меридиональных разломов, также активизировавшихся в неотектонический этап, четко отражена в меридиональной направленности долин ручьев – правых притоков Ыллымаха (приустьевая часть ручья Эмельджак, ручей Лакус и др.). Аналогичное отражение в рельефе имеют разломы северо-западного (средняя и верхняя части долины р. Эмельджак) и северо-восточного простираний (северо-восточный отрезок долины рч. Сибяк). Очертания рельефа центральной части этой морфоструктуры, направления мелких долин (Керибикан, Ивановка, Тюнжере, Покостах) и водоразделов отражают не только линейные разломы, но и овальные структуры, соответствующие массивам раннепротерозойских гранитоидов.

6.2. Генетические типы рельефа

На геоморфологической схеме выделены две генетических категории рельефа (по /73/): выработанный и аккумулятивный.

6.2.1. Выработанный рельеф

Выработанный рельеф подразделяется на структурно-денудационный и денудационный.

Структурно-денудационный рельеф, сформировавшийся в результате препарировки горизонтальных и субгоризонтальных пластов венд-кембрийских осадочных пород проявлен в Бердигесской и Верхне-Якутской морфоструктурах. Его характерным признаком служат карстовые микро- и мезоформы рельефа (карстовые воронки, блюдца, поля) на поверхности плато, отчетливо выраженные на аэрофотоснимках. Возраст рельефа определяется как палеоген-четвертичный (Р-Q), поскольку в его пределах сохранились остатки поверхности выравнивания, зафиксированные каолининовой корой выветривания (якутская толща).

Структурно-денудационный рельеф, образовавшийся в результате полной или частичной препарировки массивов мезозойских сиенитов либо раннедокембрийских гранитоидов и их приконтактовых зон наиболее распространен в крайней западной части площади. Здесь мезозойские интрузивные тела отчетливо выражены в рельефе в виде округлых среднегорных и низкогорных массивов и отдельных крутосклонных гольцов, окруженных шлейфом коллювиальных образований с характерными нивальными кароподобными нишами диаметром до 2-2,5 м (гольцы Веселый, Бык и др.). Относительно округлые среднегорные и низкогорные массивы, формирование которых обусловлено препарировкой более древних, раннедокембрийских, образований – гольц Медвежий (1383 м) и другие – в отличие от рельефа, связанного с мезозойскими интрузиями, имеют менее четкие очертания, контуры, близкие к многоугольным, и более пологие склоны. Вершины таких форм рельефа часто совершенно ровные и представляют собою остатки древнего палеогенового пенеплена.

Структурно-денудационный рельеф, образовавшийся в результате препарирования древних и активизировавшихся в неотектонический этап разрывных дислокаций, выражен структурно-денудационными уступами. В этом типе рельефа отчетливо отражены разломы северо-западного, северо-восточного, субширотного и меридионального простираний. Разломная тектоника проявляется в прямолинейном простирании долин и их склонов: долина р. Сибяк – северо-западное и северо-восточное простирание, соответствующее разломам такого же простирания; северо-западные участки долин рр. Русская, Холодная; низовья р. Юкунгра и др.; мелкие долины рек меридионального и широтного простирания, предопределенные разломами. Отдельные участки долин крупных рек, таких как Правый Ыллымах, Большой Ыллымах, Бол. Неакуя и др., связаны с разломами, ограничивающими вытянутые в северо-восточном направлении тектонические впадины, к которым приурочены остатки древних – палеогеновых и неогеновых – долин. Разрывное нарушение северо-восточного направления, выраженное крутым прямолинейным уступом, ограничивает юго-западную часть Эльконской морфоструктуры. Возраст этого генетического типа рельефа отнесён к палеогену–четвертичному этапу (Р-Q).

Денудационный (аструктурный) рельеф, созданный глубинной и боковой эрозией рек, представлен поверхностями скульптурных (цокольных) террас, развивающихся эрозионных склонов и уступов. Дифференцированное сводово-глыбовое поднятие территории в целом в кайнозое привело к усиленному врезу рек в пределах наиболее интенсивно поднимающейся Эльконской морфоструктуры, относительно слабому – в Бердигесской, Верхне-Якокутской и Ыллымахско-Неакуинской морфоструктурах, и почти полному отсутствию такового на территории Алексеевского пенеплена. Наиболее крупной, магистральной долиной площади является долина р. Большой Ыллымах. При пересечении Эльконской горстовой структуры она имеет облик горной реки, особенно в средней ее части. Крутые склоны изобилуют скальными выходами, террас очень немного. Ниже количество уступов разновозрастных эрозионных террас увеличивается. При этом уступы, имеющие разную высоту над урезом реки, в большинстве своем сложены дочетвертичными палеогеновыми и неогеновыми аллювиальными отложениями, представляя собою систему мелких

клавишных блоков, расположенных перпендикулярно участкам долины. Высота таких террас-микроблоков достигает 250-300 м, но иногда они расположены на 5-8 м над урезом воды. Ширина их площадок бывает очень незначительной – 150-300 м, редко достигая 500 м и более. Наряду с эрозионными террасами в пределах участка долины Бол. Ыллымах между устьями рр. Холодная и Бес-Юрях, где ширина ее достигает 2-2,5 км, наблюдаются площадки сложнопостроенных цокольных террас высотой 8-12, 15-18 и 20-25 м. В цоколях этих террас залегает аллювий древних палеоген-неогеновых долин, на котором с размывом залегают аллювиальные образования средне-позднечетвертичного, позднечетвертичного–голоценового и голоценового возраста. Этот и восточный, широтного направления, участки долины приурочены к тектоническим впадинам, в которых сохранились фрагменты древних дочетвертичных долин. Вверх по течению глубина вреза долины Бол. Ыллымах, а также рек Дес, Бол. и Мал. Неакуя, и крутизна склонов постепенно уменьшаются. В верховьях этих рек характер долин резко меняется. Сюда не дошел молодой эрозионный врез, и долины имеют равнинный характер, сохранившийся от более древних этапов развития рельефа. В пределах Алексеевского пенеplена и северной части Ыллымахско-Неакуинской морфоструктуры днища долин рек Правый Ыллымах, Бол. Дес, Салга-Дес, Тюнгер, Бол. Неакуя очень широкие, склоны пологие, плавно сливающиеся с водоразделами. Долинная сеть района обнаруживает связь с омоложенными зонами разломов, трещиноватости и тектоническими депрессиями, что сказывается в целом ряде морфологических особенностей: резкие изгибы речных долин, разновысотность их берегов и т.д. Встречаются грабенообразные участки долин, расположенные по краевым взбросам Эльконского горста – это отрезок долины р. Юкунгра напротив гольца Медвежий, долина р. Холодная в приустьевой части, участок долины Бол. Ыллымах между устьями р.р. Холодная и Русская и др.. Они характеризуются большой шириной, не соответствующей размерам долины, прямолинейностью, наличием древних аллювиальных отложений под отложениями четвертичных террас и поймы.

Денудационный рельеф, созданный плоскостным смывом, объединяет склоны гор и возвышенностей. Этот рельеф, сформированный в основном на раннедокем-

брийских породах, преобладает в Бердигесской, Верхне-Якокутской и Ыллымахско-Неакуинской морфоструктурах. Его образование обусловлено, в основном, степенью активности денудационных процессов, главными из которых является плоскостной смыв, формирующий склоны низкогорных массивов и возвышенных участков плато. Принадлежащие этой генетической категории склоны возвышенностей испытывают интенсивную денудационную обработку. На склонах средней крутизны, в основном близ вершин водоразделов, делювиальный снос действует одновременно и вместе с гравитационными процессами. В пределах незначительно поднимающихся блоков Ыллымахско-Неакуинской морфоструктуры преобладает слабый перенос разрушенного элювиального материала делювиальными процессами (плоскостным смывом) с формированием элювиально-делювиальных образований на пологих склонах.

В пределах Эльконской морфоструктуры широко распространены денудационные склоны, созданные быстрым движением несвязного грубообломочного материала – крутые обвально-осыпные склоны. Наряду с гравитационными процессами, обуславливающими значительное развитие здесь коллювиальных образований, большую роль в формировании этих склонов играют нивальные процессы, вызывающие «изъеденность», изрезанность водораздельных склонов мелкими нивальными нишами и крупными кароподобными выемками. На участках интенсивного вреза рек Большой Ыллымах, Кудулах, Большой Дес, Большая Неакуя на крутых склонах в результате интенсивных гравитационных процессов среди скальных выходов коренных пород также формируются обвальный и осыпной коллювий. В юго-восточной части площади, на правобережном водоразделе р. Бол. Неакуя (Ыллымахско-Неакуинская морфоструктура), преобладает денудационный тип рельефа, созданный медленным движением грубообломочного материала, формирующим каменные потоки и площадные курумы.

В пределах Верхне-Якокутской, Нимгеро-Ыллымахской и Ыллымахско-Неакуинской морфоструктур фрагментарно распространены склоны, созданные делювиально-солифлюкционными процессами – медленным и быстрым сползанием переувлажненного материала, а также плоскостным смывом и переотложением про-

дуктов выветривания мелкими струйками воды, образующимися на склонах при выпадении дождей и таянии снежного покрова.

Рельеф, созданный комплексной денудацией, формирует поверхность выравнивания, срезающую древнее складчатое основание. Фрагменты древней палеогеновой поверхности выравнивания, срезающей все допалеогеновые структуры, наблюдаются во всех морфоструктурах. Эта поверхность наиболее сохранилась в центральной и южной частях района (Нимгеро-Ыллымахская морфоструктура), где она представлена Алексеевским пенеппеном – слабовсхолмленной цокольной равниной с широким развитием болот. Здесь максимально сохранилась существенно каолинитовая кора выветривания, фиксирующая остатки палеогенового пенеппена и перекрытая болотными отложениями. Значительно меньшие площади палеогеновая поверхность выравнивания занимает в рельефе других морфоструктур. Здесь ее фрагменты, обычно также зафиксированные каолинитовой корой выветривания, образуют выровненные водораздельные поверхности крутосклонных хребтов и гольцовых сопок. Поскольку возраст каолинитовой коры выветривания установлен как палеогеновый–палеоцен-раннеолигоценовый /218, 219/, то и возраст рассматриваемой денудационной поверхности определен как палеогеновый. Она является базисной. Начальная стадия ее расчленения (по-видимому, конец олигоцена) стала началом формирования современного рельефа Алданского плоскогорья в целом и исследованной площади в частности.

Возраст денудационного генетического типа рельефа отнесён к палеогену–четвертичному этапу (Р-Q).

В пределах Нимгеро-Ыллымахской морфоструктуры фрагментарно распространен рельеф, созданный при параллельном отступании склонов под действием комплекса денудационных процессов. В долинах рек Прав. и Бол. Ыллымах участками прослеживаются выровненные, местами слабо всхолмленные поверхности долинных педиментов. Эти поверхности денудационных равнин шириною от нескольких десятков метров до двух с половиной километров узкой полосой протягиваются вдоль склонов речных долин, обрываясь местами крутыми уступами – склонами к аккумулятивным днищам долин. В ряде случаев наблюдается отчетливо выражен-

ный тыловой шов, отделяющий эту поверхность от склона водораздела. Иногда денудационная поверхность плавно переходит в полого наклоненные склоны, покрытые либо элювиально-делювиальными, либо солифлюкционными образованиями. Местами, как, например, на водоразделе р. Бол. Ыллымах – руч. Сибяк, она постепенно переходит в заболоченную поверхность палеогенового пенеплена. Здесь эта поверхность приурочена к продольно вытянутым блокам, ограниченными разломами, и зафиксирована красноцветной, местами пестроцветной корой выветривания с преобладанием смектита (монтмориллонита) в составе глинистых минералов. Монтмориллонитовая кора выветривания имеет широкое распространение в районе, датируется плиоценом, и выделена в качестве сиваглинской толщи /26, 99, 101, 218, 219/. Из вышеизложенного следует плиоценовый (N_2) возраст педиментов.

6.2.2. Аккумулятивный рельеф

Аккумулятивный рельеф, созданный русловой и внутридолинной аккумуляцией, представлен поймой и речными аккумулятивными террасами (на геоморфологической схеме не расчленены). Пойменные террасы широко распространены в долинах рек и ручьев, и отсутствуют только в их верховьях, а также на некоторых участках в нижних и средних частях долин. В долине наиболее крупной реки района – Б. Ыллымах – высота поймы достигает 4 м. В остальных водотоках её высота колеблется от 0,5 м до 1,5-2 м. Существенное влияние на рельеф русла и поймы оказывают долинныя наледи, максимальное развитие которых наблюдается в долинах рр. Юкунгра, Холодная, Русская. Они вызывают расширения долин и подрезания нижних частей склонов вследствие морозного выветривания и эрозии наледными потоками. Наледная пойма выстлана валунно-галечными отложениями с тонким слоем песка. Русло здесь дробится на рукава, поверхность поймы изрезана мелкими неглубокими ложбинами. Аккумулятивные террасы развиты незначительно. Они наблюдаются в расширенных участках долины Бол. Ыллымаха и в долине р. Неакуя. Наиболее часто встречаются незначительные по протяженности участки первой надпойменной террасы высотой 8-12 м. Возраст этой террасы и слагающих ее от-

ложений определяется, по аналогии с другими районами Алданского плоскогорья, как верхнеплейстоцен-голоценовый (Q_{III-H}). Вторая, в основном эрозионно-аккумулятивная (цокольная) терраса встречается в виде локальных, незначительных по протяженности участков. Ширина ее бугристой, в результате деятельности мерзлотных процессов, площадки не превышает 150-300 м, а высота составляет, в разных водотоках от 15-18 до 20-25 м. Возраст, по аналогии с террасами Алдана, определяется как средне-верхнелепистоценовый (Q_{II-III}) /24, 218/.

Аккумулятивный рельеф, созданный органогенной болотной аккумуляцией, распространен на плоских водоразделах, пологих склонах и пойменных частях долин наиболее крупных рек. Особенно большую площадь занимают Алексеевские болота, простирающиеся с севера на юг от долины р. Бол. Ыллымах до долины р. Курунг-Ханку (южнее территории листа), и с запада на восток от верховьев Бол. и Мал. Нимгеров до долины р. Тимптон. Поверхность болот неровная. С нею связаны термокарстовые формы – мелкие и крупные термокарстовые просадки, занятые озерами, часто к концу лета пересыхающими. Возраст этого генетического типа рельефа отнесён к голоцену (Q_H).

Техногенный рельеф представлен карьерами и различными аккумулятивными формами. Карьеры флогопитовых месторождений расположены в долинах ручьев Каталах, Плесовый, рч. Эмельджак. Размеры самых крупных карьеров достигают 600 м в длину, 200 м в ширину при глубине до 30 м. Отвалы карьеров имеют форму асимметричных насыпей, реже конусов, высотой 3-10 м. Незначительным распространением в долинах р. Джеконда и ручья Амбурдак пользуется аккумулятивный техногенный рельеф, представленный отвалами старательских полигонов – техногенными продуктами отработки россыпей золота. Они представляют собой системы мелких гряд высотой 1-3 м, бессистемно расположенных по бортам долины. Незначительную площадь листа занимают дорожные насыпи. Наиболее крупная из них, имеющая ширину до 6 м и высоту от 1-3 м до 5 м, соединяет пос. Ыллымах и заброшенный пос. Каталах.

6.3. История формирования рельефа

Основные черты современного рельефа формировались с эоцена, при этом в значительной степени наследовался мезозойский структурный план. История формирования рельефа делится на три этапа: 1) палеогеновый, 2) неогеновый, и 3) плейстоценовый.

В палеогеновый этап происходило интенсивное неотектоническое сводовое поднятие района, нарушившее мезозойский – юрский и раннемеловой, – тектонический план. В это время на фоне сводовых поднятий формировались неотектонические вытянутые грабены, к которым были приурочены участки древних палеоцен-эоценовых речных долин, в т.ч. Палеобыллымах и др. В целом же палеорельеф палеоцен-эоценового и ранне-среднего эоценового времени в районе был расчленен несколько интенсивнее, чем в настоящее время, в том числе за счет мезозойских щелочных интрузий. Уже тогда заложились речная сеть, близкая к современной. В позднем эоцене-раннем олигоцене наступило время тектонической стабилизации, возможно, со слабыми сводовыми и блоковыми движениями, в основном, положительного знака. В условиях влажного субтропического климата формировалась базисная денудационная поверхность с каолинитовой корой выветривания, профиль которой проработан обычно до самых корней. Во второй половине олигоцена наступила эпоха новой тектонической активизации. При этом наследовался не только общий структурный план палеоцен-эоценовой и раннеэоценовой эпохи, но и знаки движения отдельных структур.

Развитие в конце миоцена–начале плиоцена происходило в условиях теплого, влажного климата и затухающей тектонической активности. Территория, по-видимому, представляла собою слаборасчлененную денудационную равнину и лишь в юго-восточной части и в Эльконском районе существовал более расчлененный рельеф. Возможно, это были массивы мелкосопочника и расчлененного плато с остатками эоцен-олигоценовой денудационной поверхности. В плиоцене в условиях весьма мягкого и достаточно влажного климата в районе формировались педименты с развитой на них красноцветной и пестроцветной монтмориллонитовой (смектито-

вой) корой выветривания. Реки в этот период превратились в системы слабопроточных, местами заболоченных озер. Таким образом, в плиоцене начался очередной этап тектонической стабилизации с формированием следующей денудационной поверхности. Однако он не получил завершения.

В эоплейстоцене начался новый цикл тектонической активизации и интенсификации сводово-глыбовых поднятий. Уже тогда начал формироваться рельеф Эльконской морфоструктуры, но интенсивность денудационных процессов не оставила вещественных следов этой эпохи на площади листа. В поднятия были втянуты узкие грабены с развитыми внутри них речными долинами. К этому времени относится, по-видимому, заложение современной гидросети, наследующей древнюю – доплейстоценовую. Неоплейстоцен и голоцен характеризуются прерывистыми «клавишными» неотектоническими поднятиями сводово-блоковых структур и ритмическими изменениями климатических условий – сменами эпох похолодания эпохами потепления. В раннем неоплейстоцене интенсивность неотектонических поднятий была умеренной, хотя рельеф уже приближался к современному. В это время формируются сохранившиеся речные террасы.

В голоцене общее поднятие площади продолжается, но с разной степенью интенсивности процесса для различных ее частей при сохранении климатических особенностей неоплейстоцена. Максимальные поднятия характерны для Эльконской морфоструктуры. В связи с режимом поднятия основных структур значительную роль играют склоновые процессы. В это время формируются первая надпойменная терраса и пойма.

7. Полезные ископаемые

Территория листа охватывает большую часть Эльконского урановорудного района с крупнейшими в России золото-урановыми месторождениями. Кроме того, на площади выявлены месторождения и проявления россыпного золота, железа, флогопита, молибдена, и графита (прил.1).

Характеристика обнаруженных проявлений и пунктов минерализации оптического кварца, высокоглинозёмистого сырья (силлиманита), а также выделенных геохимических аномалий важнейших элементов и шлиховых потоков приведена в прил.2.

7.1. Черные металлы. Железо

Эмельджакское месторождение (II-3-3) расположено в истоках руч. Первого, левого притока р. Эмельджак, где приурочено к интенсивно мигматизированным породам медведевской свиты федоровской серии (диопсидовые, диопсид-роговообманковые, гиперстен-диопсидовые плагиосланцы, линзы флогопит-диопсидовых и скаполит-диопсидовых пород). Рудные тела представлены 5 согласно залегающими пласто- и линзообразными залежами северо-западного простирания, падающими на юго-запад под углами 45-60°. Наиболее крупное из них имеет протяженность 2,1 км при мощности 5-90 м. Длина других рудных тел не превышает 270 м при мощности 2-15 м. Рудовмещающими породами служат диопсид-роговообманковые, диопсидовые, флогопит-диопсидовые метасоматиты, образующие маломощные оторочки, прослои и линзы внутри рудных тел. Контакты рудных тел с вмещающими породами постепенные. Собственно рудные образования представлены гиперстен-магнетитовыми, диопсид-магнетитовыми, массивными магнетитовыми, кварц-полевошпат-магнетитовыми и серицитизированными форстерит-магнетитовыми разновидностями. По содержанию железа выделяются три типа руд: сплошные (более 50% железа), вкрапленные (25-50%) и бедновкрапленные (менее 25%). В среднем рудные тела содержат 27-33,2% железа, 0,01-0,04% серы, 0,1-0,16%

фосфора, а также 29,08% SiO_2 , 5,37% Al_2O_3 , 3,27% CaO , 11,3% MgO , 0,46% TiO_2 , 0,03% Cu , 0,01% Co , 0,021% Zn . Запасы железа по категориям C_2 составляют 26,4 млн. т /223/.

Краткая характеристика проявлений и пунктов минерализации железа дана в приложении 2.

7.2. Цветные металлы. Молибден

Месторождение Минеевское (I-2-15) расположено в средней части долины руч. Минеевский, правого притока р. Русской. Промышленная молибденоносность приурочена к отрезку тектонической зоны Южной и оперяющей ее структуре – зоне Второй.

Зона Южная в пределах месторождения имеет длину около 4 км, азимут простирания 305° , угол падения $70-75^\circ$ на юго-запад. Ее мощность изменяется от 10-15 м до 55 м, обычно составляя 20-40 м. Зона выполнена древними (протерозойскими) швами бластомилонитов, ультрамилонитов по вмещающим породам (гнейсам, кристаллосланцам, гранитам, мигматитам, дайкам метадiorитов), кварц-полевошпатовыми, хлорит-серицит-альбитовыми метасоматитами, а также более поздним (мезозойским) комплексом метасоматических и гидротермально-метасоматических образований. Швы тектонитов имеют мощность от первых см до 7 м (обычно 1,5-3 м). Тела кварц-полевошпатовых и полевошпатовых метасоматитов имеют мощность 0,3-10,7 м (в среднем 3 м), а их количество в поперечном сечении зоны составляет 2-4. Хлорит-серицит-альбитовые метасоматиты широко распространены в пределах всей зоны, образуя полосу мощностью до первых десятков метров. Более поздние пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты являются одним из главных элементов строения зоны и вмещают преимущественно жильные минеральные ассоциации всех последующих стадий и собственно рудные тела месторождения (см. ниже). Метасоматиты и метасоматически измененные породы (степень изменения более 20%) образуют зоны (полосы) мощностью от 0,5 м до 8 м. Средняя суммарная мощность их в поперечном сечении зоны составляет 5-10 м,

редко достигая 20-25 м. Ореол более слабо проявленных метасоматитов имеет мощность 20-30 м. Наблюдается увеличение мощности метасоматитов с глубиной и некоторое уменьшение степени метасоматоза в юго-восточном направлении. Тела метасоматитов чаще приурочены к центральной части зоны, а также к ее лежащему боку. В пределах метасоматитов и метасоматически измененных пород фиксируются швы брекчий и микробрекчий, а участками – сложные брекчии с кварц-карбонатным, кварц-молибденовым и кварц-сульфидным цементом. Мощность таких швов колеблется от первых см до первых десятков см, реже до 1,-1,5 м. В пределах зоны широко распространены жилы серого кварца, часто несущие молибденовую минерализацию. Мощность отдельных жил изменяется от 0,2 м до 4,7 м, составляя в среднем 1-1,5 м. Количество жил в сечении зоны колеблется в пределах 1-6, в среднем – 2-3. По всему сечению зоны наблюдаются также сеть маломощных (от долей до первых мм) и разно ориентированных прожилков, выполненных флюоритом, кварцем, карбонатом, магнетитом и другими минералами.

Зона Вторая расположена в 200-400 м северо-восточнее зоны Южной. Она представляет собой тектоническую зону шириной 40-80 м, в пределах которой наблюдаются от 2 до 6 швов мощностью 2-15 м, представленных катаклазитами, калишпатизированными гранито-гнейсами, кварц-полевошпатовыми породами, дайками метадiorитов, метасоматитами и гидротермалитами. В целом строение структуры аналогично таковому зоны Южной.

В зоне Южной молибденовое оруденение локализуется в протяженных линзовидных залежах, приуроченных к интервалам максимального брекчирования, катаклаза и гидротермальных изменений вмещающих пород. Общая протяженность отрезка зоны с промышленными параметрами молибдена составляет более 5 км. По вертикали размах оруденения достигает 1150 м без признаков снижения продуктивности с глубиной. Выделяются две рудные залежи, расположенные кулисообразно и частично перекрывающиеся между собой /161/. Рудная залежь № 1 прослеживается от северо-западной части месторождения на расстояние 1700 м, где выклинивается со склонением линии выклинивания к северо-западу под углом 30-40°. Далее, к юго-

востоку расположена рудная залежь № 2. Относительно залежи № 1 она смещена в сторону лежащего бока зоны на 40-50 м.

Залежь № 1 представляет собой единое рудное тело мощностью 0,46-11,45 м, редко распадающееся на 2-4 рудных интервала, разделенных прослоями забалансовых руд или безрудных пород мощностью 2-10 м. Содержание молибдена в рудных интервалах изменяется в пределах 0,06-0,52% (среднее 0,187%). Наблюдается увеличение содержания молибдена до 0,25-0,35% в юго-восточной части залежи вблизи границы выклинивания. Залежь № 2 имеет протяженность 2,2 км и включает от 1 до 2-4 рудных интервалов мощностью 0,17-4,8 м с содержаниями молибдена 0,06-1,384% (в среднем 0,13%).

В зоне Второй молибденовое оруденение представлено серией субпараллельных маломощных рудных линз протяженностью от первых десятков до первых сотен метров, прослеживающихся в виде полосы мощностью 200-500 м на расстояние 2,2 км. Имея более пологое падение (40-50°) на юго-запад, рудоносные структуры зоны Второй при приближении к зоне Южной частично выклиниваются и сочленяются с верхней частью залежи № 2. Мощность рудных интервалов – 0,17-4,78 м (средняя 1,18 м) при содержании молибдена 0,06-1,384% (в среднем 0,122-0,181%).

Особенностью месторождения является широкое развитие забалансового оруденения. Забалансовые руды окаймляют рудные интервалы с кондиционными содержаниями. Мощности забалансовых интервалов изменяются от 0,13 м до 11,7 м, а содержания молибдена – от 0,01% до 0,049%. Кроме молибдена, руды месторождения содержат уран (в среднем 0,1%), золото (менее 0,1 г/т) и серебро (до 5 г/т).

В процессе формирования месторождения Б.С. Кондратьев /161/ выделяет 6 стадий минералообразования (табл. 15). При этом поздние минеральные ассоциации последовательно телескопировали более ранние. Основной продуктивной стадией явилась пятая – молибденитовая, сопровождавшаяся микробрекчированием. В эту стадию произошло формирование двух близодновременных минеральных ассоциаций – брукит-иордизитовой и молибденит-иордизитовой. Первая развита в верхних частях зон, преимущественно выше горизонта +600 м, а вторая – ниже этого горизонта.

Таблица 15

Стадии гидротермально-метасоматического минералообразования
и парагенетические минеральные ассоциации зон Южной и Второй по /161/

№№ пп	Стадии	Ассоциации	Минералы
1	мусковит-хлорит-альбитовая	1. серпентин-тальк-хлоритовая	серпентин, тальк, хлорит, ангидрит, мусковит-серицит, гематит, сфен, эпидот, цоизит, альбит, магнетит, рутил, альбит-олигоклаз, микрочешуйчатый биотит
		2. карбонат-хлорит-альбитовая	альбит, альбит-олигоклаз, хлорит, карбонат, сфен, мусковит-серицит, гематит, кварц, пирит, микроклин
2	пирит-карбонат-калишпатовая	1. пирит-карбонатная I	пирит, доломит, анкерит, бурый калишпат, адуляр, сфен, серицит-каолинит, гидрослюда, самородное золото
		2. пирит-карбонат-адуляровая	адуляр, бурый калишпат, доломит, анкерит, кальцит, пирит, марказит, апатит, анатаз, рутил
		3. пирит-калишпат-кальцитовая	кальцит, пирит, бурый калишпат, адуляр, гематит, кварц, апатит, глаукофан-кроссит, сфен, эпидот
		4. пирит-карбонатная II	доломит, анкерит, пирит, адуляр, сфен, апатит, анатаз
3	барит-кварцевая	1. карбонат-барит-кварцевая	серый кварц, барит, кальцит, адуляр, флюорит, пирит, теннантит, халькопирит, галенит, сфалерит, сульванит
		2. кварцевая	темно-серый кварц
4	кварц-карбонатная	1. рисовидного кварца	рисовидный кварц, рутил, апатит
		2. карбонатная	доломит, пирит, анатаз, адуляр, рутил
5	молибденит-иордизитовая	1. брукит-иордизитовая	брукит, иордизит, молибденит, пирит, апатит, каолинит
		2. молибденит-иордизитовая	молибденит, иордизит, брукит, рутил, анатаз, пирит, серицит, мусковит-серицит, апатит, гематит
6	карбонат-кварцевая	1. кварц-карбонатная	кварц, доломит, пирит, теннантит, халькопирит, рутил, барит, адуляр
		2. карбонатная	кальцит, кварц, адуляр, флюорит, гематит, гидро-гематит, гетит, пирит, марказит, арагонит
		3. карбонат-флюоритовая	кальцит, флюорит, адуляр, пирит, марказит

Вблизи дневной поверхности до горизонта +600 м по рудным образованиям развивается зона гипергенеза, основными минералами которой являются гидрогетит и каолинит, реже распространены гидрогематит, ярозит, гипс, а также вторичные минералы молибдена – бетпакдалит и ильземанит.

Молибденовая минерализация в форме коротких (до 2-5 мм) маломощных (от долей мм до 1-2 мм) прожилков, тонкой рассеянной вкрапленности, небольших (0,05-0,3 мм, редко 1-3 мм в поперечнике) кучных скоплений, пятен и примазок содержится в жильном кварце и приконтактовых частях вмещающих метасоматически измененных гранито-гнейсов. Она представлена, главным образом, сульфидным молибденом (резко преобладает), тонкочешуйчатым с размером чешуек от менее 0,001 мм до 0,05 мм (чаще 0,008-0,01 мм), а также порошковатым тонкодисперсным иордизитом. Последний при окислении переходит в водный окисел молибдена – ильземанит. Иордизит и тесно ассоциирующий с ним ильземанит отмечаются в виде темных пятен неправильной формы с неясными ограничениями, уплощенных скоплений вдоль трещин, а также примазок серо-черного цвета размерами от долей мм до 1-5 мм. В тесных сростаниях с минералами молибдена находятся тонковкрапленный пирит, гипогенно измененный браннерит, вкрапленный коффинит, а также кварц, брукит, анатаз, флюорит, барит.

Проведенные технологические испытания показали, что в результате обогащения из руды в концентрат извлекается 65-67% молибдена. Последующая гидрометаллургическая переработка флотационного концентрата позволяет получить из него пара-молибдат аммония с извлечением 96%.

Запасы молибдена кат. С₂ по месторождению в целом составляют 55 605 т (зона Южная), а прогнозные ресурсы кат. Р₁ – 52 346 т (в т.ч. 29 346 т по зоне Южной и 23 000 т по зоне Второй) /161/.

Прогнозные ресурсы урана кат. Р₁ составляют 5000 т (зона Южная), кат Р₂ – 1200 т (зона Вторая) /192/.

7.3. Благородные металлы. Золото

На площади листа расположены проявления и пункты минерализации рудного золота, а также месторождения и непромышленные россыпи золота.

7.3.1. Золото рудное

В пределах территории известны более 50 проявлений и пунктов минерализации рудного золота. Практически все золоторудные объекты расположены в границах Центрально-Алданского золотоносного района, который объединяет три рудных узла: Эльконский, Джекондинский (прогнозируемый) и Ыллымахский (прогнозируемый).

7.3.1.1. Эльконский рудный узел

Золоторудная минерализация устойчиво сопутствует урановому оруденению во всех ураноносных зонах Эльконского горста вне зависимости от их протяженности и ориентировки (см. ниже). Урановорудные тела, как правило, заключены в контурах зон золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, мощность которых в 2-5 раз превышает мощность урановорудных тел. Средние содержания золота в зонах метасоматитов, оконтуренных по содержанию 0,3 г/т, составляют 0,4-1,4 г/т при мощности золотоносных интервалов 0,7-35 м. Содержания золота в урановорудных телах изменяется от 0,5 г/т до 2,2 г/т при мощности 0,2-18,3 м. В зоне окисления оно увеличивается до 3-6 г/т (Зона Агдинская). К данному типу оруденения относятся проявления I-1-1, 18, 19, 50, 52; II-1-1, 11; пункты минерализации I-1-3, 4, 8, 9, 12, 22, 23, 37, 38, 39, 40, 48, 51; I-2-5, 21; II-1-8, 12, 16. Краткая характеристика всех объектов дана в приложении 2. Прогнозные ресурсы золота по зонам Эльконского горста составляют в целом кат. P_1 – 0,62 т, кат. P_2 – 50,4 т (приложение 3).

В пределах Эльконского рудного узла известна также золоторудная минерализация, связанная с оруденелыми сиенит-порфирами (I-1-6, 11) и сульфидизированными диопсид-магнетитовыми метасоматитами (I-1-14). Содержания золота в первых не превышает 5-6 г/т, а во вторых достигает 28 г/т (приложение 2).

7.3.1.2. Джекондинский рудный узел (прогнозируемый)

На площади листа расположен восточный фланг Джекондинского прогнозируемого рудного узла. В его пределах известны несколько пунктов минерализации рудного золота, связанных с зонами окварцевания и лимонитизации в доломитах (II-1-22, 25), пирит-карбонат-калишпатовыми (II-1-10) и гематитовыми метасоматитами (II-1-7). Содержания золота в оруденелых образованиях не превышают первых г/т. Краткая характеристика всех объектов дана в приложении 2. Прогнозные ресурсы рудного золота в границах узла оцениваются в 3,2 т кат. P_2 (приложение 3).

7.3.1.3. Ыллымахский рудный узел (прогнозируемый)

На территории листа расположены центральная и восточная части Ыллымахского прогнозируемого рудного узла. Золоторудная минерализация в его пределах представлена гидротермально-измененными породами кристаллического фундамента (пункты минерализации III-1-11, 13, 20, 25, 35, 36, 38, 39), содержащими 0,4-1 г/т золота, а также сульфидизированными кварц-скаполит-диопсидовыми, диопсид-плагиоклазовыми метасоматитами (пункты минерализации III-1-32, 37) – 0,6-1,4 г/т золота – и лимонитизированными доломитами – 0,4 г/т золота (приложение 2). Прогнозные ресурсы рудного золота в границах узла оцениваются в 7,4 т кат. P_3 (приложение 3).

7.3.2. Золото россыпное

На территории листа известны 8 промышленных месторождений россыпного золота, а также 3 непромышленные россыпи. По общности геолого-геоморфологических позиций, морфологии и строения, форм нахождения золота все из них относятся к геолого-промышленному типу мелкозалегающих аллювиальных россыпей /146, 148, 149/. Непромышленные россыпи отличаются от промышленных, главным образом, недостаточной степенью изученности. Характеристика всех месторождений приведена в табл. 16. Прогнозные ресурсы россыпного золота площади кат. P_1 – 50 кг, кат. P_2 – 430 кг (приложение 3).

7.4. Радиоактивные элементы. Уран

На территории листа, в его северо-западной части, расположена большая часть месторождений и проявлений урана, объединяемых в Эльконский урановорудный район. Они представляют собой субвертикальные минерализованные зоны дробления и расщепления в породах фундамента. Образование месторождений урана связано с мезозойским этапом активизации региона. Активизация сопровождалась подновлением древних разрывных структур, формированием различных метасоматических и гидротермально-метасоматических образований, внедрением по зонам нарушений даек сельвсбергитов, грорудитов, сиенит-порфиоров, бостонитов, минетт. По генезису месторождения являются метасоматическими и принадлежат комплексной золото-молибденит-браннеритовой рудной формации /212/. Центральная часть разрывных структур выполнена метасоматитами пирит-калишпатового, пирит-карбонат-калишпатового состава (гумбеитами). Тела метасоматитов сопровождаются ореолами слабой и умеренной калишпатизации, хлоритизации, эпидотизации, окварцевания. На заключительной стадии по метасоматитам образовались катаклазиты, тектонические брекчии и микробрекчии /156/. Зоны имеют значительную протяженность (десятки км), при относительно небольшой мощности (первые десятки, реже сотни метров). На глубину они прослежены более чем на 2000 м.

Таблица 16

Характеристика россыпных месторождений золота, показанных на карте полезных ископаемых листа О-52-ХІІІ

№№ на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность торфов, м	Мощность песков, м	Среднее содержания золота, г/м ³ (пробность)	Краткая характеристика	Источник информации
I-3-5	р. Бол. Ыллымах	5,2	35	0,4	2,4	0,88	Аллювиальная долинная непромышленная россыпь. Прогнозные ресурсы кат. Р ₂ – 380 кг.	147
II-1-13	р. Джеконда	2	100-250	1-5,1	1-3	1-16,6 (935)	Аллювиальная долинная россыпь. В пределах площади листа расположена нижняя ее часть в форме простой ленточной залежи. Мощность аллювиальных отложений 3,7-20 м. Плотиком россыпи являются породы фундамента. Преобладало золото размером 0,8-3 мм, средней окатанности, комковидной и комковидно-уплощенной формы. Цвет золотинок золотисто-желтый с красноватым оттенком. Россыпь отработана.	167, 178
II-1-15	руч. Падь	0,7	50-60	0-7,3	0,2-3,5	1,1-53	Аллювиальная долинная россыпь. В пределах площади листа расположена нижняя ее часть в форме узкой приплотиковой ленточной залежи. Приурочена к нижней части четвертичного аллювия мощностью до 8 м. Плотик представлен породами фундамента. Встречались самородки весом 1-2 г. Золотины окатаны, по форме преобладали жилковидное, пластинчатое и дендритовидное золото. Россыпь отработана.	167, 229
II-1-19	руч. Часовой	2,5	30	2,1	0,8	0,9	Аллювиальная долинная непромышленная россыпь. Прогнозные ресурсы кат. Р ₂ – 50 кг.	147
II-1-23	руч. Мари-стый	6	10-110	1,3	1,1-1,75	0,31-1 (907)	Аллювиальная долинная россыпь. Приурочена к нижней части четвертичного аллювия мощностью 1,8-4 м. Плотик представлен породами фундамента. Россыпь частично отработана.	115, 189
II-1-29	руч. Валунистый	2,8	15-80	1,9-4,7	0,57-1,8	0,54-2,17 (907)	Аллювиальная долинная россыпь в форме узкой приплотиковой ленточной залежи. Приурочена к четвертичному аллювию мощностью до 5 м. Плотик представлен породами фундамента. Россыпь частично отработана.	167, 189
III-1-21	руч. Амбурдак	5,8	10-140	0,3-5,6	0,5-3,4	0,47-6,1 (906)	Аллювиальная долинно-террасовая россыпь. Плотик представлен породами фундамента. По гранулометрическому составу среди золотинок преобладают фракции менее 1 мм (86%). При отработке встречались самородки весом 10-20 г. Преобладают золотины пластинчатой формы золотисто-желтого, красновато-желтого цвета с зеленоватым оттенком. Россыпь эксплуатируется.	167, 178
III-1-23	руч. Тростниковый	3,1	35	1,3	0,9	0,53	Аллювиальная долинная непромышленная россыпь. Прогнозные ресурсы кат. Р ₁ – 50 кг.	189
III-1-26	руч. Петрович	2	15	1,2	0,7	0,37	Аллювиальная долинная непромышленная россыпь. Прогнозные ресурсы кат. Р ₁ – 8 кг.	189

№№ на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность торфов, м	Мощность песков, м	Среднее содержания золота, г/м ³ (пробность)	Краткая характеристика	Источник информации
III-1-40	руч. Бык	2,4	20-80	0-2	0,4-2,4	0,29-3,34 (902)	Аллювиальная долинная россыпь в форме узкой приплотиковой ленточной залежи. Мощность аллювиальных отложений 1,2-3,6 м. Плотик представлен породами фундамента. Золото мелкое. Фракция менее 1 мм составляет 75-87%, причем фракция менее 0,25 – 38%. Золотины имеют темно-желтый цвет, реже светло-желтый с зеленоватым оттенком. Хорошо и средне окатано. В крупных зернах содержит включения кварца, магнетита, циркона. По форме преобладает лепешковидное с шероховатой поверхностью. Встречается комковатое золото, редко губчатое (с ямчато-бугорчатой и микропористой поверхностью). Среди мелких фракций наблюдается золото неправильной формы, булавовидное и бочонковидное, пластинчатое слабо окатанное и неокатанное. Россыпь частично отработана.	115, 197
IV-1-1	руч. Власовский	0,5	20-40	0,4-1,2	0,8-1,6	0,38-1,43 (907)	Аллювиальная долинная россыпь в форме узкой приплотиковой ленточной залежи. Золото мелкое. Фракция менее 1 мм составляет 70%. Золотины, как правило, окатаны, имеют темно-желтый, реже светло-желтый цвет. По форме преобладает комковатое, лепешковидное, реже встречается «камебовидное» золото. Россыпь частично отработана.	197
IV-1-2	руч. Аянка	1,6	20-60	0-0,8	0,4-2	0,38-1,09 (917)	Аллювиальная долинная россыпь в форме узкой приплотиковой ленточной залежи. Приурочена к нижней части четвертичного аллювия мощностью до 5,6 м. Плотик представлен породами фундамента. Золото мелкое. Фракция менее 1 мм составляет 97-100%, причем фракция менее 0,25 – 90%. Золотины имеют темно-желтый цвет, иногда с красноватым оттенком. Редко отмечается светло-желтое золото и золото в «рубашке» бурого и темно-бурого цвета. Окатанное и полуокатанное. По форме преобладает комковатое золото, состоящее из слипшихся, перемятых и перегнутых золотинок с неровным контуром. Среди мелких фракций наблюдается золото неправильной формы, булавовидное, бочонковидное, лепешковидное, октаэдрическое. Среди фракции менее 0,25 встречаются золотины проволковидной, дендритовидной, крючковатой формы. Россыпь частично отработана.	115, 197

По ряду геологических особенностей строения и морфологическим типам ору-
 денения все рудоносные зоны подразделяются на 4 типа /156/. Рудные зоны первого
 типа приурочены к крупным докембрийским структурам, выполненным дайками
 микродиоритов, швами милонитов и ультрамилонитов общей мощностью от 20-30 м
 до 100-200 м и протяженностью в первые десятки км. Простираение зон северо-
 западное ($295-315^\circ$), падение на юго-запад от сравнительно пологого ($50-60^\circ$) до
 крутого ($80-90^\circ$), при среднем $60-70^\circ$. Рудные залежи мощностью 5-15 м приуроче-
 ны к швам микробрекчий, развивающихся по различным гидротермально-
 метасоматическим образованиям мезозойского возраста. Руды, как правило, рядово-
 го качества. К первому типу относятся зоны Южная, Сохсолоохская, Надеждинская,
 Магнитная. Рудные зоны второго типа имеют относительно простое строение и
 представлены метасоматитами и метасоматически измененными породами мощно-
 стью до 2-3 м, реже до 5-6 м, с отдельными швами микробрекчий и частично квар-
 цевых брекчий. Некоторые из них наследуют элементы докембрийских разрывных
 структур. Протяженность зон от первых км до 10-15 км, простираение преимущест-
 венно северо-западное ($290-315^\circ$), реже субширотное, падение на юго-запад под уг-
 лами $50-60^\circ$, иногда вертикальное. Руды контрастные, рядовые, участками богатые.
 К данному типу структур относятся зоны Пологая, Медвежья, Невская, Курунг,
 Центральная, Весенняя, Интересная, Срединная и др. Третий тип зон имеет ограни-
 ченное распространение и представлен структурами мезозойского заложения дли-
 ной от сотен метров до 3-6 км, выполненными метасоматитами, микробрекчиями.
 Большой частью они представлены кулисами, сопровождающимися большим коли-
 чеством оперяющих разрывов и трещин. Зоны сильно изменчивы по падению (от
 45° на юго-запад до 80° на северо-восток) и по простиранию (до $15-20^\circ$ при среднем
 $305-315^\circ$). Руды рядовые. К этому типу относятся зоны Агдинская, Северная и др.
 Четвертый тип объединяет многочисленные малопротяженные разрывные наруше-
 ния, являющиеся, в основном, оперяющими структурами более высоких порядков.
 Мощность зон 0,5-3 м, редко 6-7 м, протяженность – от первых сотен метров до 2-
 3 км. Простираение изменяется от субширотного до субмеридионального, падение –
 от 45° до 85° в обе стороны. Зоны выполнены катаклазитами, реже метасоматитами,

брекчиями и микробрекчиями, в отдельных случаях – швами бластомилонитов, а также дайками метадiorитов, сиенит-порфиров, вогезитов. Руды контрастные, рядовые, участками богатые. К данному типу относятся зоны Вторая, Странная, Секущая, Веселая, Широтная, № 517, Аналогичная и др.

В процессе формирования гипогенной минерализации в рудоносных зонах различными авторами выделяется от 8 до 10 стадий /155, 156, 202/. В результате последних исследований /202/ выделяется 11 последовательно формирующихся парагенетических минеральных ассоциаций (табл. 17).

Альбит-серицит-хлоритовые и пирит-карбонат-калишпатовые метасоматиты формируют мощные (до первых десятков метров) ореолы, внутри которых размещаются продукты всех последующих стадий метасоматоза: кварцевые, барит-кварцевые прожилки и жилы, микропрожилки и микробрекчии с браннеритом, кварцевые брекчии, брукит- и серицит-молибденитовые прожилки, карбонатные брекчии с коффинитом, карбонат-кварцевые жилы с флюоритом.

С формированием пирит-калишпатовых, пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов связана золотоносная минерализация. Золото присутствует в субмикроскопической форме в пирите и крайне редко – в свободной форме в карбонате. Содержания его изменяются от следов до 3 г/т (см. выше). Наибольшей золотоносностью отличается пирит, связанный с анкеритом (в среднем 75-80 г/т /7/). Кроме золота в его составе присутствуют серебро, мышьяк, таллий и ванадий. Радиометрическими и химическими анализами в пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитах фиксируется уран, содержание которого составляет тысячные доли процента.

К минералам собственно урановорудной стадии относятся браннерит, пирит и марказит. Браннерит выделяется в зонах дробления пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов, где в виде сплошных колломорфноподобных масс слагает цемент брекчий, выполняет отдельные швы или серии сближенных швов. Наблюдаются следующие текстурные типы браннеритовых руд: брекчиевые, прожилково-брекчиевые и прожилковые. Пирит и марказит присутствуют, большей частью, в форме обломков в брекчиях.

Таблица 17

Парагенетические минеральные ассоциации урановорудных зон Эльконского горста по /202/

№№ пп	Наименование ассо- циаций	Минеральный состав	Характер выделений
1	Альбит-серицит-хлоритовая	Актинолит-тремолит, биотит, тальк, хлорит, эпидот, серицит, альбит, кальцит, магнетит, гематит, рутил, лейкоксен	Метасоматическое замещение, микропрожилки
2	Халькопирит-пирротиновая	Пирротин, пентландит, халькопирит, макинавит, гессит, миллерит, герсдорфит, полидимит	Метасоматическое замещение, микропрожилки
3	Пирит-карбонат-калишпатовая	Пирит, марказит, кальцит, доломит, анкерит, бурый калиевый полевой шпат, адуляр, серицит, сфен, апатит, флюорит, дисперсное золото, коффинит 1	Метасоматическое замещение, микропрожилки
4	Пирит-карбонатная	Пирит, марказит, доломит, кальцит, дисперсное золото	Прожилки, цемент брекчий
5	Барит-кварцевая	Кварц, барит, теннантит, пирит, халькопирит, энаргит, сфалерит, галенит	Жилы и прожилки
6	Браннеритовая	Юраннерит, пирит, марказит	Микропрожилки, цемент брекчий
7	Микрозернистого (рисовидного) кварца	Кварц, сагениит, рекристаллизованный браннерит	Метасоматическое замещение
8	Брукит-молибденитовая	Тонкодисперсный молибденит, брукит, оксид урана	Прожилки, примазки
9	Коффинит-карбонатная	Доломит, анкерит, пирит, марказит, коффинит 2, гематит, анатаз, золото	Метасоматическое замещение
10	Флюорит-кварц-карбонатная	Кварц, карбонат, барит, флюорит, пирит, марказит, галенит, сфалерит	Прожилки
11	Зоны окисления	Гидроокислы железа и марганца, глинистые минералы, опал, хризоколла, малахит, азурит, медь самородная,	

С брукит-молибденитовой ассоциацией в зоне Южной связаны промышленные концентрации молибдена (см. выше характеристику месторождения Минеевского).

Несколько отличается от вышеописанного процесс минералообразования в зоне Интересной (месторождение Интересное). Минеральные ассоциации рудного и пострудного этапов представлены здесь последовательно сменяющимися во времени пирит-калишпатовой, сульфидно-биотитовой, продуктивной уранинит-сфеновой, сульфидно-барит-карбонат-кварцевой и флюорит-кальцитовой. В состав рудной ассоциации входят уранинит и сфен, образующие микробрекчии, вкрапленные выделения и прожилки.

Зона гипергенеза на месторождениях имеет линейный характер и распространяется до глубин 400-450 м (чаще 100-250 м). Вторичные минералы урана представлены, главным образом, слюдками. В зоне Федоровской (лист О-51-XVIII) с формированием зоны гипергенеза и вторичного обогащения связаны промышленные концентрации золота (месторождение Лунное).

Урановое оруденение прослежено скважинами на глубину до 2 км и не обнаруживает тенденции к выклиниванию. При этом наиболее продуктивная часть зон имеет размах по вертикали не менее 800 м. В зависимости от преобладающих минеральных ассоциаций выделяются следующие природные типы руд (по /202/, генерализованно): браннеритовые с золотом и серебром (Южное, Снежное, Северное, Агдинское), молибденитовые с браннеритом (Минеевское), уранинитовые (Интересное, Надеждинское), слюдко-черниевые зоны окисления (Снежное и Агдинское). Основным концентратором урана является браннерит, реже коффинит и уранинит, а также урановые слюдки. Средние содержания урана изменяются в пределах 0,123-0,195%. Геохимический спектр руд характеризуется повышенными концентрациями золота, серебра, мышьяка, таллия, ванадия, молибдена, титана, галлия, марганца, меди, стронция, бария, фосфора /156/. Возраст оруденения можно определить в рамках поздняя юра-ранний мел, так как калий-аргоновые датировки золотоносных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов (145-150 млн. лет) соответствуют поздней юре, а пострудными по отношению к браннеритовой минерализации являются раннемеловые дайки сельвсбергитов и грорудитов эльконского комплекса. В геофи-

зических полях минерализованные зоны выделяются аномалиями калия (до 5-6%), урана (до 0,0002%), тория (до 0,001%), гамма-поля (до 16 мкР/ч) /169/. При наземной радиометрической съемке они фиксируются аномалиями от 30-70 мкР/ч до 950 мкР/ч на фоне 15-20 мкР/ч.

Краткая характеристика месторождений урана приведена в табл. 18, а проявлений и пунктов минерализации – в приложении 2.

7.5. Горнотехническое сырье

7.5.1. Флогопит

На площади листа расположены 12 месторождений и более двух десятков проявлений и пунктов минерализации флогопита. Все месторождения приурочены к породам медведевской и леглиерской свит федоровской серии. Разрезы этих свит включают горизонты существенно диопсидовых пород (диопсидовых, флогопит-диопсидовых, скаполит-диопсидовых и др.), мраморов и кальцифиров, в которых и локализуются флогопитовые тела. В структурном плане размещение месторождений контролируется отдельными элементами (перегибами крыльев, замковыми частями) преимущественно синклинальных форм. Все месторождения группируются в 4 флогопитоносных поля: Эмельджакское, Каталахское, Неакуинское, Гоновское /153/. Месторождения, в свою очередь, как правило, состоят из нескольких участков, объединяющих две и более флогопитоносные зоны. Последние представляют собой совокупность сближенных флогопитовых тел (гнезд, жил), объединенных в определенный контур, отвечающий требованиям кондиций. Флогопитоносные зоны имеют протяженность от 10-20 м до 300-400 м, мощность от первых метров до первых десятков метров и по падению прослеживаются на расстояние до 200 м. Содержания флогопита (забойного сырца) по зонам колеблется от 8,5 кг/м³ до 345 кг/м³, а выход обогащенного сырца составляет 43,2-65,5%. Флогопитовые тела (гнезда и жилы) с промышленным ослуждением сложены преимущественно крупнопластинчатым

Таблица 18

Характеристика месторождений урана,
расположенных на площади листа О-52-ХІІІ по /156, 192, 202/

№№ на карте	Название, географи- ческая привязка	Краткая характеристика
I-1-5	Интерес- ное	Основной рудовмещающей структурой является зона Интересная, представленная брекчированными метасоматитами, развитыми вдоль дайки роговообманковых порфиров. Дайка оруденения не содержит. Рудные тела имеют форму линз, четковиднo сменяющих друг друга по простиранию. Протяженность зоны 2,5 км, простирание 290-300°, падение 60-80° на юго-запад. Содержание урана изменяется от 0,074% до 3,377% при колебании мощностей от 0,06 м до 3,75 м. Урановая минерализация представлена браннеритом и настураном. Содержания золота 0,1-28,1 г/т (среднее 0,4 г/т) при мощности 1,5-3,3 м. Запасы урана подсчитаны по категориям C ₁ +C ₂ при ср. сод. 0,354%: запасы по категории C ₁ – 979 т., по категории C ₂ – 1835 т.
I-1-13	Надеж- динское	Основной рудовмещающей структурой является зона Надеждинская, являющаяся северо-западным флангом зоны Сохсолоохской и протягивающаяся на 9 км. Простирание зоны 310-315°, падение субвертикальное. Зона выполнена blastomylonitami, включает дайками метасоматически измененных метадiorитов. Мощность полосы blastomylonitov 80-150 м. Рудовмещающие зоны дробления выполнены брекчиями и представляют серию кулисообразных швов, развивающихся в полосе мощностью 5-10 м. Мощность рудных интервалов колеблется от 0,07 м до 5,35 м. Содержание урана от 0,052% до 1,314%(ср. сод. 0,137%). Выделяется несколько рудных залежей* размером 1000×500 м и мощностью от 1,91 м до 2,63 м. Урановая минерализация представлена браннеритом. Средние содержания золота 0,9 г/т. Элементы-спутники – свинец, мышьяк, таллий, медь. Запасы урана подсчитаны по категории C ₂ – 1475 т. Прогнозные ресурсы по категории P ₁ – 28500 т. (при ср. сод. 0,140%).
I-1-17	Магнит- ное	Включает зоны Приятную и Зону № 513. Протяженность структуры 8 км. Протяженность месторождения 4 км. Зона представлена метасоматитами и брекчиями, милонитизированными дайками метадiorитов. Простирание зоны 320-330°, падение на юго-запад под углами 70-80°. Мощность зоны от 5 до 20 м. Форма рудных тел – уплощенные линзы. Содержание урана на поверхности 0,048%, на глубине до 0,122% на мощность 1 м. Среднее содержание золота 1,3 г/т при мощности золотоносных интервалов 2,6-3,6 м. Элементы-спутники – свинец, мышьяк, таллий, ванадий, молибден, вольфрам, ниобий. Прогнозные ресурсы урана по категории P ₁ 3000 т (при среднем содержании 0,1%).
I-1-25	Медвежье	Приурочена к зоне Медвежьей, имеющей протяженность 3,8 км. Зона сложена blastomylonitami, метасоматитами, гидротермально измененными и брекчированными дайками метадiorитов. Азимут простирания структуры 280-300°, падение на юго-запад под углами 60-70°. Форма рудных тел линзовидная, удлиненная. Среднее содержание урана изменяется от 0,07% до 0,199%. Содержание золота 0,5-1,6 г/т при мощности золотоносных интервалов 1,8-3,4 м. Элементы-спутники – ванадий, таллий, бериллий. Прогнозные ресурсы урана по категории P ₁ 3800 т (при среднем содержании 0,19%).

* В пределах ураноносных зон выделяются рудные образования трех типов: рудные тела, рудные залежи, продуктивные зоны. Рудные тела представляют собой обособленные скопления урановых руд, приуроченные к одному тектоническому шву или серии сближенных трещин и оконтуренные в соответствии с установленными условиями (c_{\min} 0,04-0,05%). Рудная залежь представляет собой систему рудных тел, приуроченных к единой серии тектонических швов. Продуктивная зона объединяет рудные залежи в границах единой тектонической структуры (зоны).

№№ на карте	Название, географи- ческая привязка	Краткая характеристика
I-1-27	Снежное	Приурочено к зоне Пологой, имеющей протяженность 10,5 км. Протяженность месторождения 4 км. Зона Пологая представлена единой структурой северо-западного простирания (310°), падающей под углом 55-65° на юго-запад. Сложена метасоматитами, метасоматически измененными кварц-полевошпатовыми породами. Средняя мощность 3-5 м. Рудные тела имеют сложную форму, протяженность их десятки м – первые сотни м, мощность от 0,5 м до 1,0 м. Среднее содержание урана изменяется от 0,1% до 0,3%. Содержание золота: 0,4-2,2 г/т на мощность 1,1-4,7 м. Элементы-спутники – мышьяк, таллий, ванадий, титан, никель. Запасы урана подсчитаны по категориям C ₁ +C ₂ (по категории C ₁ 2620 т. при ср. сод. 0,161%, по категории C ₂ 5314 т при ср. сод. 0,16%). Прогнозные ресурсы категории P ₂ 8100 т. (ср. сод. 0,13%).
I-1-28	Невское	Приурочено к тектонической зоне Невской, имеющей общую протяженность 6,2 км. Протяженность месторождения 2,2 км. Зона сложена брекчированными и катаклазированными гидротермально измененными породами. Азимут простирания зоны 305-330°, падение 55-65° на юго-восток, мощность зоны колеблется от 1,7 до 8,0 м. Урановая минерализация представлена браннеритом. Рудные тела имеют линзообразную форму, длина их изменяется от 5-6 м до 20-30 м, мощность – от 0,11 м до 1,26 м. Содержание урана от 0,08% до 0,608%. Содержания золота 0,9-1,4 г/т на мощность 1,9-3 м. Элементы-спутники – сурьма, мышьяк, таллий. Запасы урана категории C ₂ 2472 т (ср.сод. 0,147%). Прогнозные ресурсы по категории P ₁ – 3100 т.
I-1-34	Главное	Приурочено к зоне Главной протяженностью 5,4 км. Зона сложена метасоматитами, метасоматически измененными кварц-полевошпатовыми породами и кварц-карбонатными брекчиями. Азимут простирания зоны 300°, падение на юго-запад под углом 60°. Параметры оруденения на поверхности – содержание урана 0,14% на мощность 0,75 м; на глубине – 0,122% на мощность 0,23 м. Среднее содержание золота 1,8 г/т при мощности 4,6 м. Элементы-спутники – мышьяк, таллий, сурьма. Прогнозные ресурсы кат. P ₁ – 1200 т.
I-2-1	Северное	Месторождение приурочено к зоне Северной, прослеженной на 10 км. Протяженность месторождения 7,2 км. Азимут простирания зоны 300-310°, падение 40-60° на юго-запад. Промышленные запасы урана сосредоточены в основном в 3 крупных залежах протяженностью от 1,7 до 3,5 км с распространением на глубину более 1,2 км. Нижняя граница оруденения не установлена. Среднее содержание урана 0,149%. Средние содержания попутных компонентов: золото – 0,7 г/т (0,3-1,32 г/т), серебро – 12,4 г/т. Мощность золоторудных интервалов 1,2-4,2 м. Элементы-спутники – свинец, мышьяк, медь. Запасы по категории C ₂ – 58,6 тыс т.
I-2-4	Южное	Включает участки Дружный, Непроходимый, Курунг, Эльконское плато, Элькон. Месторождение приурочено к зоне Южной, прослеженной на 37 км. Протяженность месторождения 20,7 км. Простирание зоны 305° с колебанием от 290 до 315°, падение от 52 до 80° на юго-запад. Урановые руды локализуются как в основной зоне Южной, так и в оперяющих зонах Старой и Знакомой. Верхняя граница промышленного оруденения проходит в 200-400 м от поверхности. На глубину руды прослежены на 1800 м, нижняя граница не определена. В пределах зоны выделяются рудные залежи и рудные тела. Всего выделено 9 кулисообразно и субпараллельно расположенных рудных залежей протяженностью 650-5400 м со склонением к северо-западу под углом 30-50°. Мощность их изменяется от 0,1 м до 25 м (в среднем 4-6 м). В границах залежей выделены от 1 до 16 рудных тел длиной от 20-30 м до 650-750 м при мощности от десятых долей метра до 2-5 м. Форма крупных рудных тел в продольном сечении близка к ромбовидной, более мелкие тела имеют изометричную, столбообразную или ромбовидную форму. Кондиционное оруденение представлено первичными рудами, урановая минерализация в которых на 90% сложена браннеритом и продуктами его изменения. Содержание урана в рудах изменяется от 0,04% до 3% (среднее 0,148%). В целом для месторождения характерно увеличение содержания урана в рудах с юго-востока на северо-запад и, менее отчетливо выраженное – с глубиной. Попутными полезными компонентами в рудах месторождения являются, золото, серебро и молибден. Последний появляется на юго-восточном фланге зоны. Мощность золоторудных интервалов составляет от 0,3 м до 18,8 м при содержании золота 0,1-14,1 г/т. Средние содержания попутных компонентов: Au – 0,8 г/т, Ag – 10,2 г/т, Mo – 0,076%, V – 0,1%. Элементы-спутники – платина, мышьяк, вольфрам, таллий, ванадий, медь. Запасы урана подсчитаны по категориям B+C ₁ +C ₂ в количестве 234,8 тыс. т. По данным технологических испытаний руд с учетом полного цикла переработки извлечение урана оценивается на уровне 90%, молибдена – 50-55%, золота и серебра – 40-50%.

№№ на карте	Название, географи- ческая привязка	Краткая характеристика
I-2-13	Таежное	Приурочено к зоне Центральной протяженностью 9,5 км. Зона выполнена бластомилонитами, метасоматитами, дайками метадiorитов. Протяженность месторождения 4,1 км. Простираие зоны 305-315°, падение на юго-запад под углами 55-65°. Мощность рудных пересечений колеблется от 0,1 м до 1,65 м. Содержание урана изменяется от 0,05% до 0,6%. Протяженность рудных тел 10-165 м. Среднее содержание урана 0,155%. Содержания золота 0,3-1,8 г/т на мощность 0,3-1,7 м. Элементы-спутники – таллий, ванадий, молибден. Запасы урана по категории C ₂ 3065 т (ср. сод. 0,155%). Прогнозные ресурсы по категории P ₁ 5000 т (ср. сод. 0,12%).
I-2-14	Весеннее	Приурочено к тектонической зоне Весенней, выполненной бластомилонитами, метасоматитами, гидротермально измененными и брекчированными дайками метадiorитов. Простираие зоны 300-305°, падение на юго-запад под углами 45-65°, протяженность – 13 км. Длина месторождения – 2,5 км. Мощность рудных пересечений 0,29-1,61 м. Содержание урана изменяется от 0,306% до 0,906%. Урановая минерализация – браннерит. Запасы по категории C ₂ 1600 т в двух разобщенных блоках. Содержания золота 0,4-1,3 г/т на мощность 0,1-6,3 м.
I-2-27	Агдинское	Приурочено к серии кулисообразных и сочленяющихся структур, ориентированных по азимуту 310-315°, сопровождающихся системой оперяющих трещин. Падение зоны изменяется от 55° на юго-запад до 80-85° на северо-восток. Зона не выдержана по мощности, которая колеблется от 5-10 до 20 м, резко уменьшаясь с глубиной. Форма рудных тел – уплощенные линзы протяженностью первые сотни м при мощности от 1-2 м до 3-5 м. Рудная минерализация представлена коффинитом, браннеритом, присутствующих в цементе брекчий. Содержания золота 0,3-6,0 г/т (среднее 1,61 г/т). Элементы-спутники – сурьма, мышьяк, таллий. Запасы урана по категории C ₁ 978 т (ср. сод. 0,186%), по категории C ₂ 1005 т (ср. сод. 0,106%). Прогнозные ресурсы по категории P ₁ 1000 т (ср. сод. 0,105%).

флогопитом, в подчиненном количестве мелкими его кристаллами, а также мелко-чешуйчатой разновидностью, приуроченной к неперекристаллизованным участкам. Кроме флогопита в них присутствуют диопсид, паргасит, скаполит, апатит, кальцит, магнетит, сульфиды, шпинель.

Основным типом ослюденения является гнездовый. Размеры отдельных гнезд достигают первых метров, иногда 10 м в поперечнике. Форма их самая разнообразная: изометричная, линзовидная, неправильная. Жильный тип ослюденения представлен поперечными лестничными жилами, реже встречаются согласные и диагональные по отношению к вмещающим породам жилы. Наблюдаются как пологопадающие ($25-30^\circ$), так и крутые до субвертикальных жилы. Обычно они не имеют зональности вследствие последующей перекристаллизации. Иногда в жилах, локализующихся в алюмосиликатных породах, центральная часть сложена крупнокристаллическим флогопитом, нередко с крупными кристаллами кальцита и диопсида. По периферии таких жил наблюдается паргасит-диопсидовая или неперекристаллизованная флогопит-диопсидовая оторочка, а в зальбандовых частях — скаполит-диопсидовые породы. Параметры жил: мощность от первых см до 2-3 м, в раздувах до 5-10 м, протяженность от первых дм до 150 м (обычно — первые метры). Содержание забойного сырца в гнездах и жилах обычно на порядок выше, чем в флогопитоносных зонах (от первых сотен кг/м^3 до 1500-2000 кг/м^3).

Кондиционные кристаллы флогопита обычно имеют коричневый, темно-коричневый до черного цвет. Размер их в поперечнике обычно не превышает 2-15 см, редко достигая 1-2 м. Встречаются кристаллы бочонковидного, таблитчатого (псевдогексагонального), короткопризматического и усеченно-пирамидального облика. В большинстве же случаев они лишены правильных кристаллографических очертаний. Идеальные гексагональные короткопризматические кристаллы отмечаются в кальцифирах в участках собирательной перекристаллизации. В жилах и гнездах пластины флогопита обычно беспорядочно срастаются друг с другом. По содержанию железа (3,5-11,5%) флогопит месторождений относится к железистому типу.

К дефектам кристаллов флогопита относятся включения других минералов, представленные как первичными (шпинель, диопсид, скаполит), так и вторичными (кальцит, пирит, гидроокислы железа по спайности, кварц) минералами. Часто в крупных кристаллах наблюдается трещиноватость, параллельная и пересекающаяся под углами обычно в 60° , 120° . В результате единый кристалл распадается на отдельные пакеты лент, ромбов, треугольников или параллелограммов. В зонах пострудных разломов пластины флогопита изогнуты, приобретают волнистую или гофрированную поверхность. Из вторичных изменений иногда наблюдается хлоритизация, тремолитизация кристаллов по спайности или их гидратация.

Все месторождения флогопита в настоящее время законсервированы в связи с прекращением спроса на данный вид сырья. Краткая их характеристика приведена в табл. 19. Сведения о проявлениях и пунктах минерализации даны в приложении 2. Прогнозные ресурсы площади оцениваются в 460 тыс. т. кат. P_2 и 9 тыс. т. кат. P_3 /152/.

7.5.2. Графит

На площади расположено одно месторождение, два проявления и два пункта минерализации графита.

Месторождение Чебере (IV-1-4) находится на правом берегу р. Прав. Ыллымах напротив устья ее левого притока – руч. Чебере. Состоит из 4-х участков (Центральный, Заречный, Таборный, Правобережный). Графитоносные тела, локализованы в верхней части разреза нимырсской свиты, сложенной мигматизированными графит-биотитовыми, графит-биотит-гиперстеновыми, графит-гиперстеновыми, графитовыми гнейсами с прослоями графитовых и графитсодержащих кварцитов. Графитоносные образования смяты в узкие изоклинальные складки и протягиваются в виде субмеридиональной полосы шириной 1,7-2,0 км.

Всего в пределах месторождения выявлено 54 рудных тела с содержаниями графитного углерода 15-60% /183/. Рудные тела представляют собой согласные линзы, линзо- и пластообразные залежи протяженностью от первых десятков метров до

Таблица 19

Характеристика месторождений флогопита, расположенных на площади листа О-52-ХІІІ

№№ на карте	Название, географическая привязка	Краткая характеристика	Источник информации
I-3-14	Эмельджакское, левобережье среднего течения руч. Эмельджак	Состоит из 9 участков (Противорудничный, Викторовский, Центральный, Скальный, Пятый, Четвертый, Третий, Дорожный, Водораздельный). Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской свиты федоровской серии, представленными, главным образом, существенно диопсидовыми породами, содержащими кварц, шпинель, кальцит, флогопит, роговую обманку, скаполит, волластонит, а также пироксен-роговообманковыми гнейсами. Широкое распространение в пределах месторождения имеют мигматиты, граниты и гранит-пегматиты, а также динамометаморфические образования – милониты, формирующие субвертикальные субсогласные с простираием вмещающих пород зоны протяженностью до 600-800 м при мощности от 0,5-1 м до 10-15 м. В структурном плане месторождение приурочено к юго-западному крылу крупной антиформы, а промышленные скопления флогопита тяготеют к замковым частям мелких антиклинальных структур. Флогопит формирует гнезда в диопсидовых и шпинель-диопсидовых породах и жилы – в гнейсах, гранит-пегматитах и милонитах. Форма гнезд линзовидная, прожилковидная и неправильная, размер их обычно составляет 0,2-0,4 м, реже 1,5-2 м, до 4×9 м (участок Центральный). Среди флогопитовых жил по отношению к вмещающим породам различаются согласные и секущие. Наиболее распространены секущие жилы северо-восточного простираия (30°), падающие на юго-восток под углами 30-70°. Мощность секущих жил достигает 2-3 м, а длина 30-50 м. Согласные жилы встречаются реже и обычно приурочены к крыльям складчатых форм. Длина их достигает 15-25 м, а мощность 0,3-0,7 м до 1,5 м. Гнезда и жилы сложены флогопитом (преобладает), диопсидом, скаполитом, роговой обманкой, шпинелью, кальцитом. Размеры кристаллов слюды обычно колеблются от 5-10 см до 20-30 м в поперечнике, реже достигают 0,5-0,8 м. Наиболее крупные и качественные кристаллы слюды наблюдаются в местах пересечения согласных и секущих жил. Содержание флогопита на месторождении изменяется от 9 кг/м ³ до 802 кг/м ³ /203, 223/. В 1987-1988 г.г. диопсидовые породы месторождения исследовались в качестве диопсидового сырья /163/. Технологическими исследованиями и промышленными испытаниями доказана возможность использования их в производстве минеральной ваты, керамической и стеклянной облицовочной плитки, каменного литья, стеклосвязки для абразивного инструмента, пеностекла, как составляющей обмазки электродов и др.	163, 203, 223
II-4-1	Участок Второй, левобережье верхнего течения руч. Эмельджак	Приурочено к супракрустальным образованиям леглиерской свиты федоровской серии, представленными роговообманково-диопсидовыми, роговообманковыми кристаллосланцами и гнейсами с прослоями скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород и кальцифиров. Флогопитовые тела локализуются в диопсидовых, флогопит- и скаполит-диопсидовых породах. Представлены гнездами, реже согласными и секущими жилами, группирующимися в 9 слюдоносных зон длиной 54-387 м при мощности 2,3-33 м. Размер гнезд флогопита достигает 1 м в диаметре. Жилы флогопита имеют длину 5-8 м при мощности до 0,5 м. Кристаллы флогопита различного качества. Среднее содержание его по зонам – 31,4 кг/м ³ .	150, 203
II-4-3	Горелое (Верхне-Эмельджакское), правый склон долины руч. Эмельджак	Объединяет участок Горелый и зону Южную. Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской свиты федоровской серии, представленными роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-диопсидовыми, флогопит-скаполит-диопсидовыми кристаллосланцами и кальцифирами. Флогопитовые тела локализуются в диопсидовых, флогопит-скаполит-диопсидовых породах и кальцифирах. Представлены гнездами, реже согласными и секущими жилами, группирующимися в слюдоносные зоны длиной до 180 м при мощности 2,5-15 м. Всего на месторождении выделено 8 таких зон. Размер гнезд флогопита достигает 2-2,5 м в диаметре. Жилы флогопита имеют длину 10-15 м при мощности от 0,5-1 м до 5,5 м. Секущие жилы часто приурочены к сводовым частям мелких складчатых форм. Флогопит месторождения относится к крупнокристаллическому среднего качества. Содержание его изменяется от 39,9 кг/м ³ до 337,9 кг/м ³ .	223

№№ на карте	Название, географическая привязка	Краткая характеристика	Источник информации
II-4-6	Таборное, водораздел верховьев ручьев Иванова-Керибикан	Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской свиты федоровской серии, представленным диопсидовыми и скаполит-диопсидовыми породами, кальцифирами, диопсид-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманковыми кристаллосланцами и гнейсами. Флогопитовая минерализация локализуется в существенно диопсидовых породах и кальцифирах. Представлена гнездами, реже согласными и секущими жилами, группирующимися в 8 слюдоносных зон. Размер гнезд флогопита достигает 2-2,5 м в диаметре. Размеры жил незначительные и в длину обычно не превышают первых метров при мощности от 5-8 см до 2 м. Наиболее крупные жилы имеют длину 18-25 м при мощности 1,5-4,5 м. Размер кристаллов флогопита обычно составляет от 0,5-2 см до 0,3 м. Содержание его изменяется от 46,2 кг/м ³ до 108,1 кг/м ³ . В пределах месторождения отмечаются линзовидные тела серпентин-магнетитовых, флогопит-магнетитовых и серпентин-диопсид-магнетитовых пород. Простираие их северо-западное, длина 80-120 м, мощность – 6-8 м. Содержание магнетита в среднем составляет 20-25%.	203, 223
II-4-7	Магнитное, водораздел верхних течений ручьев Эмельджак, Ивановка	Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской свиты федоровской серии, представленным диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми, флогопит-диопсидовыми с магнетитом и серпентином породами, а также диопсид-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, биотит-диопсид-роговообманковыми, роговообманковыми кристаллосланцами и гнейсами. В структурном плане месторождение находится на северо-западном крыле Керибиканской антиформы. Флогопитовая минерализация локализуется в существенно диопсидовых породах. Представлена гнездами, мелкими согласными, реже секущими жилами, группирующимися в 4 слюдоносных зоны. Размер гнезд флогопита изменяется от 5-10 см до 1 м в поперечнике. Размеры жил незначительные и в длину не превышают 6-8 м при мощности от нескольких десятков см до 0,5-1 м. Гнезда и жилы сложены флогопитом, диопсидом, кальцитом, реже встречаются магнетит, шпинель, серпентин и гиперстен. Размер кристаллов флогопита обычно составляет от 0,5-2 см до 0,5 м. Содержание его изменяется от 10,3 кг/м ³ до 265,1 кг/м ³ . В пределах месторождения отмечаются линзовидные тела флогопит-магнетитовых и диопсид-магнетит-амфиболовых пород. Длина их не превышает 30-50 м при мощности 3-5 м. Содержание магнетита в среднем составляет 36%.	203, 223
II-4-10	Верхне-Керибиканское, верховья руч. Керибикан	Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской свиты федоровской серии. Флогопитовая минерализация локализуется в существенно диопсидовых породах и представлена гнездовым типом. Размер гнезд флогопита изменяется от 6-10 см до 1-1,5 м в поперечнике. Форма гнезд, как правило, асимметричная с извилистыми ограничениями. Часто они вытянуты по простиранию вмещающих пород. Гнезда сложены флогопитом, кальцитом, диопсидом, роговой обманкой. В целом они концентрируются в 8 слюдоносных зон длиной до 300 м при мощности около 4 м. Содержание флогопита в рудных телах изменяется от 5,3 кг/м ³ до 265,1 кг/м ³ .	203
III-2-4	Каталахское, верховья руч. Каталах	Пространственно объединяет 4 участка: Цветковский, Покостах, участок № 1 и участок № 2. Первые два участка ранее рассматривались в качестве самостоятельных месторождений /190, 229/. Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской и леглиерской свит федоровской серии, представленным, соответственно, диопсид-роговообманковыми, роговообманковыми кристаллосланцами, гнейсами и диопсидовыми, гиперстен-диопсидовыми, диопсид-гиперстен-роговообманковыми, часто с биотитом кристаллосланцами, мраморами, кальцифирами. В структурном плане месторождение расположено на западном крыле Каталахской синформы. В пределах месторождения на 4 участках разведаны 39 слюдоносных зон длиной до 75-100 м и мощностью до 20-40 м. Флогопитовая минерализация приурочена к горизонтам диопсидовых, скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород, мраморов, кальцифиров и локализуется в виде небольших гнезд и жил в седловидных частях и крыльях мелких складчатых форм и в зонах трещиноватости. Основной тип ослюденения – гнездовой. Размер гнезд флогопита колеблется от 0,3-0,5 до 1-3 м в поперечнике, редко до 8 м по удлинению. Согласные жилы выполняют трещины субмеридионального простирания и часто имеют четковидную форму. Длина их не превышает 4-5 м, а мощность изменяется от 0,1-0,3 м до 0,6-0,8 м. Секущие жилы обычно представляют собой мелкие (длиной 0,5-2 м при мощности 0,15-0,4 м) крутопадающие (70-80°) или средненаклонные (40-50°) тела северо-восточного простирания, резко выклинивающиеся по падению и простиранию. Флогопитовые тела сложены флогопитом, диопсидом, кальцитом, паргаситом, редко встречаются скаполит, сульфиды, апатит. Среднее содержание флогопита в рудных телах составляет 10-73 кг/м ³ /204/.	190, 204, 229

№№ на карте	Название, географическая привязка	Краткая характеристика	Источник информации
IV-3-6	Неакуинское, левый склон долины руч. Слюдяного, левого притока р. Бол. Неакуя	Приурочено к супракрустальным образованиям нимырской свиты верхнеалданской серии, представленным диопсидовыми, диопсид-гиперстеновыми и биотит-гиперстеновыми кристаллосланцами и гнейсами, включающим линзы серпентинитов. Промышленное ослюденение приурочено к диопсидовым породам, серпентинитам и представлено гнездовым и жильным типами. Гнезда имеют неправильную форму с многочисленными ответвлениями и карманами. Размер их достигает 0,7-0,8 м в поперечнике, а диаметр кристаллов флогопита – 1 м. Среди жил встречаются согласные и секущие, длина их, как правило, не превышает 2 м, при мощности до 0,5-0,6 м. Сложены флогопитом, диопсидом, серпентином, кальцитом, паргаситом. Всего на месторождении разведано 11 слюдоносных зон длиной 41,5-211 м и мощностью 4,5-14,8 м. Ослюденение прослежено до глубины 150 м. Содержание флогопита в рудных телах составляет 83,5-211,5 кг/м ³ .	141, 204, 229
IV-3-11	Дремучинское, правый борт долины р. Бол. Неакуя	Приурочено к супракрустальным образованиям нимырской свиты верхнеалданской серии, представленным диопсидовыми, диопсид-роговообманковыми и диопсид-гиперстеновыми кристаллосланцами и гнейсами. Промышленное ослюденение локализовано в диопсидовых породах и представлено гнездовым типом. Гнезда неправильной формы с многочисленными ответвлениями имеют размер 0,2-0,4 м, редко до 1 м, в поперечнике. Качество флогопита низкое. Содержание его в рудных телах составляет 27,1-109,6 кг/м ³ .	141
IV-4-10	Шумное, водораздел верховьев ручьев Гранитный и Плесовый	Приурочено к супракрустальным образованиям леглиерской свиты федоровской серии, представленным диопсидовыми и диопсид-роговообманковыми кристаллосланцами и гнейсами. Промышленное ослюденение локализовано в диопсидовых породах и представлено гнездовым, реже жильным типами. Гнезда имеют округлую и линзовидную форму. Размер их составляет от 5×5 см до 2,5×3 м, а диаметр кристаллов флогопита достигает 1 м. Среди жил встречаются согласные и секущие, длина их изменяется от 0,2-0,5 м до 2-3 мм, редко 10-15 м при мощности 0,2-0,5 м (редко 1-1,5 м). Всего на месторождении разведано 7 слюдоносных зон длиной 42-217 м и мощностью 3,5-6,8 м. По падению зоны разведаны до глубины 75 м. Содержание флогопита в рудных телах составляет 55-174 кг/м ³ .	204, 229
IV-4-11	Плесовское, верховья руч. Плесовый	Приурочено к супракрустальным образованиям леглиерской свиты федоровской серии, представленным диопсидовыми, геденбергит-диопсидовыми кристаллосланцами, флогопит-диопсидовыми и кальцит-флогопит-диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми породами. Промышленное ослюденение локализовано в диопсидовых породах и представлено гнездами, линзовидными телами и жилами, группирующимися в слюдоносную зону длиной 160 м и мощностью 3-40 м. Размер гнезд не превышает 0,5-0,7 м в поперечнике. Жилы в виде небольших четковидных тел имеют длину 0,5-1 м, редко до 15 м, и мощность от первых см до 0,3-0,7 м. Гнезда и жилы сложены флогопитом, диопсидом, кальцитом, серпентином, реже встречаются паргасит, скаполит, сфен, магнетит, апатит, сульфиды. Размер кристаллов флогопита достигает 0,2×0,8×1 м. Качество флогопита низкое. Содержание его в рудных телах составляет 5-430 кг/м ³ .	141, 204
IV-4-13	Гоновское, левый склон долины руч. Безымянного	Приурочено к супракрустальным образованиям леглиерской свиты федоровской серии, представленным диопсидовыми и диопсид-роговообманковыми кристаллосланцами и гнейсами с линзами флогопит-диопсидовых, скаполит-диопсидовых пород и кальцифиров. Промышленное ослюденение локализовано в диопсидовых породах и представлено гнездами, реже жилами. Гнезда имеют размер от 0,2-0,3 м до 0,8-1 м в поперечнике. Длина жил изменяется от 0,3-0,5 м до 1,5-2 мм, редко 3,2 м при мощности 0,1-0,2 м. Всего на месторождении разведано 2 слюдоносных зоны. Флогопит средне- и мелкокристаллический, в основном, хорошего качества. Содержание его в рудных телах составляет 14-285 кг/м ³ .	141, 204

600-700 м, шириной от 20-25 м до 150-170 м, редко 200-230 м, и мощностью от первых десятков см до 15-20 м, редко 30-40 м. По простиранию и падению рудные тела часто расщепляются на несколько параллельных пластов, прерываются, выклиниваются, кулисообразно сменяя друг друга. Нередко наблюдаются пережимы или раздувы рудных тел. Вследствие широкого развития разнопорядковой складчатости наблюдаются сложные изгибы рудных тел с резкой сменой углов падения по простиранию и по падению.

Среди графитсодержащих пород выделяются 4 типа графитовых руд, как правило, перемежающихся между собой и разделяющихся линзами и прослоями пустых пород:

1) графитовые гнейсы (бедные руды) биотит-пироксен-плагиоклазового, пироксен-плагиоклазового состава, в различной степени графитизированные, сульфидизированные и мигматизированные, содержащие 1-8% графита;

2) массивные (богатые) графитовые руды – графит-плагиоклаз-кварцевого, графит-сульфидно-кварц-плагиоклазового состава с содержаниями графита 15-40% и более;

3) линзовидно-полосчатые графитовые руды с содержаниями графита 8-15% (распространены незначительно);

4) линзовидно-пятнистые графитовые руды графит-пироксен-плагиоклаз-кварцевого состава, содержащие 4-11% графита.

Наибольшее распространение на месторождении имеют руды первых двух типов. Бедные руды (графитовые гнейсы) сложены андезином №№ 32-36 (10-55%), кварцем (22-45%), биотитом (6-15%), графитом (1-8%), содержат диопсид, гиперстен, роговую обманку, пирротин, пирит, халькопирит (первые проценты каждого), апатит, циркон, шпинель (менее 1% каждого). Доля наиболее богатых массивных и линзовидно-полосчатых руд в составе рудных тел равна 85%. Они сложены графитом (от 15% до 40-60%), андезином, реже лабрадором (11-20%), кварцем (18-23%), биотитом (5-12%), гиперстеном (до 4%), сульфидами (до 12-19%). В зонах тектонических нарушений и на дневной поверхности в пределах отдельных участков месторождения руды разрушены выветриванием и представляют собой грубозернистую

супесь желто-коричневого или серого, темно-серого цвета. Глубина распространения коры выветривания обычно не превышает первых метров, увеличиваясь в зонах разломов до 10-15 м, редко до 25 м.

Графит в рудах представлен, в основном, двумя разновидностями: 1) чешуйчатый и крупночешуйчатый (размер зерен от 0,2 мм до 1,5-5 мм); 2) мелко- и тонкокристаллический (до 0,15-0,2 мм). Первая разновидность характерна для бедных графитовых руд (с содержаниями графита 1-8%). При возрастании содержания графита до 15% соотношение чешуйчатого и мелкокристаллического графита примерно выравнивается. При увеличении содержания более 15% в руде резко возрастает роль мелкокристаллической разновидности. Очень богатые руды (40% и более графита), как правило, состоят из тонкокристаллического графита (0,1-0,15 мм и менее). Во всех типах руд зерна графита располагаются в промежутках между кристаллами кварца, плагиоклаза и пироксена, редко проникая в них в виде мелкозернистых, чешуйчатых агрегатов по трещинам спайности или зонкам дробления совместно с сульфидами. С биотитом графит часто находится в тесном срастании.

Бедные руды в среднем содержат (в %): 56,2 SiO_2 , 0,85 TiO_2 , 14,65 Al_2O_3 , 1,54 Fe_2O_3 , 7,75 FeO , 10,09 Fe_2O_3 общ, 0,04 MnO , 4,37 MgO , 3,71 CaO , 2,72 Na_2O , 2,04 K_2O , 0,18 P_2O_5 , 2,23 S. Массивные руды, соответственно, 34,85 SiO_2 , 0,32 TiO_2 , 4,07 Al_2O_3 , 20,08 Fe_2O_3 общ, 0,04 MnO , 1,9 MgO , 1,13 CaO , 0,49 Na_2O , 0,76 K_2O , 0,1 P_2O_5 , 7,53 S /183/. Элементами-индикаторами графитовых руд являются никель, кобальт, медь, молибден, барий, стронций и ванадий. Иногда в рудах и вмещающих породах отмечаются высокие содержания урана – 0,01-0,03% до 0,086% на мощности 0,2-1,1 м /192/.

Физические свойства графитовых руд: объемная масса плотнокристаллических и линейно-полосчатых рудных образований 2,7 г/см³, естественная влажность 0,26%; для сланцеватых и полосчатых руд – 2,77 г/см³ и 0,22%, соответственно. При технологических испытаниях на обогатимость графитовых руд установлено, что графитовые руды месторождения относятся к нормальнообогащаемым с получением низкзолных (2-5% золы) концентратов. Методы химического дообогащения позволяют снизить зольность до 0,5-1% и менее. Без химического дообогащения мож-

но получить графит марок ГС-4 и «П», по ГОСТ 8295-73 и графит марки ГК-3 по ГОСТ 4404-78. После химического кислотного дообогащения концентрата имеется возможность получения всех марок графита зольностью менее 2% (ГС-1 и ГС-2 (смазочный), ГАК-1 и ГАК-2 (аккумуляторный), ЗУЗ-М по ГОСТ 10274-79 «Графит для производства электроугольных изделий»). Бедные по содержанию графита руды обогащаются легче с извлечением графита до 95%. Для получения качественного графита из богатых руд требуется более сложная схема обогащения.

По результатам проведенной предварительной разведки подсчитаны запасы графита по категории C_1 – 537 тыс. т, по категории C_2 – 2181 тыс. т, прогнозные ресурсы по категории P_1 – 246 тыс. т, по категории P_2 – 673 тыс. т /183/. В целом прогнозные ресурсы площади на графит оцениваются в 246 тыс. т категории P_1 , 4873 тыс. т кат. P_2 и 16 460 тыс. т кат. P_3 /152, 183, 214/.

Краткая характеристика проявлений и пунктов минерализации графита приведена в приложении 2.

8. Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района

В истории геологического развития территории можно выделить три металлогенические эпохи: раннедокембрийскую, позднепротерозойско-палеозойскую, мезокайнозойскую.

Полезные ископаемые, связанные с раннедокембрийской эпохой, на площади представлены месторождениями и проявлениями железа, флогопита и графита. Все железорудные и флогопитоносные объекты имеют четкий литологический контроль – они приурочены к горизонтам диопсидовых пород и кальцифиров в разрезе федоровской серии. Промышленные скопления графита также приурочены к графитосодержащим гнейсам и кварцитам в разрезе нимнырской свиты верхнеалданской серии.

Наиболее продуктивной в отношении полезных ископаемых является мезокайнозойская металлогеническая эпоха, которую можно разделить на два этапа – мезозойский и кайнозойский. С мезозойским металлогеническим этапом связаны месторождения и проявления урана, молибдена, рудного золота; с кайнозойским – месторождения и проявления россыпного золота.

В настоящее время в сложившейся экономической ситуации и конъюнктуре рынка минерального сырья наиболее значимым для района видом полезных ископаемых является золото, в значительно меньшей степени – уран. Закономерности размещения золоторудных, золотороссыпных и урановорудных объектов, а также оценка перспектив территории на уран и золото рассматриваются ниже.

Суммарный прогнозный потенциал территории на различные виды минерального сырья приведен в приложении 4.

8.1. Закономерности размещения золоторудных объектов

На площади листа О-52-ХІІІ частично расположен Центрально-Алданский золотоносный район, который, в свою очередь, относится к Чаро-Алданской полиме-

тально-золоторудной минерагенической зоне /212/. В рамках площади в пределах Центрально-Алданского района выделяются 3 золоторудных узла, объединяющие сближенные в пространстве месторождения, проявления и пункты минерализации, которые с различной долей условности можно отнести к определенной золоторудной формации. Золоторудная минерализация в пределах Эльконского рудного узла принадлежит комплексной золото-молибденит-браннеритовой формации /212/. Золотое оруденение данной формации на площади листа является сопутствующим урановому. Закономерности размещения урановорудных объектов данной формации рассмотрены ниже.

Золоторудную минерализацию в границах прогнозируемых Джекондинского и Ыллымахского рудных узлов с определенной долей условности можно отнести к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Данная формация объединяет группу сближенных в пространстве рудных парагенезисов (кварц-пирит-анкеритовый, кварц-гематитовый, тремолит-сульфидный, полисульфидный, полиметаллически-сульфидный) /207/, формирующих месторождения западнее площади (Лебединский рудный узел, лист О-51-XVIII). Оруденение обнаруживает пространственную связь с магмопроявлениями 2-ой фазы лебединского (штоки, лакколиты сиенитов, кварцевых сиенитов) и колтыконского (дайки сиенит-порфиров) комплексов, локализованными в карбонатной толще чехла, реже в породах фундамента вблизи его подошвы. В целом оруденение данной формации характеризуется сложным набором рудоконтролирующих факторов, основными из которых являются структурный и литологический /130, 186, 207/. В структурном аспекте оруденение приурочено к крутопадающим тектоническим зонам, сопряженным с субгоризонтальными трещинами в карбонатных породах. Рудные тела концентрируются в участках разнообразных структурно-вещественных неоднородностей. Таковыми являются прослой песчаников, песчанистых и глинистых доломитов, горизонты кремней и оолитоподобных окремнелых доломитов, поверхности несогласий (контакты штоков, силлов и даек с вмещающими породами), мелкие флексуры и перегибы пластов карбонатных пород, изгибы поверхностей разрывов и др. Определенную роль в локализации рудных тел играют физико-механические свойства самих карбонатных пород (пористость, про-

ницаемость), а также различия этих свойств в соседних слоях. Положительным фактором рудоконтроля является малая мощность проницаемых горизонтов и тектонических зон. Главными элементами-индикаторами оруденения являются марганец, мышьяк, медь, свинец, цинк, второстепенными – молибден, ванадий, кобальт, вольфрам, висмут, олово, кадмий, сурьма.

8.2. Прогнозная оценка золоторудных объектов

На площади листа О-52-ХІІІ на рудное золото выделено 10 объектов (приложение 3). При этом использованы материалы специализированных работ /157, 212/ и отчетов, завершенных к 01.07.02 г. /124, 147, 182, 192/. Прогнозные объекты выделены в границах установленных и прогнозируемых рудных узлов. В каждом из них прогнозируется золотое оруденение определенной формационной принадлежности: золото-молибденит-браннеритовой – для Эльконского, золото-сульфидно-кварцевой – для Джекондинского и Ыллымахского.

Оценка прогнозных ресурсов дана по трем категориям: P_1 , P_2 , P_3 . Методика и расчеты количества прогнозных ресурсов по конкретным объектам приведены в соответствующих специализированных отчетах.

По степени изученности выделяются две группы прогнозируемых объектов. К первой группе относятся известные месторождения и проявления урана, где золото является сопутствующим элементом. В пределах Эльконского рудного узла это месторождения урана I-1-17 (Магнитное), I-1-25 (Медвежье), I-1-28 (Невское); I-2-1 (Северное), I-2-4 (Южное); зоны I-1-52 (Бирская-I); II-1-6 (Джекондинская). Выделенные объекты имеют высокую перспективность, по ним даны прогнозные ресурсы категории P_1 и P_2 вполне надежной степени достоверности. В их пределах рекомендуются разведочные работы со сгущением разведочной сети на отдельных рудных телах или в интервалах между ними /124, 147, 157, 192/.

Ко второй группе относятся объекты, оконтуренные в границах площадей известных пунктов минерализации или те, перспективы которых оцениваются по геологическим предпосылкам и косвенным поисковым признакам. В пределах Джекон-

динского рудного узла это проявление № 0.1.2.0.1 (участок Стрелка); Ыллымахского рудного узла – проявления №№ 0.1.3.0.1 (Амбурдакская площадь) и 0.1.3.0.2 (Дабанская площадь) (приложение 3). Проявления характеризуются средней перспективностью, по ним даны прогнозные ресурсы категорий P_2 или P_3 средней степени надежности. На объектах рекомендуются специализированные поисковые работы масштабов 1:10 000 или 1:25 000, в зависимости от степени изученности /157/.

8.3. Закономерности размещения и прогнозная оценка золотороссыпных объектов

Для Центрально-Алданского золотоносного района характерна тесная пространственная связь золоторудных и золотороссыпных объектов. Источниками россыпей были объекты всех рудных формаций, но наибольший объем россыпного золота поступил из коренных источников золото-сульфидно-кварцевой и золото-пирит-адюляр-кварцевой формаций /149/.

В кайнозойском этапе развития можно выделить три крупных эпохи россыпеобразования, разделенные периодами относительной стабилизации и корообразования: палеоцен-эоценовую, олигоцен-миоценовую, верхнечетвертично-современную /149, 218, 219/. Формирование россыпных месторождений площади связано с последней из них. Россыпи, образовавшиеся в верхнечетвертично-современную эпоху, отнесены к геолого-промышленному типу мелкозалегающих аллювиальных россыпей /145/. Россыпи связаны, как правило, с русловыми отложениями, глубина залегания их составляет 0,5-7 м. Золотоносные отложения имеют грубообломочный состав и легко промываются (извлечение металла достигает 90%). Особенностью россыпей этого геолого-промышленного типа являются «сквозной» характер распространения – практически во всех как положительных, так и отрицательных морфоструктурах, а также тесная связь с конкретными коренными источниками. К настоящему времени россыпи подобного типа на площади отработаны или разведаны /189, 197/. Определенные перспективы прироста запасов связаны с

недостаточно изученными россыпями, имеющими непромышленные параметры. К этому типу отнесены россыпепроявления р. Бол. Ыллымах, ручьев Тростниковый, Часовой. По ним подсчитаны прогнозные ресурсы категорий P_1 или P_2 высокой или средней степени перспективности /146, 147, 189/ (приложение 3).

8.4. Закономерности размещения и прогнозная оценка уранового оруденения

В пределах площади листа промышленным типом уранового оруденения являются урановорудные объекты золото-молибденит-браннеритовой формации (месторождения Южное, Северное и др.). Урановое оруденение данной формации долгое время (в течение более 30 лет) являлось объектом специализированных исследований, т.к. уран является ведущим полезным ископаемым формации. Закономерности размещения урановой минерализации подробно рассмотрены в обобщающих тематических отчетах /156, 192 и др./. В качестве региональных рудоконтролирующих факторов уранового оруденения обычно выделяются следующие: 1) приуроченность урановой минерализации к крупной положительной блоковой структуре 2-го порядка – Эльконскому горсту; 2) размещение оруденения в крутопадающих протяженных тектонических зонах в докембрийском фундаменте; 3) линейность и однонаправленность наиболее крупных разрывных нарушений в пределах горста, их унаследованный характер, что проявилось в пространственном наложении большинства мезозойских рудоносных метасоматических зон на древние (протерозойские) зоны бластомилонитов; 4) связь оруденения с пирит-калишпатовыми, пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами курунгского комплекса (гумбеитами).

Основными локальными рудоконтролирующими факторами оруденения являются:

1. Морфология и внутреннее строение рудоносных структур. Рудоносные зоны подразделяются на четыре геолого-промышленных типа /156/: 1) крупные сложные разломы, контролируемые древними региональными зонами бластомилонитов и дайками метадиоритов; 2) разломы относительно простого строения с малой мощностью, контролируемые и не контролируемые древними структурами; 3) разломы и

зоны сложного строения, в основном не контролируемые древними структурами; 4) мелкие нарушения сложной морфологии, являющиеся преимущественно оперяющими структур первых трех типов. Наиболее крупные рудные залежи локализируются в пределах сложных по составу структур древнего заложения, в которых формируются многочисленные поверхности анизотропии.

2. Характер структурной поверхности рудоносных зон, являющийся отражением изгибов структур по простиранию и падению. Рельеф структурной поверхности рудных зон подразделяется на три типа: коробленный (изгибы по падению и простиранию), гофрированный (изгибы по падению или по простиранию), гофрированный с участками коробления. Наиболее благоприятной для локализации оруденения формой рельефа является коробленный тип, образующийся при взаимодействии двух систем перекрещивающихся изгибов и характеризующийся сочетанием различных размеров выпуклых и вогнутых участков.

К косвенным поисковым признакам уранового оруденения относятся: зоны катаклазитов, брекчий, милонитов и бластомилонитов; ореолы хлоритизации, эпидотизации, альбитизации, карбонатизации в породах фундамента; приуроченные к тектоническим зонам геохимические аномалии урана, золота, серебра, элементов-спутников (молибдена, меди, свинца, цинка, ванадия, бария); геофизические аномалии (повышенная радиоактивность минерализованных зон, аномалии урана, калия, тория, магнитного поля, кажущейся поляризуемости и кажущегося сопротивления). Важным косвенным признаком оруденения являются зоны пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов. Интенсивность метасоматической проработки является показателем возможной рудоносности зон.

Многолетний опыт разведочных работ, выполненных Приленской экспедицией (позднее – Приленским ПГО) на месторождениях Эльконского урановорудного района, показывает, что многие слабо изученные рудоносные структуры и отдельные их интервалы при вовлечении их в разведку обнаруживают большие потенциальные возможности по значительному увеличению промышленных запасов урановых руд. Например, зона Северная слабо проявлена на поверхности не только урановым оруденением, но и самой тектонической структурой. Однако после предварительной

разведки месторождения Северного в 1980-1985 гг. запасы урана в нём были увеличены в восемь раз по сравнению с первоначальной оценкой.

На площади листа на уран выделено 40 объектов (приложение 3). За основу нижеприведённой прогнозной оценки ураноносности площади взята специализированная итоговая работа геологов Приленского ПГО /192/.

По степени изученности выделяются три группы прогнозируемых объектов. Объекты первых двух групп выделены в границах Эльконского урановорудного района. Прогнозные ресурсы урана минерализованных зон определены, исходя из протяженности структур, их рудонасыщенности и степени разведанности на глубину. За исходную величину принят минимальный промышленный метропроцент 0,1 (содержание урана 0,1%, мощность рудного интервала 1 м). Средняя объемная масса руды – 2,6 т/м³. Глубина подсчета не превышала 300-500 м, а протяженность подсчетных блоков – половины длины рудовмещающей структуры. Подсчет выполнен по удельной продуктивности на единицу площади вертикальной продольной проекции зон /192/.

К первой группе относятся объекты, выделенные на флангах месторождений урана и в пределах хорошо изученных проявлений (приложение 3). По ним даны прогнозные ресурсы урана кат. Р₁ высокой (или средней) перспективности и вполне надежной (или средней) степени достоверности. На данных объектах рекомендуются разведочные работы со сгущением разведочной сети.

Ко второй группе относятся объекты, выделенные в пределах недостаточно изученных проявлений урана (приложение 3). По ним даны прогнозные ресурсы урана кат. Р₂ средней перспективности и средней степени достоверности. На данных объектах рекомендуются поисково-оценочные работы.

К третьей группе относятся объекты, расположенные вне пределов Эльконского урановорудного района и объединенные в две перспективные площади: Амбурдакскую (№ 0.0.0.0.1) и Дес-Ыллымахскую (№ 0.0.0.0.2). Площади объединяют сближенные перспективные проявления и пункты минерализации урана. По ним подсчитаны прогнозные ресурсы категорий Р₁, Р₂ и (или) Р₃ средней перспективно-

сти и средней степени достоверности. На площадях рекомендуется постановка поисково-оценочных работ.

Суммарные прогнозные ресурсы площади на уран оцениваются в кат. P_1 – 75 200 т, кат. P_2 – 64 510 т, P_3 – 73 000 (приложения 3, 4).

9. Гидрогеология и геокриология

Площадь листа входит в Восточно-Сибирскую платформенную область артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов, надпорядковую гидрогеологическую структуру /16/, и включает части структур I-го порядка – Якутского артезианского бассейна и Алданского гидрогеологического массива (рис. 9.1). Внутри Алданского гидрогеологического массива выделяется, как структура II-го порядка, Юхтино-Ыллымахский бассейн трещинно-карстовых вод.

Общие условия водоносности района определяются преимущественным развитием метаморфических, ультраметаморфических и осадочных литифицированных пород, его принадлежностью к криолитозоне, площадным инфильтрационным питанием и, в основном, местной разгрузкой подземных вод. Общий поток подземных вод направлен в сторону реки Тимптон.

По условиям распространения и приуроченности подземных вод к толщам пород с однотипными коллекторскими свойствами внутри всех структур выделяются участки, которым соответствуют водоносные комплексы: 1) кайнозойских; 2) вендских и нижнекембрийских отложений; 3) архей-раннепротерозойских образований; 4) мезозойских интрузивных образований. Химические составы вод каждого комплекса приведены в таблице 20.

Водоносный комплекс поровых и порово-пластовых вод кайнозойских отложений распространен повсеместно. В склоновых отложениях, представленных различным обломочным материалом с заполнителем, мощностью до 10 м, движение подземных вод, в основном, осуществляется посредством стока в пониженные формы рельефа, в результате чего образуются многочисленные источники, мочажины и заболоченные участки, а в зимнее время – склоновые наледи на участках распространения талых пород (в зонах разломов). Воды относятся к классу надмерзлотного типа верховодки. Зависимость от количества выпадающих атмосферных осадков и резкое уменьшение дебита зимой исключают эти воды для широкого производственно-хозяйственного применения, но они могут быть использованы для местных нужд.

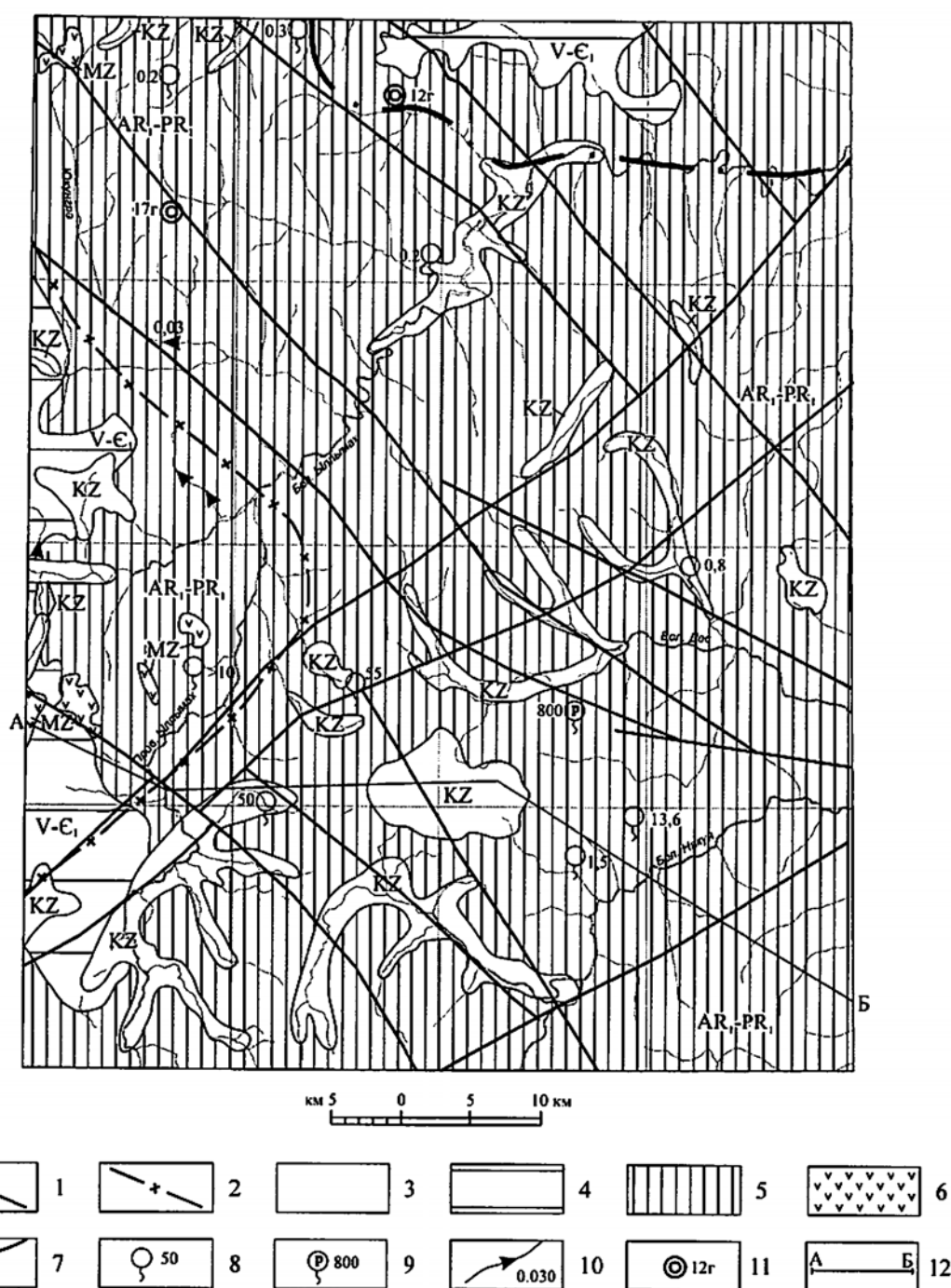


Рис. 9.1 Гидрогеологическая схема

1 – границы структур I-го порядка: Якутского артезианского бассейна (А) и Алданского гидрогеологического массива (Б); 2 – граница структуры II-го порядка Юхтино-Ыллымахского бассейна трещинно-карстовых вод (Б-1); 3-6 – Водоносные комплексы: 3 – кайнозойских отложений (KZ); 4 – вендских и нижнекембрийских отложений (V-Є); 5 – архей-раннепротерозойских образований (AR-PR); 6 – безводные и локально обводненные массивы мезозойских интрузивных образований (MZ); 7 – участки разгрузки подмерзлотных вод (сквозные талики) по зонам разломов; 8 – естественные родники (цифра – дебит, л/с); 9 – радоновый источник (цифра – содержание, эман/л); 10 – наледи (цифра – расход наледообразующего источника, м³/с); 11 – гидрогеологическая скважина и ее номер; 12 – линия разреза

Разгрузка вод кайнозойских отложений осуществляется либо путем выклинивания в русло рек с образованием поверхностного стока или, в зимнее время, русловых наледей, либо, в меньшей степени, путем проникновения в нижележащие трещиноватые и закарстованные карбонатные породы (верховья руч. Тростниковый, руч. Алексеевка). По химическому составу относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией 0,1 г/л.

Наибольшее практическое значение имеют воды аллювиальных отложений в долинах рек Бол. Ыллымах, Бол. Неакуя и др. Мощность аллювиальных отложений, представленных валунно-галечным материалом с супесчаным заполнителем, составляет до 15 м. Мощность обводненной толщи – 2-10 м, воды безнапорные. Воды аллювиальных отложений могут ограниченно применяться для водоснабжения промышленных объектов и питьевых целей ввиду непостоянного режима и уязвимости к поверхностному загрязнению.

Водоносный комплекс трещинных и трещинно-карстовых вод вендских и нижнекембрийских отложений ограниченно распространен в северной и западной частях площади. Водовмещающими породами комплекса являются доломиты, мергели, известняки. Средняя мощность водоносной толщи – 150 м. Особую роль в формировании подземных вод карбонатной толщи играет карст. Приуроченность карста к тектонически ослабленным участкам создает наиболее благоприятные условия для усиленного водообмена по закарстованным зонам. Водупором являются слабопроницаемые мергели и глинистые доломиты, а также слабо трещиноватые породы кристаллического фундамента. Большое значение имеет бронирование склонов долин многолетней мерзлотой, вследствие чего подземные воды приобретают напорный характер. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и, реже, за счет поверхностных водотоков. Области питания приурочены к таликовым зонам. Разгрузка подземных вод происходит в долины руч. Маристый, руч. Тростниковый и др. В бассейне р. Лев. Ыллымах в зимнее время наблюдаются наледи и выходы постоянно действующих источников с дебитом 1-9 л/с. По химическому составу воды относятся к пресным гидрокарбонатным, кальциево-магниевым с минерализацией 0,23 г/л. Подземные воды карбонатной толщи могут

служить надежным источником качественного водоснабжения, но ввиду ограниченного распространения имеют второстепенное значение.

Водоносный комплекс трещинных и трещинно-жильных вод архей-раннепротерозойских образований распространен на площади выхода пород фундамента. Водоносными породами являются трещиноватые граниты, гнейсы и кристаллические сланцы. Циркуляция подземных вод происходит лишь в слое годовых колебаний температур, мощность которого составляет 12-24 м. Основное питание – атмосферное, а также за счет вод сезонно талого слоя на водораздельных пространствах и пологих склонах. Скопления подземных вод пространственно связаны с крупными зонами разломов и тектонической трещиноватости. Разгрузка этих вод происходит по тектоническим зонам и фиксируется множеством мелких наледей, сезонно действующих малодебитных (0,1-1,5 л/с) источников, заболоченными участками. Выходы источников отмечаются в бассейнах р. Юкунгра, Холодная, Русская и др. Трещинные нисходящие источники с дебитом 1,3 л/с отмечаются в долине руч. Покостах. Восходящие источники с дебитом менее 0,1 л/с, приуроченные к тектоническим трещинам, встречены в карьерах флогопитовых месторождений (Каталахское и др.). Удельный дебит по скважине, расположенной в зоне усиленной трещиноватости в долине руч. Каталах, составляет 530 м³/сут. /137/. В южной половине территории, на плоских водораздельных пространствах, выходы источников, связанных с обводненными зонами трещиноватости, формируют многочисленные озера и болота. По химическому составу воды архей-раннепротерозойских образований – гидрокарбонатные кальциево-натриевые (табл. 20). Они характеризуются высоким качеством и пригодны для питьевого и технического водоснабжения.

Водоносный комплекс мезозойских интрузий, в связи с локальным развитием последних является наименее распространенным. Воды преимущественно трещинные низкотемпературные (0–3°C). Циркуляция их осуществляется, в основном, по зонам дробления и вдоль контактов с вмещающими породами. По химическому составу воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магнмиевые. Практического значения не имеют.

Химический состав подземных вод (по /137, 160/)

Показатель	Водоносные комплексы			
	кайнозойских отложений	венд-нижне- кембрийских отложений	архей-ранне- протерозой- ских образова- ний	мезозойских образований
1. Температура воды, °С	0,2-8	0,5-1,0	2,8-19,2	0,4-5,8
2. Жесткость, мг-экв				
общая	0,45-3,7	0,5-3,8	1,9-2,7	0,4-1,8
карбонатная	0,45-3,7	0,45-3,3	1,8-2,5	0,4-1,8
3. Водородный показатель, pH	5,9-7,5	6,8-8,1	5,6-8,0	6,6-7,2
4. Сухой остаток, мг/л	14,01-205,22	40,89-189,22	21,91-254	21,83-166,9
5. Общая минерализация, мг/л	32,2-150	54,62-295,45	22,17-325	33,44-266,06
6. Свободная двуокись углерода (CO ₂), мг/л	4,4-15,4	0-4,4	1,32-17,6	1,32-4,4
Макроэлементы, мг/дм ³				
Анионы:				
7. HCO ₃ ⁻	30,81-237,94	27,46-219,67	21,36-152,51	24,41-198,31
8. CO ₃ ²⁻	0-3,00		0-3,00	
9. Cl ⁻	0,70-3,48	1,40-7,80	1,40-10,64	1,4-2,8
10. SO ₄ ²⁻	0-72,00	0-11,00	2,00-100,00	нет
11. NO ₃ ⁻				нет
12. NO ₂ ⁻	0-0,30	0-0,50	0,01-0,15	нет
Катионы:				
13. Ca ²⁺	8,02-38,08	6,01-39,08	5,01-40,08	6,01-20,04
14. Mg ²⁺	2,43-26,15	2,43-25,54	1,82-6,08	1,22-9,73
15. Na ⁺ +K ⁺	1,8-4,83	0,90-39,08	0,20-44,60	0,20-35,18
16. Fe ²⁺	нет	нет	нет	нет
17. Fe ³⁺	0-2,40	нет	нет	нет
18. NH ₄ ⁺	0,10-2,00	0-0,70	0,20-2,10	0-0,20
19. SiO ₂	0-20,0	0-18,00	0-9,00	0-10,00

Формулы усреднённого химического состава:

Кайнозойские отложения $M_{0,1} \text{ HCO}_3^- 65 \text{ SO}_4^{2-} 32 \text{ Cl}^- 3 \text{ Ca}^{2+} 64 \text{ Mg}^{2+} 29 \text{ Na}^+ 7$

Венд-нижнекембрийские отложения $M_{0,23} \text{ HCO}_3^- 90 \text{ SO}_4^{2-} 7 \text{ Cl}^- 3 \text{ Ca}^{2+} 41 \text{ Mg}^{2+} 40 \text{ Na}^+ 19$

Архей-раннепротерозойские образования $M_{0,13} \text{ HCO}_3^- 44 \text{ SO}_4^{2-} 43 \text{ Cl}^- 13 \text{ Ca}^{2+} 46 \text{ Na}^+ 35 \text{ Mg}^{2+} 19$

Мезозойские образования $M_{0,11} \text{ HCO}_3^- 92 \text{ Cl}^- 8 \text{ Ca}^{2+} 62 \text{ Mg}^{2+} 21 \text{ Na}^+ 17$

Гидрогеологические условия территории существенно осложняются наличием мерзлых пород, как сезонных, так и многолетних (рис. 9.2). Многолетнемерзлые породы, распространенные преимущественно на склонах и в долинах мелких рек, препятствуют инфильтрации поверхностных вод и атмосферных осадков, затрудняют дренирование, подчеркивают, а местами определяют напорный характер вод. В толще многолетнемерзлых пород выделяются три типа мерзлоты /165/: сплошная, где средний процент талых пород составляет до 10% площади, прерывистая – 20%, островная – 50%. Наибольшие мощности (300-500 м) наблюдаются на Эльконском горсте, в долинах р.р. Бол. Ыллымах, Бол. Неакуя. В целом по территории отмечаются преобладания островного и прерывистого типов мерзлоты.

Наличие мерзлоты значительно влияет на условия распределения и формирования ресурсов подземных вод, а также обеспечивает их защиту от загрязнения. Защищены и ограниченно защищены подземные воды в зонах развития сплошного и прерывистого типа мерзлоты. На участках распространения талых пород подземные воды не защищены от загрязнения. Области питания вод охватывают талые зоны в долинах рек, на водоразделах и склонах южной экспозиции. Талые породы способствуют свободной инфильтрации атмосферных осадков в подмерзлотные горизонты. Сквозные гидрогенные и подводно-тепловые талики, распространенные в долинах рек и ручьев, позволяют подземным водам, обтекая мерзлые породы, разгружаться в речную сеть с образованием в зимнее время наледей площадью до 1,5 км² и мощностью льда до 4 м (речки Юкунгра, Русская и др.). Промерзание водонасыщенных пород вызывает криогенное расчленение гидрогеологического разреза, уменьшение его водоносности, осложнение условий подземного водообмена и ухудшение связи подземных вод с поверхностными. Многократное промерзание и протаивание существенно изменяет свойства водонасыщенных пород, повышая их трещиноватость и эффективную пористость. Многолетнемерзлые породы, являющиеся водоупором для вод деятельного слоя, определяют большую влажность сезонно оттаивающих грунтов.

В состав сезоннопромерзающих и сезоннопротаивающих слоев входят преимущественно склоновые щебнисто-глыбовые, щебнисто-дресвяные грунты с раз-

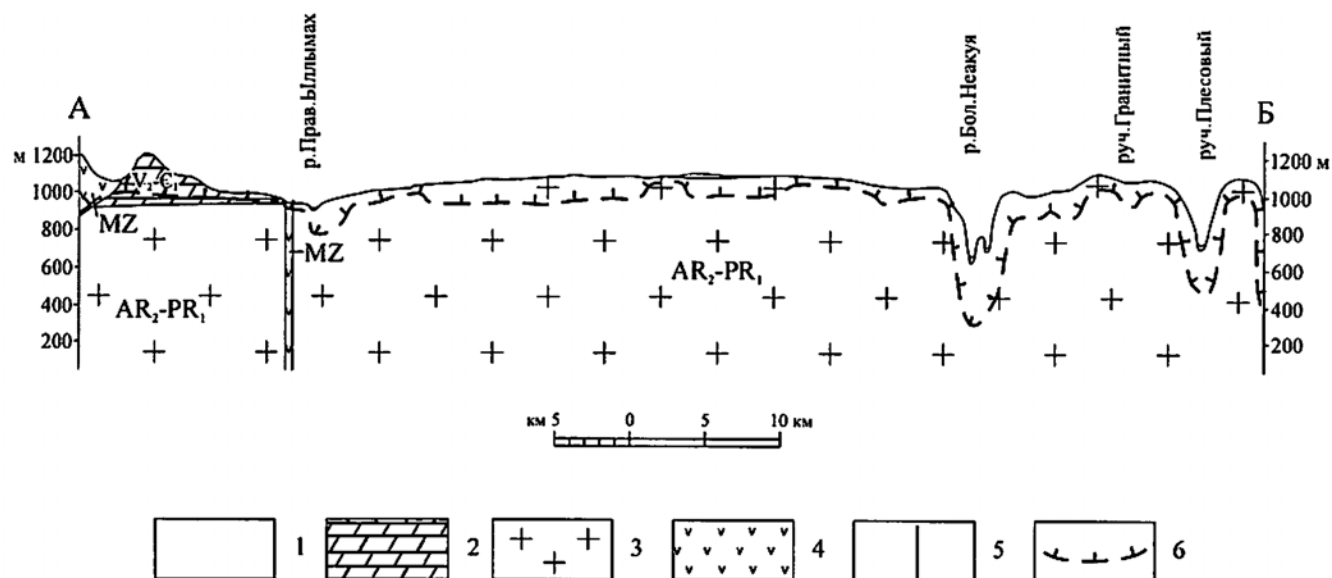


Рис. 9.2 Схематический гидрогеологический разрез по линии А-Б

1 – водоносный таликовый комплекс поровых и порово-пластовых вод кайнозойских отложений (пески, галечники); 2 – водоносный комплекс трещинных и трещинно-карстовых вод вендских и нижнекембрийских (V_2 -Є₁) отложений (доломиты, глинистые доломиты, известняки); 3 – водоносный комплекс трещинных и трещинно-жильных вод архей-раннепротерозойских (AR_2 - PR_1) образований (кристаллические сланцы, гнейсы, диопсидовые породы, кварциты, граниты, гранито-гнейсы); 4 – безводные и локально обводненные массивы мезозойских (MZ) интрузивных образований (сиенит-порфиры); 5 – разрывные нарушения; 6 – границы распространения многолетнемерзлых пород (штрих направлен в сторону мерзлоты).

личным заполнителем. В речных долинах эти слои включают аллювиальные галечники, пески, супеси, суглинки и торфяные образования. Сезонное промерзание и протаивание захватывает верхнюю часть разреза мощностью от 1,0-1,5 м до 5-7,5 м. Максимальные величины сезонного протаивания отмечаются на открытых, лишенных растительного покрова участках водоразделов и приводораздельных верхних частях склонов, покрытых крупно-глыбовыми и щебнистыми элювиальными и элювиально-делювиальными отложениями. Как правило, мощности рыхлых склоновых отложений не превышают 3 м и граница протаивания проходит в мерзлых коренных породах. Протаивание начинается в мае и достигает максимальной глубины в середине сентября. Промерзание сверху начинается в конце сентября – начале октября и сливается с фронтом промерзания снизу на глубине 2,5-3 м в конце декабря.

10. Эколого-геологическая обстановка

Экологическая ситуация на площади определяется степенью и характером антропогенного (техногенного) воздействия на естественные природные ландшафты. Эколого-геологическая схема территории листа составлена на ландшафтной основе, представляющей собой сочетание контуров природных и техногенных ландшафтов, выделяемых по иерархическим системным характеристикам.

10.1. Природные условия территории и природные ландшафты

Природные ландшафты площади относятся к ландшафтам среднегорной лиственничной тайги в областях развития многолетней мерзлоты. Разнообразие природных ландшафтов определяется множеством показателей, из которых важнейшими являются следующие: 1) принадлежность участка к той или иной морфоструктуре (геоморфологическому району); 2) вещественный состав коренных пород; 3) генетический тип рыхлых кайнозойских отложений; 4) расчлененность рельефа; 5) мерзлотный режим; 6) защищенность водоносного горизонта. Эти природные условия рассмотрены выше в соответствующих разделах.

Естественная радиоактивность площади обусловлена природным распределением урана, тория с продуктами распада и радиоактивного калия. Низкая гамма-активность характерна для карбонатных пород – 4-14 мкР/ч. Несколько выше радиоактивность мезозойских магматических пород – 10-26 мкР/ч. Более высокой и дифференцированной гамма-активностью обладают метаморфические породы фундамента – от 9-25 до 40-60 мкР/ч. Гамма-активность гранитов имеет наиболее высокий уровень – до 50-70 мкР/ч. Локальные аномальные значения радиоактивности изменяются от 100 до 1300 мкР/ч. Склоновые отложения по величине радиоактивности, как правило, мало отличаются от подстилающих коренных пород. Фоновые концентрации урана в поверхностных водотоках и источниках составляют $3,7 \times 10^{-7}$ г/л, что характерно для поверхностных вод гумидной климатической зоны. Фоновые содержания радона в поверхностных водотоках находятся в пределах от десятичных до-

лей до 10 эман (1×10^{-10} ки/л) /188/*. Исходя из этих данных, определялись аномалии радиоактивности.

10.2. Техногенные ландшафты

На площади выделены следующие техногенные ландшафты: 1) городских агломераций (населенные пункты); 2) горнодобывающей промышленности (карьеры, отвалы, старательские полигоны, геологоразведочные траншеи, канавы); 3) транспортно-энергетический (дороги, насыпи, ЛЭП); 5) гари.

Из выделенных ландшафтов наибольшую площадь на междуречьях занимают участки геологоразведочных работ и гари. Незначительный объем в долинах рр. Деконда и Лев. Ыллымах (ручьи Амбурдак, Валунистый, Маристый) занимают старательские полигоны. Техногенные ландшафты наложены на природные. Степень деградации (изменения) природных ландшафтов в границах техногенных неодинакова. Практически полностью изменены природные ландшафты в пределах площадей населенных пунктов, карьеров, отвалов, старательских полигонов. Наименьшая степень изменений характерна для площадей геологоразведочных работ.

Практически каждому техногенному ландшафту соответствует свой тип рыхлых поверхностных отложений – антропогенных аккумулятивных образований. Площадям населенных пунктов соответствуют отложения культурного слоя, ландшафтам горнодобывающей промышленности – отвалы карьеров и старательских полигонов, транспортным артериям – насыпные сооружения. Природные поверхностные (склоновые) образования сохраняются в пределах гарей и площадей лесозаготовок.

10.3. Экогеологические нарушения

Экогеологические нарушения на площади можно разделить на нарушения, вызванные разнообразными экзогенными процессами и явлениями (эрозия, карст, термокарст и др.), в том числе спровоцированные антропогенным воздействием (пожа-

ры, строительство, добыча полезных ископаемых) и на непосредственно загрязнение природной среды различного рода веществами. В большинстве случаев экогеологические нарушения сопровождаются загрязнением, особенно, если они вызваны деятельностью человека.

10.3.1. Экзогенные геологические процессы и явления

К главным природным особенностям территории, определяющим степень проявления экзогенных геологических процессов и явлений (ЭГПЯ), относятся: 1) плоскогорный, частично горный характер рельефа с преобладанием процессов денудации над осадконакоплением; 2) резко континентальный климат; 3) широкое развитие многолетнемерзлых пород; 4) развитие карбонатных пород, подверженных процессам карстообразования. В результате наибольшее распространение на площади получают склоновые (связанные с действием силы тяжести) и криогенные процессы и явления. Все выявленные на территории ЭГПЯ можно подразделить на процессы выветривания, гравитационные, связанные с деятельностью поверхностных и подземных вод, криогенные, техногенные.

Суровый климат с резкими колебаниями годовых и суточных температур воздуха, наличие глубокого промерзания и протаивания пород определяют интенсивное развитие физического и, особенно, морозного выветривания. Устойчивые к выветриванию породы образуют на склонах и водоразделах структурные уступы, коренные останцы. В результате морозного выветривания в пределах Эльконской морфоструктуры формируются нагорные террасы, морозные забои, тумпы, в истоках ручьев встречаются нивальные ниши. Под действием гравитационных процессов на площади образуются осыпи, оползни, курумы. Осыпи наиболее развиты на гольцах, сложенных мезозойскими магматическими породами. Они обладают высокой подвижностью, растительность на них, как правило, отсутствует. Оползни небольшого размера образуются при подмыве крупными реками высоких пойм, сложенных супесчано-суглинистыми отложениями. Курумы распространены на крутых и средней крутизны склонах. В районе Эльконского горста они занимают от 40 до

90% площади склона. Большинство курумов находится в стадии интенсивного развития и зрелости. В формировании их принимают участие, наряду с гравитационными, криогенные процессы. Формы курумов в плане отличаются большим разнообразием – это каменные поля, каменные потоки, реки. Курумы являются фактором, осложняющим строительство, и требуют устройства подпорных стенок, углубленных в коренные породы.

К процессам, связанным с деятельностью поверхностных и подземных вод, относятся линейная и боковая эрозия, болота и карст. Линейная эрозия наблюдается на участках, сложенных песчано-супесчаными отложениями. Размыв таких отложений на склонах и террасах происходит при нарушении растительного покрова, по колеям автодорог и зимников. При этом образуются промоины и овраги. Боковая эрозия отмечается по берегам крупных рек и приводит к подмыву и обрушению берегов вместе с деревьями. Болота наибольшим распространением пользуются на водоразделе Прав. Ыллымах – Бол. Неакуя, где поверхность слабо расчленена. Болота здесь развиты на всех элементах рельефа и представляют собой крупные чашеобразные, довольно пологие понижения, оторфованные, заиленные, сильно водонасыщенные. Вода в них бурого цвета, ожелезненная. Такие участки неблагоприятны для строительства. Заболоченные земли наблюдаются в долине р. Бол. Ыллымах, в верховьях р. Бол. Дес, где заболоченными часто являются поверхности пойм и первой надпойменной террасы. Карстовые формы рельефа - карстовые блюдца, карстовые воронки и, изредка, карстовые западины - развиты только на участках распространения пород осадочного чехла. Большинство воронок диаметром не более 10-20 м, глубиной – 2-3 м. Карстовые воронки встречаются группами, к ним нередко приурочены небольшие озера. В верховьях ручьев Дабан и Бык встречаются подрусловые карстовые полости. На поверхности он проявляется в виде понор, поглощающих водотоки в тальвегах долин /229/.

К числу наиболее распространенных экзогенных геологических процессов на площади относятся криогенные, развитые повсеместно. Они подразделяются на термокарст, морозное пучение, морозобойное трещинообразование, солифлюкцию, наледи. Процессам термокарста подвержены нижние, пологие части склонов, терра-

сы и поймы рек и ручьев, где льдистость рыхлых отложений максимальна. Наиболее распространены термокарстовые воронки диаметром до 1-2 м, глубиной до 0,5 м. На сильно увлажненной и заболоченной поверхности междуречья р.р. Лев. Ыллымах Бол. Неакуя встречаются термокарстовые озера (Каменное, Мунна-Суох, Горное и др.). Часто озера располагаются группами, сообщаящимися между собой протоками. Размеры озер от 50×100 м до 200×500 м. Пучению грунтов способствуют неглубокое залегание ММП и связанные с ними воды сезонного протаивания. В результате образуются бугры пучения (сезонные и многолетние) и различные типы бугристого микрорельефа – структурные грунты. Сезонные бугры пучения приурочены к днищам долин, а также к сильно переувлажненным участкам в нижних частях склонов и в распадках с мощным моховым покровом. Они имеют круглую, овальную, плоскую или куполовидную форму. Преобладающая длина гидролакколитов 2-5 м, ширина – 1,5-3 м, высота – 0,5-1 м. Многолетние бугры пучения встречаются реже. Преимущественно это гидролакколиты высотой 2-4 м, иногда 10-15 м, размером 200×300 м (верховья руч. Каталах, руч. Нирейиллях) /160/. Структурные грунты распространены на ровных водораздельных площадках и на пологих склонах. Микроформы представлены пятнами сортированного щебнисто-глыбового материала, реже суглинка диаметром 0,5-10 м. Морозобойное трещинообразование в поверхностных отложениях и связанный с ним полигональный микрорельеф наиболее часто встречаются на поверхности низких террас и в нижних частях склонов. Трещинно-полигональные образования, сформировавшиеся в верховьях р. Прав. Ыллымах, р. Бол. Неакуя, р. Бол. Дес представляют собой сеть слабовогнутых полигонов неправильной четырехугольной формы со сторонами длиной от 1-4 м до 5-8 м.

В особую группу ЭГПЯ выделяются процессы, связанные с антропогенным воздействием на природную среду. Техногенная деятельность в одних случаях проявляется в активизации природных процессов, в других – как самостоятельный фактор формирования ЭГПЯ.

Одним из основных факторов, активизирующих ЭГПЯ, являются пожары. Анализ материалов аэрофотосъемки показывает, что 80% территории в то или иное время подвергалось лесным пожарам. Пожары в большинстве случаев способствуют

ухудшению свойств почв: снижается кислотность, ухудшается термический режим корнеобитаемого слоя. На террасах с избыточным увлажнением и торфяными почвами после пожаров наблюдается прогрессивное развитие процессов заболачивания и термокарста с возникновением новых болотных биоценозов. Пожары в редкостойных лишайниковых лесах на крутых и средней крутизны склонах, а также в подгольцовом поясе с зарослями кедрового стланика, способствуют развитию структурных грунтов – курумов.

Значительные нарушения природной среды вызывает деятельность предприятий горнодобывающей промышленности. Добыча россыпного золота велась и ведется на площади старательскими артелями (р. Джеконда, ручьи Амбурдак, Валунистый, Маристый). Днища долин переформированы, полностью изменены мерзлотная обстановка и ландшафт. На отвалах, сложенных с поверхности галечниками почвенный слой почти не восстановим. С течением времени в них образуется «мерзлое ядро». За 50 лет (1942–1992 г.г.) поисков, разведки и добычи флогопита природный ландшафт не однажды был нарушен. На всех бывших объектах добычи слюды наблюдается «лунный ландшафт» (месторождения Эмельджак, Горелый, Таборный, Каталах, Плесовское, Шумный), везде многоярусные отвалы пород и карьеры, заполненные стоячей водой глубиной до 30 м. В стенках карьеров развиваются оползни, обвалы. Они уже без вмешательства человека расширяются, растут по площади. В пос. Эмельджак вокруг обогатительной фабрики и пройденных в склонах штолен – огромные терриконы слюдяных отвалов, размываемых дождями и паводковыми водами. Тонкая чешуйчатая слюда транспортируется по руч. Эмельджак в р. Бол. Ыллымах. Территория Эльконского горста характеризуется значительной нарушенностью геологоразведочными работами. Они сопровождались проходкой разведочных канав, шурфов, траншей, штолен, скважин, вырубкой леса и снятием растительного покрова на буровых площадках, в местах расположения временных поселков, автодорогах.

Значительный вклад в преобразование природной среды вносят линейные сооружения, в первую очередь автодороги. Строительство и эксплуатация автодорог осложняются сезонным пучением грунтов, эрозией и термокарстовыми просадками.

Неблагоприятные последствия, возникающие при строительстве, связаны, кроме прямых нарушений природной среды, с развитием термокарста и заболачивания с верхней стороны насыпи, наледообразованием, эрозией. Изменение ландшафтных и геоэкологических условий может прослеживаться в пределах притрассовой полосы шириной до 100м.

10.3.2. Загрязнение природной среды

Загрязнение природной среды может быть обусловлено как природными, так и техногенными факторами. В целом практически все аномалии, показанные на схеме эколого-геологических условий, следует относить к природным вследствие невысокой хозяйственной освоенности территории. Основными поставщиками загрязняющих веществ в окружающую среду являются поселки Ыллымах и Заречный, а также транспортные магистрали и участки старательской добычи россыпного золота. Наиболее ощутимо антропогенная деятельность выразилась в нарушении земель, прогрессирующем исчезновении леса, загрязнении воздушного и речного бассейнов, оскудении животного и растительного мира.

Оценка результатов геохимических исследований приведена в относительных единицах, т.е. при сравнении данных опробования с нормативными параметрами состояния окружающей среды (гигиенические нормативы, предельно допустимые концентрации (ПДК), ориентировочно допустимые концентрации (ОДК)) /71, 97/. При этом основным показателем интенсивности геохимических аномалий (техногенного воздействия) является суммарный показатель загрязнения (Z_c^*) следующих градаций: 1) $Z_c < 16$ – допустимая степень загрязнения; 2) $Z_c = 16-32$ – умеренно-опасная и 3) $Z_c = 32-128$ – опасная.

На фоне площадей с допустимым уровнем на Эльконском горсте выделяется локальная аномалия с опасным уровнем загрязнения ($Z_c > 32$). Анализ проб почв на ртуть по всей площади листа показал, что в целом содержание ее не превышает

* При эколого-геохимических исследованиях нормативным показателем служит коэффициент концентрации (K_k), характеризующий интенсивность загрязнения. Поскольку аномалии имеют, как правило, полиэлементный состав, то для них используется суммарный показатель загрязнения $Z_c = \sum K_k - (n-1)$, где n – число элементов /56/.

ПДК, изменяясь в пределах 0,0001-0,25 мг/кг при ПДК равном 2,1 мг/кг, исключение составляют единичные пробы с содержанием >1 мг/кг.

Основные поставщики загрязняющих веществ – промышленно-бытовые стоки поселков, снеговые воды, поверхностные потоки с территорий свалок твёрдых бытовых отходов в окрестностях населенных пунктов, полигоны отработки россыпных месторождений золота. При отработке россыпных месторождений золота старательскими способами происходит загрязнение поверхностных вод взвешенными веществами.

Определенный вклад в загрязнение природной среды вносит автомобильный транспорт. Загрязнению притрассовых территорий в зимний период способствует инверсионный температурный режим, воздуха, что при преобладающем зимнем антициклоне значительно снижает способность атмосферы к самоочищению.

На площади расположен ряд населенных пунктов (Ыллымах, Заречный). Жилой фонд в зимний период отапливается печами и котельными, работающими на угле. Ореолы загрязнения снежного покрова вокруг населенных пунктов в 1,5-2 раза превышают площади застроек. Суммарная пылевая нагрузка в их пределах находится на уровне 20-30 т/км², достигая 60 т/км² лишь в отдельных точках /171/.

Большой проблемой для населенных пунктов является утилизация шлаков и бытовых отходов. Остро стоит вопрос об очистке бытовых стоков. В населенных пунктах жидкие стоки, в основном, выводятся на рельеф местности или сбрасываются непосредственно в водоемы. Все населенные пункты расположены в долинах рек. В этих условиях при близком к поверхности залегании мерзлого водоупора и отсутствии централизованной канализации, хозяйственные стоки концентрируются в сезонно-талом слое, загрязняя почвы, подземные и поверхностные воды. Очень часто стоки текут по поверхности в виде мелких ручьев, а зимой образуют наледи. Такая ситуация делает населенные пункты потенциальными очагами бактериального заражения, а расположенные в их черте водозаборы не могут использоваться для питьевого водоснабжения.

Оценка уровней радиационной опасности территории проводилась на основе следующих норм: 1) значения гамма фона до 33 мкР/ч – территория радиационно не

опасна; 2) от 33 до 65 мкР/ч – территория потенциально опасна, не рекомендуется использование стройматериалов в строительстве и отвод участков под жилые дома, оздоровительные и детские учреждения; 3) выше 65 мкР/ч – любые поселения, даже временного характера, недопустимы. На схеме эколого-геологических условий показаны площадные аномалии радиоактивности. Большинство аномалий приурочено к протерозойским гранитам, зонам дробления в породах фундамента и развитым по ним метасоматическим образованиям. Природа аномалий смешанная, редко ториевая либо урановая. На схему вынесены аномалии интенсивностью более 20 мкР/ч, выявленные в процессе АГСМ-съемки /199/, то есть те, которые могут представлять опасность согласно существующим нормам по наземной радиоактивности территории. Выделенные аномалии могут служить предварительным критерием оценки радиоактивности площади и требуют наземной заверки в случае проведения в их пределах каких-либо хозяйственных работ. В пос. Заречный выявлены радиоактивные аномалии, представляющие собой опасность для проживающего населения. Все аномалии имеют техногенный характер. Источниками является рассыпанный из-за нарушенной упаковки тонко измельченный материал урансодержащих рудных проб, а также стандартных образцов, использовавшихся при рентгеноспектральных анализах проб на уран и торий, ящики с рудой, керном и образцами /171/. Из других проявлений радиоактивности следует отметить высокое содержание радона (800 эман/л) на правом берегу р. Бол. Дес /229/.

Подводя итог, следует особенно подчеркнуть, что с экологических позиций загрязненные почвы на урбанизированных территориях опасны прежде всего как источник поступления тяжелых металлов в организм человека путем вторичного загрязнения приземного слоя воздуха пылью.

10.4. Геодинамическая устойчивость, способность природной среды к самоочищению и оценка экогеологической обстановки

Геодинамическая обстановка района сформирована, в основном, под воздействием криогенных процессов на фоне умеренного и слабо дифференцированного

поднятия региона, а также значительного превышения атмосферных осадков над испарением. Интенсивность карстовых процессов на площади сравнительно невелика. Скорость подземной химической денудации оценивается в 0,007-0,0015 мм/год, а величина подземного химического стока – порядка 0,5-0,6 г/сек с км² /188/. Общая пораженность площади карстовыми процессами менее 10%. Криогенные процессы приурочены, в основном, к долинным, болотным и склоновым ландшафтам.

В целом геодинамическая обстановка отличается относительной стабильностью и умеренными проявлениями экзогенных геологических процессов. Нарушение почвенно-растительного покрова при хозяйственном освоении площади оказывает слабое влияние на развитие ЭГПЯ.

Геодинамическая устойчивость склоновых ландшафтов уменьшается по направлению от верхней части склона к его подошве. Это связано с наличием в нижних частях склонов слоя льдистых ММП, небольшими (менее 1 м) глубинами сезонного протаивания, заболоченностью. В результате нарушение поверхности ведет к активизации процессов солифлюкции, термоэрозии, пучения грунтов. Выше по склону нарушение почвенно-растительного покрова способствует усилению плоскостной и линейной эрозии, смыву мелкозема, развитию каменистых пустошей. В верхних частях склонов возможны подвижки блоков пород по рвам отседания. Все это позволяет отнести геодинамическую устойчивость склоновых ландшафтов к средней категории.

Наименьшую геодинамическую устойчивость имеют заболоченные мерзлые участки долинных ландшафтов, где нарушение мохового покрова вызывает широкое развитие процессов термокарста. Разрушение торфяников рек и ручьев оказывает неблагоприятное воздействие на их гидрогеологический режим, вызывает увеличение твердого стока, загрязнение водотоков органическими и железистыми соединениями.

Способность природной среды к самоочищению оценивается на большей части площади как средняя /188/. Это связано с ослаблением поверхностного стока в связи с его поглощением карстом, высокой степенью расчленения рельефа, широким распространением сорбционных и фильтрационных геохимических барьеров, обуслов-

ленных существенно глинистым составом склоновых отложений. Наибольшей способностью к самоочищению обладают крутые и средней крутизны закурумленные склоны, горные хребты и возвышенности гольцового и подгольцового пояса.

Основным фактором самоочищения является интенсивный поверхностный и почвенный (надмерзлотный) сток. Низкая способность к самоочищению свойственна массивам верховых болот в долинах р.р. Прав. Ыллымах, Бол Неакуя, Бол. Дес и др. Они характеризуются затрудненным стоком и высоким содержанием органики в природных водах. Небольшая мощность слоя сезонного протаивания (0,4-0,6 м) способствует концентрации в нем загрязняющих веществ. Низкая способность к самоочищению свойственна мерзлым и, как правило, сильно заболоченным участкам высокой поймы и первой надпойменной террасы.

Относительно защищены подземные воды в участках сплошного развития ММП большой мощности. Наименьшей способностью к самоочищению и, соответственно, наиболее экологически уязвимыми являются низинные болотные комплексы. Суровый климат, низкая интенсивность биологического круговорота, суровый гидротермический режим почв создают весьма неблагоприятные условия разложения нефтепродуктов. Низкая способность к самоочищению свойственна мерзлым и, как правило, сильно заболоченным участкам высокой поймы и первой надпойменной террасы.

Естественная способность растительности к восстановлению, особенно после пожаров, ограничена. Напочвенный моховой и травяно-кустарниковый покров восстанавливается через 25-30 лет. Восстановление древесной растительности затягивается на 50-60 лет и более.

При оценке экологической обстановки на площади листа использован критерий степени деградации природных ландшафтов в пределах техногенных, который напрямую связан с подверженностью ландшафтов различным ЭГПЯ и степенью их загрязнения. Выделены три градации оценки, в соответствии с которыми произведена раскраска ландшафтов на схеме оценки эколого-геологической опасности: 1) удовлетворительная (зеленый цвет); 2) напряженная (желтый цвет); 3) кризисная (красный цвет).

Экологическая обстановка в пределах природных ландшафтов оценена как удовлетворительная. Как напряженная оценена обстановка в пределах площадей геологоразведочных работ, то есть там, где изменения растительного покрова достигают 60% площади, а видовой состав растительности изменяется на 50% и более. Кризисная оценка дана экогеологической обстановке в границах населенных пунктов, ландшафтов соответствующих старательским полигонам в долинах р. Деконда, ручьев Амбурдак, Валунистый, Маристый и деятельности горнодобывающей промышленности. Природная среда в пределах этих ландшафтов изменена практически на 100%, природные ландшафты заменены отвалами, карьерами, жилами массивами, автодорогами с соответствующими комплексами загрязнений. Последствия изменения природной среды в пределах этих ландшафтов необратимы и естественные экогеологические условия не подлежат восстановлению.

Таким образом, эколого-геологическая обстановка оценивается как удовлетворительная на 81% площади листа, как напряженная – на 17,6% и как кризисная – на 1,4%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение госгеолкарты-200 территории листа первого и второго изданий показывает, насколько продвинулись мы в познании геологического строения площади за последние тридцать лет. В то же время обнаружилось, что по многим, в т.ч. важнейшим, аспектам геологии, мы ещё очень далеки от понимания истинного положения дел.

Самыми неясными остаются вопросы, связанные с геологическим строением фундамента. Древнейшие образования инфракрустального комплекса, служившие ложем для самых ранних супракрустальных толщ и субстратом для всех последующих эндогенных процессов, остались невычлененными из состава пород верхнеалданской серии и раннедокембрийских гранитоидов. Не получено бесспорных доказательств несогласного залегания фёдоровских образований на подстилающих породах, и тем более нет ясных доказательств стратиграфической или тектонической природы несогласия. Эти проблемы относятся числу общих для всего региона и уже не одно десятилетие занимают умы геологов. Их решение возможно при появлении более совершенных методов работы.

Требуется изучение формационной принадлежности магматических образований медведевского комплекса с вероятным последующим расчленением его на составные части. Известная апатитоносность фёдоровских образований большей частью связана, вероятно, именно с медведевскими метагабброидами, ранее включаемыми в состав фёдоровской серии. Необходимо доизучение сиенитов р. Бердигес, плагиогранитов руч. Мариинский-1 и нерасчленённых гранитоидов раннего протерозоя для перевода их в разряд валидных подразделений. Самостоятельную проблему представляет собой изучение базальтоидного магматизма, неоднократно проявленного в районе с позднего протерозоя до мезозоя включительно. Нужна разработка критериев возрастного расчленения долеритовых даек по комплексу признаков. Этот круг вопросов решается постановкой тематических работ, специальных или в рамках совершенствования легенды Алданской серии листов.

Мезозойские магматизм и метасоматоз, с которыми связано золотое и урановое оруденение площади, требуют дальнейшего изучения и в первую очередь, определения возможной этапности проявления гумбеитов, их соотношений с различными магматическими комплексами. Необходима переоценка экономической целесообразности освоения урановых месторождений с учётом их комплексной отработки на золото, уран, молибден.

Кайнозойские образования изучались попутно, в ходе имевших другие задачи геологосъёмочных и поисковых работ. Карта кайнозойских образований, составленная по этим разрозненным и неполным материалам, может рассматриваться как первая попытка обобщения всех материалов по кайнозой площади и нуждается в доработке. В частности, из состава рыхлых отложений, традиционно выделявшихся на площади как четвертичные, выделена только небольшая часть палеоген-неогеновых образований, которые выявлены сравнительно недавно и широко развиты в районе. В качестве первоочередных объектов для дальнейшего изучения следует указать на рыхлые образования палеоген-неогеновых грабен-долин, где в нижних частях разрезов возможны погребённые россыпи, подобные куранахской, и образования палеогеновой и неогеновой кор выветривания, в том числе в карстовых полостях, где они золотоносны.

Ответственный исполнитель:

Д.В.Утробин

Редактор:

Д.В.Утробин

Список литературы

Опубликованная

1. *Абрамов В.А.* Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Ч. I (методология, методика, предпосылки). Владивосток: Дальнаука, 1993, 161 с.
2. *Абрамов В.А.* Структура и динамика тектоносферы Алданского щита. Ч. II (основы синтетической геотектоники). Владивосток: Дальнаука, 1993, 216 с.
3. *Абрамов В.А.* Глубинное строение Центрально-Алданского района. Владивосток: Дальнаука, 1995, 180 с.
4. *Билибин Ю.А.* Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. В кн.: Избранные труды. т. 1. М.: Наука, 1958, с. 264-406.
5. *Билибин Ю.А.* Петрология Ыллымахского интрузива. В кн.: Избранные труды, т. 2. М.: Наука, 1958, с. 5-198.
6. *Билибина Т.В., Дашкова А.Д. и др.* Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л.: Недра, 1967, 264 с.
7. *Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н.* Золото и уран в мезозойских гидротермальных месторождениях Центрального Алдана (Россия). Геология рудных месторождений. Том 40. № 4. 1998, с. 353-368.
8. *Брылина О.М., Литвин М.А.* Мезозойские интрузивные и метасоматические образования северо-западной части Эльконского горста. В сб. Минеральное сырье, вып. 22. М., Недра, 1970, с. 102-155.
9. *Булин Н.К., Афанасьев Н.А., Проняева Е.А.* Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным. Сов. геология, 1972, № 10, с. 131-139.
10. *Великославинский С.Д.* Метабазальты высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия Алдано-Станового щита: петролого-геохимическая характеристика и геолого-тектоническая интерпретация. Автореферат дисс. доктора г.-м. наук. С.-Пб., 1998, 43 с.
11. *Веселов А.М.* Величина денудационного среза Алдано-Станового региона за мезозойско-кайнозойское время. Геоморфология. 1987, № 2, с. 47-53.

12. *Веселов А.М.* Денудационный срез в прогнозно-металлогенических исследованиях Алданского щита. В кн.: Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири (тезисы докладов). Иркутск, 1988, с. 48-49.
13. *Веревкин Н.И., Егин В.И. и др.* Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966.
14. *Галюк В.А., Шмакин Б.М.* Милониты и милонитизированные породы Эмельджакского флогопитового месторождения (Ю. Якутия). Изв. Вузов, геология и разведка, 1961, № 9.
15. *Геодинамика* Олекмо-Становой сейсмической зоны/ Л.М. Парфенов, Б.М. Казьмин, В.С. Имаев и др. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985, 136 с.
16. *Геология* зоны БАМ, т. 2. Гидрогеология и инженерная геология. Л.: Недра, 1988, 447 с.
17. *Геологическая* карта Алданского горнопромышленного района м-ба 1:500 000. Объяснительная записка. Ю.К.Дзевановский, Г.Ю.Лагздина, Е.П.Миронюк, В.Г.Тарасова. М., Госгеолтехиздат, 1961, 154 с.
18. *Геологическая* карта региона БАМ. Лист О-52-А. М-б 1:500 000. Под ред. Е.П.Максимова. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1984.
19. *Геологическая* карта СССР м-ба 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-52 (53) – Томмот. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1986, 127с.
20. *Геологическая* карта СССР м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка к листу О-52 (Томмот). Госгеолиздат, 1950, 56 с.
21. *Геологическая* карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-52-VII. Объяснительная записка. Сост. Малков Л.Н. М.: Изд-во МГ СССР, 1978. 99 с.
22. *Геологическая* карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист О-52-XIII. Объяснительная записка. Сост. Малков Л.Н. М.: Изд. МГ СССР, 1978, 132 с.
23. *Государственная* Геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000. Объяснительная записка. Лист О-52 (Томмот). М., Недра, 1964.

24. *Геология СССР*, т. XLII. Южная Якутия. М.: Недра, 1972, 469 с.
25. *Государственная геологическая карта СССР*. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист О-52,(53)–Томмот, Объяснительная записка. Отв. ред. Миронюк Е.П. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 106 с.
26. *Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000* (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-(50), 51 – Алдан. С-Пб.: Изд. ВСЕГЕИ, 1998, 428 с.
27. *Грабкин О.В.* К вопросу о внутреннем строении и условиях формирования Нижне-Тимптонского купола на Алданском щите. Вестник МГУ, 1965, № 1.
28. *Гришкян Р.И.* Основные особенности строения и развития архейских складчатых структур района междуречья Тас-Хонку и Курунг-Хоонку (Центральная часть Алданского щита). В. сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 59-75.
29. *Груздев В.А.* Новые данные по стратиграфии архея центральной части Алданского щита. Сов. геология, 1981, с. 45-57.
30. *Дзевановский Ю.К., Миронюк Е.П., Лагздина Г.Ю.* История геологического развития Алданского щита. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, с. 132-142.
31. *Дик И.П.* Особенности неотектонических движений Центрально-Алданского района Южной Якутии. Геоморфология, 1974, № 1.
32. *Дук В.Л.* Основные особенности строения Нижнетимптонской структуры. В кн. Геологическая съёмка районов развития куполовидных структур докембрия (Методическое пособие по геологической съёмке м.-ба 1:50 000. Вып. 9. ВСЕГЕИ) Л., Недра, 1984, с.46-47.
33. *Дук В.Л.* Докембрий Алданского щита (структурная эволюция и история развития). Автореферат дис. ... д.-ра геол.-мин. наук. М., 1989, 43 с.
34. *Дук В.Л., Кицул В.И.* Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. В сб.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: ИЗД. ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 5-18.

35. Дук В.Л., Салье М.С., Байкова В.С. Структурно- метаморфическая эволюция и флогопитоносность гранулитов Алдана. Л.: Наука, 1975, 226 с.
36. Дук В.Л., Кишул В.И., Березкин В.И. Структуры и метаморфизм раннего докембрия Алданского щита в бассейнах рек Тимптон и Сутам. В кн.: Геодинамические исследования. М. : Сов. радио. 1979, с. 7-29.
37. Имаев В.С. Тектонические критерии сейсмичности Ю. Якутии. М.: Наука, 1986, 127 с.
38. Искандерова А.Д., Неймарк Л.А., Слупицкий Ю.А. и др. Новые данные по расчленению алданского докембрия. – В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 189-199.
39. Казанский В.И. О внутреннем строении архейских разломов Центрально-Алданского района. Геология рудных месторождений, 1965, № 2.
40. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизационных областей. М.: Недра, 1972.
41. Казанский В.И., Крупенников В.А., Розанов Ю.А. Условия локализации мезозойских золотоносных метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 6.
42. Казанский В.И., Иванов И.Б. Два этапа метаморфизма в разломах Центрально-Алданского района. Докл. АН СССР, т. 181, № 1, 1968.
43. Казанский В.И., Омеляненко Б.И. О мезозойских гидротермальных измененных архейских породах в Центрально-Алданском районе. Геология рудных месторождений, 1967, № 1, с. 57-65.
44. Казанский В.И., Максимов Е.П. Геологическая позиция и история формирования Эльконского урановорудного района (Алданский щит Россия). Геология рудных месторождений, 2000, т. 42, № 3, с. 212-230.
45. Кануков Б.Ю. Петрология мезозойского калиевого вулканизма Центрально-Алданского региона. Автореферат диссертации на соискание уч. ст. канд. г.-м. наук, М., 1992, 25 с.

46. Карелин В.В., Туманов В.Р. Рабочая легенда к геологической карте м.-ба 1:50 000 (Центрально-Алданская серия листов). ПГО «Якутскгеология», Алдан, 1983, 26 с.
47. Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Sm-Nd изотопная систематика курумканской толщи иенгрской серии Алданского щита. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1996, том 4, № 3, с. 3-10.
48. Ковач В.П., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. . Sm-Nd изотопная систематика кислых метавулканитов фёдоровской толщи Алданского щита (район среднего течения р. Тимптон). ДАН РАН, 1996, т. 347, №2, с. 236-238.
49. Ковач В.П., Котов А.Б., Берёзкин В.И. и др. Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов центральной части Алданского щита: Sm-Nd изотопные данные. Стратиграфия и геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 1, с. 3-17.
50. Кононова В.А., Первов В.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис. Геотектоника, 1995, № 3, с. 35-45.
51. Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ЦНИГРИ, вып. 86. 1936 г, 68 с.
52. Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам/ Петрология, 1995, № 3, с. 99-110.
53. Котов А.Б., Козаков И.К., Бибикина Е.В. и др. Продолжительность эпизодов регионального метаморфизма в областях полициклического развития эндогенных процессов: результаты U-Pb геохронологических исследований. Петрология, 1995, т. 3, № 6, с. 622-631.
54. Котов А.Б., Саморукова Л.М. Эволюция гранитообразования в тектонометаморфических циклах раннего докембрия (по данным структурно-петрологических и термобарогеохимических исследований). Л.: Наука, 1990, 159 с.
55. Кошевой В.В., Ройзенман Ф.М. Микроорганизмы в архейских графитоносных породах Алданского щита. Изв. ВУЗов, геология и разведка, 1989, № 6, с.141-144.

56. *Критерии* оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия. М., 1992.
57. *Литвин М.А., Мигута А.К.* Ортогнейсы Центрально-Алданского района, их генезис и преобразования. В сб.: Минеральное сырьё. Вып. 22. М.: Недра, 1970, с. 43-50.
58. *Лихоманов Л.Г.* Тектоническая позиция раннепротерозойских дайковых пород в Центрально-Алданском районе. Сов.геология 1973, № 3, с. 104-110.
59. *Лицарев М.А.* Генезис флогопитовых месторождений Алдана. Тр. Игем, вып. 67. Изд-во АН СССР, 1962.
60. *Магматические* формации СССР. В 2-х т./ Под ред. В.Л. Масайтиса, В.Н. Москалевой, Н.А. Румянцевой. Л.: Недра, 1979, т.1 – 319 с., т. 2 – 279 с.
61. *Магматические* формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х кн. Книга 2. Магматизм подвижных поясов раннего докембрия. М.: Недра, 1980, 283 с.
62. *Максимов Е.П.* Опыт формационного анализа мезозойских магматических образований Алданского щита. Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 4, с. 16-32.
63. *Максимов Е.П.* Мезозойский магматизм Алданского щита как индикатор тектонического режима. Геология и геофизика, 1982, № 5, с. 11-18.
64. *Максимов Е.П.* К тектонической эволюции Алдано-Станового геоблока в мезозое. В сб.: Проблемы геологии, геофизики и полезных ископаемых Алдано-Станового геоблока. Якутск: Изд-во ГКП ЯПГО, 1991, с.18-27.
65. *Максимов Е.П., Боронихин В. А., Гордиенко Л.П. и др.* Тыркандинская система разломов и её металлогеническое значение. В кн. Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985, с. 137-165.
66. *Максимов Е.П., Середин В.В., Томсон И.Н.* Орогенная структура Центрального Алдана и связь с ней магматизма и оруденения. В кн.: Разломы и эндогенное оруденение древних платформ. М.: Наука, 1982, с. 121-138.
67. *Максимов Е.П., Угрюмов А.Н.* Геологическое строение центральной части Алданского щита. В сб.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 51-58.

68. *Максимов Е.П., Уютов В.И.* Мезозойские локальные магматические системы (магматогены) Алданского щита. Геология и геофизика, 1990, № 11, с. 29-34.
69. *Махоткин И.Л.* Изотопный состав Sr и Nd в лампроитах Алдана. Докл. АН СССР. 1992. Т. 325. № 3, с. 576-580.
70. *Метаморфический* комплекс Алданских месторождений флогопита/З.И. Петрова, Л.К. Пожарицкая, В.М. Розейман и др. Новосибирск: Наука, 1975, 152 с.
71. *Методические* рекомендации по геоэкологическим исследованиям и картографированию в масштабе 1:200 000-1:1000000, М., 1994.
72. *Методическое* руководство по изучению и геологической съёмке четвертичных отложений. Л.: Недра, 1987, 308 с.
73. *Методические* указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной геологической съёмке. Л.: Изд. ВСЕГЕИ, 1980, 60 с.
74. *Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л.* Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971, 240 с.
75. *Миронюк Е.П., Мошкин В.И.* Мезозойские магматические комплексы Алдано-Станового кристаллического массива. Тезисы докл. I Сибирского петрографического совещания. Л.: Недра, 1966.
76. *Миронюк Е.П., Тимашков А.Н., Чухонин А.П. и др.* Хроногеологические исследования фундамента Сибирской платформы. – Регион. геология и металлогения, 1996, № 5, с. 98-110.
77. *Мурзаев С.П.* Петрология флогопитоносных магнезиальных скарнов. Якутск, кн. изд.-во, 1974, 179 с.
78. *Новые* данные по геохронологии алданского докембрия. /А.Д. Искандерова, Л.А. Неймарк, Ю.А. Слупицкий и др. В кн.: Тез. докл. XX сессии Ком. по опред. абс. возраста геологических формаций. Иркутск, 1977, с. 6-7.
79. *Оценка* прогнозных ресурсов благородных металлов и алмазов. (Методическое руководство). М.: Изд. ВСЕГЕИ, 1988, 180 с.

80. *Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Попеко Л.И.* Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектоно-магматической активизации Алдано-Становой области. Тихоокеанская геология, 1983, № 2, с. 26-33.
81. *Перцев Н.Н., Кулаковский А.Л.* Железоносный комплекс Центрального Алдана: полиметаморфизм и структурная эволюция. М.: Наука, 1988, 237 с.
82. *Портнов Ф.К., Гаврилин В.И.* Древние магматические и ультраметаморфические породы Эльконского района. В сб.: Минеральное сырьё. Вып. 22. М.: Недра, 1970, с. 6-27.
83. *Портнов Ф.К., Шагарова В.Б.* К вопросу о двухэтапном развитии мезозойского магматизма в Центрально-Алданском районе. В ст. Минеральное сырьё, вып.22. М.: Недра, 1970, с. 92-101.
84. *Ранний докембрий Южной Якутии/ Дук В.А., Кицул В.И., Петров А.Ф. и др.* М.: Наука, 1986, 276 с.
85. *Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Части I,II.* Новосибирск: Наука, 1983, 321 с.
86. *Реутов Л.М.* Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981, 184 с.
87. *Рудник В.А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л.: Недра, 1975, 318 с.
88. *Салон Л.И.* Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гранито-гнейсовые купола. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т.16 (4), с. 5-30.
89. *Салон Л.И., Травин Л.В.* Новые данные по стратиграфии и тектонике архейских образований центральной части Алданского щита. – Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 199. Л., 1974, с. 5-82.
90. *Семихатов М.А., Комар В.А., Серебряков С.Н.* Юдомский комплекс стратотипической местности. М.: Наука, 1970, 208 с.
91. *Семихатов М.А., Серебряков С.Н.* Сибирский гипостратотип рифея. М.: Наука, 1983, 223 с.

92. *Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Парфенов Л.М., Тимофеев В.Р.* Докембрийские террейны Алдано-Станового щита. – В сб.: Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления. Иркутск, 1998, с. 119-120.
93. *Соотношения раннепротерозойских даек с флогопитовыми залежами на месторождениях Эмельджак и Каталах /В.И.Казанский, И.Б.Иванов, А.Г.Лихоманов и др.* Геология рудных месторождений, 1971, № 6, с. 14-24.
94. *Стогний В.В., Смелов А.П., Стогний Г.А.* Глубинное строение Алданского щита. Геология и петрофизика, 1996, т. 37, № 10, с. 88-97.
95. *Судовиков Н.Г., Другова Г.И., Крылова И.Д.* Особенности тектонического строения архейских образований Алданского горнопромышленного района. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11, с. 95-100.
96. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001, 571 с.
97. *Требования к геолого-экологическим исследованиям и картографированию,* масштаб 1:200 000-1:1 000 000, М., 1994.
98. *Ходак Ю.А.* Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 118 с.
99. *Хотина Е.Б.* Новые данные о кайнозойских образованиях Алданского нагорья и долины р. Алдан на участке г. Томмот-пос. Белькачи. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1977, т. 222, с. 35-41.
100. *Хотина Е.Б.* Алданское нагорье. Верхний плиоцен. Эоплейстоцен. Плейстоцен. Голоцен. В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М. 1984, с. 388-394.
101. *Хотина Е.Б.* Неоген бассейна р. Алдан юга Якутии. В кн.: Стратиграфия СССР, неогеновая система. Т. 2, М., 1986, с. 105-107.
102. *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. Новосибирск: Наука, 1984, с. 116-120.

103. *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.
104. *Хотина Е.Б., Жежель О.Н.* Кайнозой бассейна Алдана. В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л. 1987, с. 29-33.
105. *Хотина Е.Б., Утробин Д.В.* Схема кайнозойской стратиграфии территории Алданской серии листов Госгеолкарты-200. В кн.: Четвертичные отложения юга Дальнего Востока и сопредельных территорий (мат-лы шестого Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания). Хабаровск, 2001, с. 32-35.
106. *Черкасов Р.Ф.* Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979, 160 с.
107. *Шепель А.Б.* К-Аг возраст флогопитов скарново-магнетитовых месторождений Алданского щита и его геологическая интерпретация. В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 38-53.
108. *Шенфиль В.Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991, с.185.
109. *Шнай Г.К., Орлова М.П.* Новые данные о геологии и золотоносности Ыллымахского массива (Центральный Алдан). Геология и геофизика, 1977, № 10, с. 57-65.
110. *Энтин А.Р.* Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. В. кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966.
111. *Якутская АССР.* Сибирская платформа. Сводный путеводитель экскурсий 052, 053, 054, 055 27-го межд. геол. конгресса. Новосибирск, Наука, 1984, 181 с.
112. *Ярусное* расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия. М.: Наука, 1984, 184 с.

113. *Абрамов В.А., Абрамова В.А.* Отчёт о результатах обобщения геофизических данных в пределах Куранахского и Лебединского рудных полей Центрально-Алданского района. Якокитская геофизическая партия. Ф. ГПП «Алдангеология», 1981.
114. *Абрамов В.А. и др.* Отчет о результатах обобщения и переинтерпретации региональных геофизических данных по Алданскому щиту в пределах Южной Якутии в 1982-86 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1986.
115. *Александрова Н.П., Трифонова В.А., Яныгин Ф.Б.* Документальная карта россыпной золотоносности масштаба 1:200 000 для листов О-51, О-52 и частично N-51. Ф. ГПП «Алдангеология», 1962.
116. *Алтунин Е.Г., Вардамян В.С.* Геологическое строение юго-восточной части Эмельджакского слюдоносного поля и оценка перспектив на слюду флогопит изученных объектов. (Окончательный отчет Эмельджакского отряда по работам, проведенным в 1964-1965 г.г. в верховьях р.р. Ивановка, Керибикан, Захаровский и Ирилях). Ф. ГПП «Алдангеология», 1966.
117. *Амеландов А.С., Коржинский Д.С., Фролова Н.В.* Алданская флогопитовая провинция (слюдоносность Алданской плиты). ВСГУ, Иркутск, в 3-х т.т. Ф. ГПП «Алдангеология», 1947.
118. *Андреева Л.Н.* Отчет о геологосъемочных и поисково-разведочных работах в районе верхнего течения р. Эмельджак за 1949-1950 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1951.
119. *Андреева Л.Н.* Отчет о геологосъемочных работах в районе бассейнов рек Тюнгер, Кирибикана и Ириляха (левых притоков р. Тимптона). Ф. ГПП «Алдангеология», 1954.
120. *Антонов В.П. и др.* Геологическое строение Эмельджакского флогопитоносного поля (Отчет Эмельджакской геологоструктурной партии за 1961-63 г.г.). Ф. ГПП «Алдангеология», 1964.
121. *Ахапкин Е.В., Брылина О.М.* Предварительный отчет о результатах геологоструктурной съемки м-ба 1:25 000 в Эльконском районе за 1963 г. Ф. Таежгеология, 1964.

122. *Баранов Э.Ф. и др.* Отчет Томмотского отряда Алексеевской партии о результатах ГГС–50 с общими поисками на территории листов О-51-36-Г; О-51-48-Б; О-52-25-В,Г; О-52-37А,Б (Центрально-Алданский золоторудный район) за 1986-1991 гг. В 2-х т, 2-х п. Ф.ГГП «Алдангеология», 1991.

123. *Белев Г.М.* Отчет о результатах поисков рудного золота в пределах Ыллымахского массива и прилегающих венд-нижнекембрийских образованиях в Центрально-Алданском районе за 1988-1991 г.г. Ыллымахская партия, (в 3-х книгах). Ф. ГГП «Алдангеология», 1991.

124. *Белев Г.М.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на рудное золото в минерализованных зонах бассейна верхнего течения р. Юхухта за 1993-1997 г.г. Верхнеюхухтинская партия. В 3-х книгах. Ф. ГГП «Алдангеология», 1997.

125. *Бирюков Е.И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Верхнеякокутской структуры Центрально-Алданского района. Отчет Верхнеякокутской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000 на листах О-51-60-В, Г; О-51-72-А, Б, В, Г и общих поисков золота в бассейнах рек Якокит, Лев. Ыллымах, Бол. Нимныр за 1992-1999 г.г. (в 3-х кн. и 2-х папках). Ф. ГГП. «Алдангеология», 1999.

126. *Боголюбова Г.Ф., Черенцов Ю.Л.* Отчет о поисково-разведочных работах Сибегджинской геологоразведочной партии, выполненных в 1960г. Ф.ГГП «Алдангеология», 1961.

127. *Боярко Г.Ю.* Геохимические аномалии Центрально-Алданского района. Отчёт по производству поисковых работ по обобщению и оценке геохимических аномалий в Центрально-Алданском районе за 1984-88 г.г. Геохимическая партия. В 4-х книгах. Ф. ГГП «Алдангеология», 1988.

128. *Варданян В.С., Алтунин Е.Г., Калинин Ю.А.* Геологическое строение водораздела руч. руч. Керибикан, Олло, Малый Дес и правобережья р. Б. Дес и оценка перспектив изученных объектов. Окончательный отчет Ириляхской ПСП за 1966-1967 г.г. Ф. ГГП «Алдангеология», 1968.

129. *Великославинский С.Д., Мангушевский Э.Л.* Разработать и внедрить петрологические критерии расчленения и корреляции докембрийских магматических образований Центрально-Алданской серии листов Госгеолкарты-50. Информационный отчёт по договору 1423424/621д. В 2-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1990.
130. *Ветлужских В.Г., Дик И.П., Николаев С.Н. и др.* Отчёт по камеральным ревизионным работам по золоту в Южной Якутии вблизи Байкало-Амурской магистрали за 1975-81 г.г. Южно-Якутская ревизионная партия. В 4-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1981.
131. *Воробьёв П.А.* Отчет о геолого-поисковых работах, проведенных Неакуинским отрядом Нимнырской партии в 1952-1954 г.г. в районе бассейнов верховий рек Дес, Неакуя и нижнего течения Тас-Хонку. Ф. ГПП «Алдангеология», 1955.
132. *Воробьёв К.А., Курбатов А.В., Курбатова Г.Н.* Отчёт Куранахской геолого-съёмочной партии о результатах геологического доизучения площади м-ба 1:200 000 и подготовки к изданию комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (новая серия) листа О-51-ХП (Нижний Куранах) по работам 1990-1996 г.г. (в 2-х кн. и 3-х папках). Ф. ГПП «Алдангеология», 1996.
133. *Воробьёв К.А., Курбатов А.В.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Серия Алданская. Лист О-51-ХП (Нижний Куранах). Объяснительная записка. Ф. ГПП «Алдангеология», 2000.
134. *Галюк В.А.* Отчет по теме: «Структурные и минералогические особенности Эмельджакского флогопитового месторождения (Ю. Якутия)» за 1953-1954 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1955.
135. *Галюк В.А.* Геологическое строение, минералогия и генезис Эмельджакского флогопитового месторождения. Дисс. на соискание уч. ст. канд. г-м. наук. Ф. ГПП «Алдангеология», 1958.
136. *Ганикевич В.В., Никитин С.П., Желвис Г.В.* Отчет о работе гравиметрической партии 5/73-74 на Нимнырской площади за 1973 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1974.

137. *Гарагуля Л.С., Гордеева Г.И. и др.* Объяснительная записка к мерзлотно-гидрогеологической карте Алданского горнопромышленного района ЯАССР масштаба 1:500 000 по работам 1961-1962 г.г. В 2-х томах. МГУ. Ф. ГГП «Алдангеология», 1962.
138. *Герасимов Е.К., Шилкин А.Н.* Предварительная прогнозная оценка мезокайнозойской бокситоносности Алдано-Тимптонского междуречья. Ф. ГГП «Алдангеология», 1970.
139. *Горшков Г.С.* Геолого-петрографический очерк района среднего течения р. Б. Ыллымах (Алданский округ). Ф. ГГП «Алдангеология», 1944.
140. *Груздев В.А., Ахапкин Е.В.* Отчет о геологоструктурной съемке Эльконского района м-ба 1:25 000-1:10 000. Ф. Таежгеология, 1965.
141. *Губарь М.К., Пачерский В.Ф., Иванов В.Н.* Геологическое строение и флогопитоносность Неакуинского и Гоновского слюдоносных полей. Ф. ГГП «Алдангеология», 1962.
142. *Губкин М.П., Подкопаев В.А. и др.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:50 000, проведенных Эльконской партией в 1961-1963 гг., на листах О-52-37-В.Г. и О-52-49-А,Б,В,Г. В 1 т.Ф.ГГП «Алдангеология», 1964.
143. *Гусев В.Н., Речкалов М.М.* Отчет о результатах поисков месторождений рудного золота куранахского и других типов в бассейне ручьев Сухой, Раздольный, Ленинградский (Раздольнинская площадь) за 1992-2001 г.г. Ф.ГГП «Алдангеология», 2001.
144. *Демин Н.К. и др.* Отчет о результатах гравиметрической съемки м-ба 1:50 000, выполненной партией № 71 Приленской экспедиции в Эльконском урановорудном районе в 1976-79 г.г. Сахагеолфонд, 1981.
145. *Дик И.П.* Объяснительная записка по оценке прогнозных ресурсов золота россыпных месторождений Южной Якутии по состоянию на 1.01.1993 г. Ф. ГГП «Алдангеология», 1992.
146. *Дик И.П.* Объяснительная записка по оценке прогнозных ресурсов золота россыпных месторождений Южной Якутии по состоянию на 1.01.1998 г. Ф. ГГП «Алдангеология», 1997.

147. *Дик И.П., Каменцев М.В.* Отчет по переоценке россыпей золота и мелких золоторудных тел Центрально–Алданского золотоносного района за 1994–1999 гг. (Россыпная партия). В 8 томах. Ф. ГГП «Алдангеология», 1999.
148. *Дик И.П., Савельев О.Н.* Геоморфология и россыпная золотоносность Центрального Алдана (Отчёт по теме: «Карта золотоносности на геоморфологической основе Центрально-Алданского района масштаба 1:100 000» и «Условия образования и закономерности размещения «древних» золотосодержащих аллювиальных отложений Центрально-Алданского золотоносного района и их прогнозная оценка»). Ф. ГГП «Алдангеология», 1970.
149. *Дик И.П., Савельев О.Н.* Закономерности возрастного распределения кайнозойских россыпей золота Южной Якутии (отчёт по теме). Ф. ГГП «Алдангеология», 1972.
150. *Домарев А.Г. и др.* Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных Маристым отрядом Сибегджинской партии на участке Втором Эмельджакского месторождения флогопита в 1965-66 г.г. Ф. ГГП «Алдангеология», 1967.
151. *Донцов В.Ф., Смеловский С.П., Сартаков О.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Алдан от устья р. Бол. Нимныр до г. Томмот. (Окончательный отчет о геологических исследованиях в масштабе 1:200 000, проведенных Чампулинской, Тобукской и Куранахской партиями Алданской экспедиции ВСГУ за 1948 г.). Ф. ГГП «Алдангеология», 1949.
152. *Дубов Ю.С.* Пояснительная записка к подсчету прогнозных ресурсов апатита (фосфорного ангидрита), флогопита, вермикулита и графита Алданской провинции по состоянию на 1.01.88 г. Селигдарская партия. Ф. ГГП «Алдангеология», 1988.
153. *Дубов Ю.С., Шевченко В.А.* Геологическое строение Алданской флогопитоносной провинции (к экспертизе запасов месторождений флогопита). Ф. ГГП «Алдангеология», 1973.
154. *Зайцев В.П.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Элькон и водораздела рек Алдана, Тимптона и Ыллымаха. Ф. ГГП «Алдангеология», 1949.

155. *Захаров Е.Е. и др.* Золотая минерализация в тектонических зонах Эльконского горста и ее сопоставление с первичным оруденением соседних золоторудных полей Центрального Алдана. Ф. ГПП «Алдангеология», 1972.
156. *Зверев Н.М., Константинов М.Д. и др.* Геологическое строение и рудоносность Эльконского урановорудного района (Отчёт Центральной геологической партии № 71 по теме № 20). В 3-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1975.
157. *Каменцев М.В.* Оценка прогнозных ресурсов рудного золота Южной Якутии на территории деятельности ГУПП «Алдангеология» по состоянию на 01.01.1998г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1997.
158. *Киселев Ю.В. и др.* Отчет тематической геофизической партии за 1958-1970 г.г. по теме: «Обобщение аэромагнитных материалов по площади основных золоторудных районов Алданского щита (территория деятельности Тимптоно-Учурской комплексной экспедиции)». Ф. ГПП «Алдангеология», 1970.
159. *Ковалева Н.П., Чернецов О.С.* Отчет о результатах комплексной аэро-геофизической съемки м-ба 1:25000, проведенной на Эльконской площади в 1994-96 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1999.
160. *Кондратьева К.А.* Сводный отчет по мерзлотно-гидрогеологической съемке Алданского горнопромышленного района в масштабе 1:500 000 по работам 1961-1962 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1964.
161. *Кондратьев Б.С., Катаев В.Н., Щварц В.Л.* Отчет о результатах оценки молибденоносности участка Минеевского в 1983-86 г.г. Геологическое задание 64-16. В 3-х т. Ф. ГПП «Алдангеология» 1986.
162. *Коноплёв С.П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Алданского района Якутской АССР. Окончательный отчёт о геологических исследованиях в м-бе 1:200 000 и поисково-разведочных работах, проведённых Нимнырской, Нимгерской, Джекондинской и Тимптонской партиями Алданской экспедиции Восточно-Сибирского геологического управления в 1947 г. Ф. ГПП «Алдангеология». 1948.
163. *Корнилов Г.Г. и др.* Отчет по геолого-промышленной оценке попутно-добываемых диопсидовых пород на месторождениях флогопита в Алданском районе

Якутской АССР, разрабатываемых ГОК «Алданслюда», с подсчетом запасов на 01.01.1989 г. В 10-и кн. Ф. АГРЭ, 1989.

164. *Кряжева Н.И.* Предварительный отчет о работе Эмельджакской геологосъемочной партии масштаба 1:25 000 летом 1954 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1955.

165. *Кутарева Н.К., Пашкова Н.И., Чернецова В.П. и др.* Отчёт о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно- геологической съёмки масштаба 1:200 000 в пределах листов О-51-ХІІ, -ХVІІІ, -ХХІV; О-52-VІІ, а также комплексного гидрогеологического и инженерно-геологического доизучения в пределах листа О-51-ХХІХ вдоль проектируемой трассы железной дороги Беркакит-Якутск на отрезке Беркакит-Томмот за 1981-85 г.г. В 13-и томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1985.

166. *Лаздина Г.Ю., Мангушевский Э.Л., Миронюк Е.П.* Геологические формации мезозойской активизации Алданского щита. Тема № 277. Окончательный отчет. (Амгинский отряд ЦОМГСЭ. Окурданский отряд. 1971-1974 г.г.). Ф. ГУП «Сахагеолфонд», 1974.

167. *Лапин С.С., Лапина Л.Я.* Карта россыпных месторождений золота Алданского района. Отчет по темам № 131 и № 131-а. Ф. ГПП «Алдангеология», 1945.

168. *Легенда* Алданской серии листов государственной геологической карты СССР м-ба 1:200 000, Фонды ЮЯГРЭ, Чульман, 1965

169. *Лисник Г.А. и др.* Отчёт о результатах комплексной аэрогеофизической съёмки масштаба 1:25 000, проведенной на Верхне-Якутской площади в 1990-1993 г.г. В 3-х кн. Ф. ГПП «Алдангеология», 1994.

170. *Лихоманов А.Г.* Раннепротерозойские метадiorиты и их влияние на локализацию уранового оруденения в Эльконском районе Алданского щита. Диссертация на соискание уч. ст. кн. г.-м. наук. Ф. ГПП «Алдангеология», 1970.

171. *Локтионов А.Э.* Отчет о результатах незавершенных работ по проведению геоэкологической съёмки м-ба 1:200 000 Алданского горнопромышленного района (листы О-52-VІІ, О-52-ХІІІ), 2000-2001 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 2002.

172. *Лупарев А.В.* Отчёт по проведению геоэкологических исследований на территории населённых пунктов Алданского района. Ф. ГПП «Алдангеология», 1994.
173. *Лупарев А.В.* Отчет о производстве геоэкологической съемки масштаба 1:200 000 Алданского горно-промышленного узла на площади листов О-51-ХІІ, О-51-ХVІІІ за 1995-2000 г.г. (в 3-х книгах). Ф. ГПП «Алдангеология», 2000.
174. *Максимов Е.П.* Естественные ассоциации мезозойских изверженных пород Алданского щита. Автореферат диссертации на соискание степени канд. г.-м. наук. Ф. ГПП «Алдангеология», 1973.
175. *Максимов Е.П., Карелин В.В., Уютов В.И.* Мезозойские магматические породы Алданского щита (Отчет по теме: Геология и металлоносность мезозойского магматического комплекса Алданского щита). Ф. ГПП «Алдангеология», 1969.
176. *Малич Н.С., Миرونюк Е.П. (отв. исполнители).* Разработка общей корреляционной схемы геологических образований Сибирской платформы, как основа для сводных легенд серий Гостгеолкарты СССР м-ба 1:50 000. Окончательный отчет по теме № 27 за 1983-1986 гг. ВСЕГЕИ. Ф. ГПП «Алдангеология», 1986.
177. *Малков Л.Н. и др.* Материалы по контрольно-увязочным маршрутам, проведенным на площади листа О-52-ХІІІ в 1959-1960 г.г. Ф. «Сахагеолфонд», 1960.
178. *Минаков В.С., Забелин Г.Г. и др.* Отчёт о геолого-съёмочных работах м-ба 1:50 000, проведенных Пуриканской партией в 1962-1963 г.г. в верховьях рек Джеконды, Лев. Ыллымаха, Б. Юхты (листы О-51-60-Г; О-51-72-А,-Б). Ф. ГПП «Алдангеология», 1964.
179. *Минкин Л.М.* Тектоника Алданского щита. В сб.: Материалы I-й теоретической конференции геологов Южной Якутии по тектонике и стратиграфии Алданского щита. Ф. ГПП «Алдангеология», 1958.
180. *Мишин В.М., Лукьянова Ж.К., Шпунт Б.Р.* Отчет по теме: «Мезокайнозойские коры выветривания Центрального Алдана и связанные с ними полезные ископаемые». В 3-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1972.

181. *Морозова Н.Е.* Отчет о результатах поисковой аэромагнитной съемки масштаба 1:25000, проведенной в междуречье р.р. Алдана и Лены в 1986-1988г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1988.
182. *Мякишев А.И., Кислый А.В.* Геологическое строение и полезные ископаемые Эльконской площади. Отчет Эльконской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:50 000, проведенного в 1994-1999 г.г. на территории Эльконского горста. Листы О-51-48-Г, О-52-37-В, О-51-60-А, -Б; О-52-49-А (в 3-х книгах и 1 папке). Ф. ГПП «Алдангеология», 1999.
183. *Непомнящий И.К.* Отчет о предварительной разведке месторождения графита Чебере за 1989-1993 г.г. В 3-х кн., 3-х п. Ф. ГПП «Алдангеология», 1993.
184. *Непомнящий И.К., Протопопов Г.С.* Отчет о результатах детальных поисков промышленных месторождений графита в верховьях реки Прав. Ыллымах (уч. Чебере), проведенных Надеждинской ГРП в 1983-1986 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1987.
185. *Непомнящих Г.З., Слись И.Д., Мелкумян С.А.* Отчет о поисково-съемочных работах, проведенных в 1961 г. на площади междуречья Б. Дес, М. Дес, Тюнгер. Ф. ГПП «Алдангеология», 1962.
186. *Николаев С.Н. и др.* Структурные условия локализации золотого оруденения Лебединского рудного поля. Отчет Структурной партии по ревизионным работам в юго-западной части Лебединского рудного узла с составлением структурной карты м-ба 1:50000 за 1987-1991 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1991.
187. *Перелетов П.Д. и др.* Отчет о геолого-поисковых работах Десовско-Неакуинской партии за 1946 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1947.
188. *Пижанкова Е.И.* Отчёт по теме: « Геозкологическое картирование Алданского горнопромышленного района». МП Экотехнология. Ф. АУКОП, 1993.
189. *Попов С.П.* Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Якокит (вершина), Лев. Ыллымах и Бол. Нимныр за 2000-2002 г.г. Ыллымахская партия в 4 книгах. Ф. ГПП «Алдангеология», 2002.

190. *Почивалов А.А.* Отчет о детальной разведке Цветковского м-ния флогопита Каталахской ГРП за 1964-65 г.г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1966.
191. *Почивалов А.А., Черкасов Р.Ф.* Промежуточный отчёт Каталахской поисково-разведочной партии за 1959 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1960.
192. *Ракитин Ю.С., Мороз В.А.* Отчёт об оценке перспектив ураноносности Алданского щита по результатам специальных работ, проведенных Приленским ПГО в период 1960-1985 г.г. по геологическому заданию №71-63. Ф. Таежной геологической экспедиции, 1986.
193. *Савицкий А.В.* Диссертация на соиск. уч. ст. канд. г.-м. наук – «Физические свойства метаморфических пород и физические поля Эльконского района и их использование при геологическом картировании с целью поисков месторождений урана». Ф. ГПП «Алдангеология», 1971.
194. *Сикач Б.А. и др.* Флогопитоносность архейского комплекса метаморфических пород в районе р.р. Неакуя, Гон. Краткий отчёт о геологосъёмочных и поисковых работах на флогопит, проведённых Дессовской партией ВСГУ летом 1947 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1948.
195. *Силин И.И., Бортников И.С.* Отчет о результатах обобщения и систематизации материалов геохимических исследований в Центральном Алдане. Ф. ГПП «Алдангеология», 1972.
196. *Солнов Н.А., Цветков Л.П.* Отчет о поисковых и геологоразведочных работах на Алдано-Ыллымахском водоразделе и Эльконской группе флогопитовых месторождений в 1950г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1951.
197. *Старчак Л.И., Шевченко В.А., Лопатюк З.А.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото, проведенных в бассейне рек Б. Нимныр и Пр. Ыллымах (ручьи Олонгро, Пуричи, Пурикан и др.) в 1975-78 г.г. (в 2-х томах). Олонгринская партия. Ф. ГПП «Алдангеология», 1978.
198. *Степанова С.К.* Карта аномального магнитного поля Якутской АССР. Изолинии $(\Delta T)_a$, м-б 1:500 000. Карты аномального магнитного поля $(\Delta T)_a$ м-ов 1:50 000 и 1:200000 по железорудным районам ЮЯТПК. Ф. ГПП «Алдангеология», 1990.

199. *Стеценко О.П. и др.* Отчет партии №16 о проведении комплексной аэрогеофизической съемки м-ба 1:200 000 по геолзаданию 92/16-69-1/3а на площади нижнего течения р. Тимптон (листы О-51, О-52) за 1987 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1988.
200. *Стрекаловский Н.К.* Отчёт Алексеевской партии о результатах поисково-оценочных работ на рудное золото, проведенных в 1989-1991 г.г. на участке Юкунгринском (в 3-х кн.). Ф. ГПП «Алдангеология», 1991.
201. *Сытин Ю.И., Аргутина Т.А., Миронюк Е.П.* Глубинное геологическое строение Забайкальской складчатой области (отчет по теме 218). ВСЕГЕИ, Л., 1969.
202. *Тарханов А.В. и др.* Заключительный отчет по теме 453-С₈ «Анализ геологических материалов по Эльконскому урановорудному району Алдана, создание технологий переработки комплексных золото-урановых руд ранее выделенных первоочередных участков Курунг и Эльконское плато и новых участков для последующего освоения». В 2-х т. ГУП ВНИИХТ. Ф. ГПП «Алдангеология», 2001.
203. *Татаринов К.В., Ильичевский Е.П.* Геологическое строение и флогопитоносность района группы Эмельджакских месторождений. (Отчет о геологоразведочных работах Эмельджакской геологоразведочной партии с 1952 по 1959 г.г. и подсчет запасов по состоянию на 1.1.1959 г.). Ф. ГПП «Алдангеология», 1959.
204. *Татаринов К.В., Дубов Ю.С., Разумов А.Н.* Геологическое строение Каталахского, Неакуинского и Гоновского флогопитоносных полей и пересчет запасов флогопита по состоянию на 1.1.1974 г. (пересчет по новым кондициям). В 6-и томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1974.
205. *Терентьев В.М., Кудрявцев Б.Е. и др.* Отчёт о результатах работ по теме № 273 Скалистой партии в 1962-65 г.г. ВСЕГЕИ. Ф. ГПП «Алдангеология», 1965.
206. *Угрюмов А.Н., Берзенин Б.З. и др.* Отчет о геологосъемочных работах м-ба 1:50 000, выполненных Алжекской и Укуланской партиями в 1960-63 г.г. -на листах О-51-47-Б,Г; О-51-48-А,В,Г; О-51-59-Б,Г; О-51-60-А,Б,В. Ф. ГПП «Алдангеология», 1964.
207. *Угрюмов А.Н., Карелин В.В., Уютов В.И. и др.* Отчёт: «Металлогеническая карта Центрального Алдана масштаба 1:50 000 (специализированная на золото

мезозойской металлогенической эпохи)». Металлогеническая партия. 1974-1978 г.г. В 2-х томах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1978.

208. *Узрюмов А.Н., Энтин А.Р., Узрюмова Л.Н.* Золотоносность зон Усть-Хатыминского, Юхтинского, Юхухтинского и Эмельджакского региональных разломов центральной части Алданского щита (Отчет по теме: Оценка золотоносности зон Усть-Хатыминского, Юхтинского и Эмельджакского региональных разломов). Ф. ГПП «Алдангеология», 1971.

209. *Усов Ю.М.* Отчет о работах, проведенных аэрогеофизической партией № 5 в 1960 г. в Алданском районе Якутской АССР. Ф. ГПП «Алдангеология», 1961.

210. *Утробин Д.В., Воробьев К.А.* Отчет о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1:200 000 и подготовки к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе) территории листов О-51-XVIII, О-52-VII, О-52-XIII (в 6 книгах). Ф. ГУП «Алдангеология», 2004.

211. *Утробин Д.В., Максимов Е.П., Хотина Е.Б.* Объяснительная записка к легенде Алданской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (издание второе). Ф. ГПП «Алдангеология», 2000.

212. *Уютов В.И., Каменцев М.В.* Оценка прогнозных ресурсов рудного золота в границах Южной Якутии по состоянию на 1.01.1993 г. Отчёт Южно-Якутской золоторевизионной партии о тематических работах по оценке прогнозных ресурсов золота, платины и апатита в границах Южной Якутии по состоянию на 1.01.1993 г. Листы О-51-Б, -Г; О-51-А,-Б, -В,-Г; О-52-А,-Б; N-51-Б; N-52-А,-Б (в 3-х кн. и одной папке). Ф. ГПП «Алдангеология», 1992.

213. *Федосеев Л.К.* Информационный отчет о результатах гравиметрической съемки м-ба 1:50 000, проведенной на Ыллымахской площади в 1996 г. (Гравиметрическая партия № 6). Номенклатура листов: О-51-60 (Г), 72 (Б). Сахагеолфонд, 1998.

214. *Федченко Л.И.* Пояснительная записка к подсчету прогнозных ресурсов апатита (фосфорного ангидрида), волластонита, вермикулита и графита Алданской провинции по состоянию на 1.01.1993 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1992.

215. *Филипишин Ф.Л.* Минералогия флогопитоносных тел флогопитовых месторождений Алдана (Ю. Якутия). МГРИ. Ф. ГПП «Алдангеология», 1977.
216. *Халипова В.А., Никитин С.П. и др.* Отчет о работе гравиметрической партии 5/72-73 на Алданской площади за 1972 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1973.
217. *Хотина Е.Б.* Разработка местных стратиграфических схем четвертичных отложений слабоизученных районов СССР. Т. II. Северо-восточная часть Южной Якутии. Окончательный отчет по теме 53. ВГФ, 1979.
218. *Хотина Е.Б.* Окончательный отчет по договору 263 (111) «Составление рабочей легенды карты России масштаба 1:200 000 (новая серия) листов О-51-ХП, О-51-ХVIII, О-52-VII, О-52-ХIII (центральная группа Западно-Алданской серии листов)». Ф. ГПП «Алдангеология», 1995.
219. *Хотина Е.Б.* Окончательный отчет по договору 719 «Составление кайнозойской части легенды Госгеолкарты-200 (новая серия) Алданской серии листов» (в нарезке I-го издания Госгеолкарты-200). Ф. ГПП «Алдангеология», 1999.
220. *Хотина Е.Б., Жежель О.Н.* Четвертичные отложения горного обрамления юго-востока Сибирской платформы. Отчет по теме 181. Том II: Четвертичные отложения Центрально-Алданского района Южной Якутии. Ф. ГПП «Алдангеология», 1974.
221. *Цветков Л.П.* Отчет о поисково-съёмочных и поисково-разведочных работах, проведенных Амбурдакским отрядом Эльконской партии в 1952-1953 г.г. в районе слияния рек Лев. и Прав. Ыллымах. Ф. ГПП «Алдангеология», 1955.
222. *Цветков Л.П., Абрашевич В.М.* Отчет о поисково-съёмочных работах, проведенных Ыллымахским съёмочно-поисковым отрядом Эльконской партии летом 1951 г. в центральной части Алдано-Ыллымахского водораздела (бассейны рек Холодной и Русской). Ф. ГПП «Алдангеология», 1952.
223. *Цветков Л.П., Энтин А.Р.* Геологическое строение и полезные ископаемые района нижнего течения р. Б. Ыллымах. Окончательный отчет Ыллымахской партии за 1957 г. Ф. ГПП «Алдангеология», 1958.

224. *Цыганов В.И. и др.* Отчет о результатах производства комплексных поисковых геофизических исследований в центральной части Алданского щита за 1983-1989 г.г. (Геофизическая партия). Ф. ГГП «Алдангеология», 1989 г.
225. *Черкасов Р.Ф., Антонов В.П.* Алданская флогопитоносная провинция. Ф. ГГП «Алдангеология», 1970.
226. *Чернятьев В.Н.* Отчет о результатах гравиметрической съемки м-ба 1:50 000, проведенной на Аямовской площади в 1989-1992 г.г. (Аямовская партия № 4). ЦПСЭ. Ф. ГГП «Алдангеология», 1992.
227. *Швецов Е.С., Зайцев В.П.* Геологическое строение и флогопитоносность района Неакуинского месторождения. (Промежуточный отчет о поисково-разведочных работах, проведенных Неакуинской партией в 1958 г.). Ф. ГГП «Алдангеология», 1958.
228. *Шевченко В. И., Веревкин Н. И.* Отчет по усовершенствованию рабочей легенды для геологических карт м-ба 1:50 000 (Алданская группа Центрально-Алданской серии листов) по результатам работ Картосоставительского отряда Иенгрской геолого-съемочной партии, 1986-1991 г.г. Ф. ГГП «Алдангеология», 1991.
229. *Энтин А.Р. и др.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:50 000 на листах О-52-50-А, Б, В, Г; О-52-61-А, Б; О-52-62-А, Б, В, Г, проведенных Северо-Тимптонской и Алдано-Тимптонской партиями в 1959 и 1960-1963 г.г. Ф. ГГП «Алдангеология», 1964.

Приложение 1.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте
полезных ископаемых листа О-52-ХІІ Государственной геологической карты Рос-
сийской Федерации масштаба 1:200 000**

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К- ко- ренное, Р- россыпное)	Номер по списку ли- тературы	Примечание, со- стояние эксплуата- ции
Металлические полезные ископаемые.					
Черные металлы					
Железо					
II-3	3	Эмельджакское	К	223	законсервировано
Цветные металлы					
Молибден, уран					
I-2	15	Минеевское	К	161, 192	законсервировано
Благородные металлы					
Золото					
I-3	5	р. Бол. Ыллымах	Р(Н*)	147	законсервировано
II-1	13	Джекконда	Р	130	отработано
II-1	15	Падь	Р	167	отработано
II-1	19	руч. Часовой	Р(Н)	147	законсервировано
II-1	23	Маристый	Р	189	отработано
II-1	29	Валунистый	Р	189	отработано
III-1	21	Амбурдак	Р	130	эксплуатируется
III-1	23	руч. Тростниковый	Р(Н)	189	законсервировано
III-1	26	руч. Петрович	Р(Н)	189	законсервировано
III-1	40	Бык	Р	197	законсервировано
IV-1	1	Власовский	Р	197	законсервировано
IV-1	2	Аянка	Р	197	законсервировано
Радиоактивные элементы					
Уран, золото					
I-1	5	Интересное	К	192	законсервировано
I-1	13	Надеждинское	К	192	законсервировано
I-1	17	Магнитное	К	192	законсервировано
I-1	25	Медвежье	К	192	законсервировано
I-1	27	Снежное	К	192	законсервировано
I-1	28	Невское	К	192	законсервировано
I-1	34	Главное	К	192	законсервировано
I-2	1	Северное	К	192	законсервировано
I-2	4	Южное	К	192	законсервировано
I-2	13	Тажное	К	192	законсервировано
I-2	14	Весеннее	К	192	законсервировано

* Р(Н) – непромышленная россыпь

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К- ко- ренное, Р- россыпное)	Номер по списку ли- тературы	Примечание, со- стояние эксплуата- ции
I-2	27	Агдинское	К	192	законсервировано
Горнотехническое сырье					
Флогопит					
I-3	14	Эмельджакское	К	203	законсервировано
II-4	1	Участок Второй	К	150, 203	законсервировано
II-4	3	Горелое	К	120, 222	законсервировано
II-4	6	Таборное	К	222	законсервировано
II-4	7	Магнитное	К	203	законсервировано
II-4	10	Верхне-Керибиканское	К	128, 203	законсервировано
III-2	4	Каталахское	К	204, 229	законсервировано
IV-3	6	Неакуинское	К	141, 204, 229	законсервировано
IV-3	11	Дремучинское	К	141	законсервировано
IV-4	10	Шумное	К	204, 229	законсервировано
IV-4	11	Плесовское	К	141, 204	законсервировано
IV-4	13	Гоновское	К	141, 204	законсервировано
Графит					
IV-1	4	Чебере	К	183	законсервировано

Приложение 2.

Список проявлений (П), шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых; первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), гидрохимических (ГДХА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа О-52-ХІІІ Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Металлические ископаемые				
Черные металлы				
Железо				
I-1	41	Левобережье р. Холодной (водораздел ручьев Акин-Гутбай)	142	ПМ. Коренные выходы и развалы диопсид-магнетитовых, флогопит-магнетит-диопсидовых пород прослеживаются на 3 км в СЗ направлении. Содержание магнетита до 60-80%.
I-4	4	Берджигесское (участок Мартитовый, водораздел ручьев Оччугуй Бэс-Юрэх и Бердыгэс)	223	ПМ. Рудное тело (прослежено канавами) имеет форму изометричной залежи размером 11х12 м, представлено сплошными мартит-магнетитовыми рудами. Вмещающие породы представлены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами.
I-4	10	Левый берег р. Бол. Ыллымах в 700 м выше устья руч. Лакус.	223	ПМ. В коренном выходе диопсид-амфиболовых кристаллосланцев отмечается вкрапленность магнетита до 30%. Мощность горизонта пород, содержащих вкрапленность магнетита, около 100 м.
II-3	1	Аммонитный (водораздел рек Эмельджак-Сиибэк)	223	П. Вскрыто два пластообразных рудных тела флогопит-магнетитового и диопсид-магнетит-амфиболового состава. Характер оруденения – вкрапленно-массивный, мощности рудных тел – 3-5 м, протяженность – 20-50 м, содержание железа – 35,8%.
II-3	2	Аэродромное (в 2 км южнее пос. Эмельджак)	223	П. Залежь диопсид-магнетитовых руд мощностью 12 м и протяженностью около 100 м, содержание железа – 61,8%.
Титан				
I-3	12	Усть-Холодное	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³
I-4	9	Нижне-Ыллымахское	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³ , монацита 0,1-1 кг/м ³
II-2	5	Ыллымахское	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³
II-4	8	Тюнгерское	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³
II-4	13	Керибиканское	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³ , молибденита – знаки.
III-4	11	Больше-Десовское	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³
IV-1	6	Тастахское	177	ШО. ильменита 2-4 кг/м ³
IV-3	10	Больше-Неакуинское	177	ШО. ильменита 2-10 кг/м ³ и более.
Цветные металлы				
Медь				
I-2	3	Верхне-Джилдинское	142	ВГХО. Содержание меди до 0,03%
I-2	6	Лево-Русское нижнее	142	ВГХО. Содержание меди до 0,03%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-2	22	Право-Холодное первое	142	ВГХО. Содержание меди до 0,03%
I-2	25	Право-Холодное второе	142	ВГХО. Содержание меди до 0,03%
II-2	8	Осеннее	142	ВГХО. Содержание меди до 0,03%
III-1	19	Руч. Таас – руч. Прощальный	229	ПГХО. Содержание меди, свинца, цинка 0,005-0,1%, золота 0,5 г/т, молибдена 0,002%, серебра 0,3-2 г/т, мышьяка 0,03%, никеля 0,03%.
III-4	3	Мало-Десовское	177	ГДХА. Содержание меди 0,1%, марганца 1%, молибдена – сл.
Свинец				
II-2	10	Лево-Юкунгринское	177	ВГХО. Содержание свинца 0,01%.
III-1	10	Водораздел ручьев Амбурдак-Тростниковый	229	ПГХО. Содержание свинца, цинка, меди 0,005-0,1%, мышьяка 0,05-0,1%, золота 0,02-0,1 г/т, серебра 0,1-1,6 г/т.
III-1	27	Верховья руч. Тростниковый	229	ПГХО. Содержание свинца, цинка, меди 0,005-0,1%, молибдена менее 0,002%.
III-1	34	Руч. Дабан – р. Правый Ыллымах	229	ПГХО. Содержание свинца 0,03-1%, меди 0,003-0,005%, цинка 0,02-0,05%, золота сл-2,9 г/т, серебра 7-121,8 г/т.
III-3	1	Водораздельное	229	ГДХА. Содержание суммы металлов (свинца, цинка, меди) 0,02%.
III-4	10	Больше-Десовское	229	ГДХА. Содержание свинца 0,01%, молибдена – следы.
IV-3	4	Ниреляхское	229	ПГХО. Содержание свинца 0,02%, меди 0,01%, цинка 0,07%.
IV-4	4	Гранитное	229	ВГХО. Содержание свинца 0,01%, меди 0,01%, цинка 0,05%.
Цинк				
II-4	11	Керибиканское	177	ВГХО. Содержание цинка 0,05%, бария 0,3%.
Никель				
III-4	4	Мало-Десовское	177	ГДХА. Содержание никеля 1%, хрома 0,3% сухого остатка гидропроб.
III-4	13	Больше-Десовское	177	ГДХА. Содержание никеля 0,2%, хрома 0,015%.
IV-1	5	Тастахское	177	ГДХА. Содержание никеля 0,01%, молибдена 0,001%.
Молибден				
I-2	7	Русское	177	ВГХО. Содержание молибдена 0,001%, серебра – сл., меди 0,005%.
I-4	2	Мало-Ыллымахское	223	ВГХО. Содержание молибдена 0,001-0,003%.
I-4	15	Ивановско-Ыллымахское	177	ВГХО. Содержание молибдена – сл., олова 0,001%, лантана и церия 0,01-0,5%, меди 0,01%, стронция 0,5%, сурьмы 1%, цинка 0,05%, бария 0,3%.
II-1	4	Джелиндино-Юкунгринский водораздел	195	ПГХО. Содержание молибдена 0,01%, золота 0,2 г/т, серебра 0,7 г/т, меди 0,003-0,03%.
II-2	9	Право-Юкунгринское	142	ВГХО. Содержание молибдена 0,001-0,003%.
II-3	5	Сибяжское	223	ВГХО. Содержание молибдена 0,001-0,003%.
II-3	10	Средне-Десовское верхнее	223	ВГХО. Содержание молибдена 0,003%
III-3	4	Мало-Десовское верхнее	177	ВГХО. Содержание молибдена 0,001%

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	9	Плесовое	177	ВГХО. Содержание молибдена 0,001%, кобальта до 0,01%.
Олово				
I-4	12	Лакусовское	177	ВГХО. Содержание олова до 0,001%, лантана и церия 0,01-0,1%, хрома 0,01%.
I-4	16	Ивановское	177	ВГХО. Содержание олова до 0,002%, бериллия 0,003%.
II-2	6	Артименское	177	ВГХО. Содержание олова до 0,02%, хрома 0,01%.
II-4	5	Керибиканское	177	ВГХО. Содержание олова 0,001%, молибдена – сл., лантана и церия 0,5%.
III-2	3	Каталахское	177	ГДХА. Содержание олова 0,2%.
IV-1	7	Тастахское	177	ГДХА. Содержание олова 0,001%, свинца 0,2%, цинка 1%.
Ртуть				
I-4	5	Люкюченгняхское первое	223	ВГХО. Содержание ртути 0,003%.
I-4	7	Люкюченгняхское второе	223	ВГХО. Содержание ртути 0,001-0,003%.
I-4	14	Маристое	223	ВГХО. Содержание ртути 0,003%.
Сурьма				
II-4	9	Керибиканское	177	ВГХО. Содержание сурьмы 1%, стронция 0,5%.
III-3	5	Больше-Десовское	177	ГДХА. Содержание сурьмы 1% в сухом остатке.
III-4	5	Тюнгерское	177	ГДХА. Содержание сурьмы 0,5% сухого остатка гидропроб.
IV-3	5	Ниреляхское	177	ВГХО. Содержание сурьмы до 0,5%, меди, никеля 0,002-0,006%.
Редкие металлы				
Бериллий				
II-3	8	Сибякское	223	ВГХО. Содержание бериллия 0,003%.
II-3	12	Средне-Десовское	223	ВГХО. Содержание бериллия 0,003%.
Ниобий				
IV-4	3	Шумное	177	ВГХО. Содержание ниобия от сл. до 0,01%, молибдена – сл., сурьмы 0,15%.
Редкие земли				
III-1	5	Тростниковый	195	ВГХО. Содержание лантана от 0,002 до 1%, церия 0,1%.
III-2	1	Больше-Десовское верхнее	177	ШО. Содержание монацита 0,1-1 кг/м ³ и более.
III-3	2	Больше-Десовское среднее	177	ШО. Содержание монацита 0,1-1 кг/м ³ и более.
IV-4	8	Верхне-Шумное	229	ВГХО. Содержание лантана до 0,03%.
Благородные металлы				
Золото				
I-1	1	Водораздельное	130	П. Зона мощностью 2 м, протяженностью 100 м приурочена к разлому, контролируемого серией даек щелочно-земельных сиенит-порфиров. Представлена лимонитизированными тонкозернистыми породами с жилами кварца. Среднее содержание золота 14,4 г/т.

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	3	Левый склон вершины руч. Кар-Сухой	130	ПМ. Брекчированные гидротермально-метасоматические образования, содержащие золота от 0,2 до 8,4 г/т, серебра 7,4 г/т.
I-1	4	Левый склон р. Курунг	130	ПМ. Руды калишпат-пирит-анкеритового состава, содержащие золота от 0,7 до 2,2 г/т.
I-1	6	Верховья руч. Распади- стого	130	ПМ. Сиенит-порфиры с кварц-пирит-магнетит-лимонит- флюорит-кальцитовой минерализацией, содержащие зо- лота от 0,1 до 5,5 г/т.
I-1	8	Левый борт руч. Паст- бищного	130	ПМ. Брекчированные катаклазированные кварц-пирит- лимонитовые руды, содержащие золота от 0,1 до 2,7 г/т, серебра от 1,6 до 5,6 г/т.
I-1	9	Левый склон вершины р. Элькон	130	ПМ. Зона дробления в калишпат-пирит-кальцит- уранинит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава метасоматитах. Содержание золота 0,3-1,6 г/т, серебра 1,6-7,3 г/т.
I-1	11	Верховья руч. Пастбищ- ного	130	ПМ. Сиенит-порфиры с магнетит (10%)-пирит-халькопи- рит (1%)-карбонатной минерализацией. Содержание зо- лота от 0,2 до 5,5 г/т, серебра 6,6 г/т.
I-1	12	Водораздел ручьев Паст- бищного и Первого	130	ПМ. Брекчированные руды кварц-лимонит-пиритового состава, содержащие золота от 0,3 до 1,6 г/т, серебра 1,6- 7,3 г/т.
I-1	16	Эльконская	195	ВГХО. Содержание золота от сл. до 5 г/т
I-1	14	Вершина рч. Элькон, Первое	130	ПМ. Зона разлома СЗ простираения. Сульфидизированная диопсид-магнетитовая порода. Содержание золота 28,1 г/т, серебра 27,1 г/т.
I-1	18	Верховья р. Курунг-Сала	130	П. Зона СЗ простираения мощностью 2,3 м, протяженно- стью 500 м, окварцевания и лимонитизации в архейских гнейсах и кристаллосланцах. Содержание золота 1,9 г/т.
I-1	19	Верховья р. Элькон (во- дораздел вершинных развилков ручьев Второ- го и Третьего)	130	П. Зона мощностью до 200 м (объединяет 7 зон мощно- стью от первых м до 20 м), простираение СЗ, катаклаза и дробления в архейских гнейсах и кристаллосланцах, со- держащих прожилки кварц-лимонитового состава. Со- держание золота от 0,1 до 4 г/т, серебра 1,8-4,8 г/т.
I-1	22	Верховья руч. Письмо, правого верхнего прито- ка р. Юкунгры)	130	ПМ Свалы окварцованных лимонитизированных гней- сов, кристаллосланцев прослеживаются на 500 м мощно- стью 2,5 м. Содержание золота 0,9 г/т.
I-1	23	Верховья руч. Письмо, правого верхнего прито- ка р. Юкунгры)	130	ПМ Свалы окварцованных лимонитизированных гней- сов, кристаллосланцев. Содержание золота 0,9 г/т.
I-1	29	Верховья рч. Холодная	195	ПГХО. Содержание золота от сл. до 0,3 г/т.
I-1	32	Водораздел рч.рч. Хо- лодная-Курунг	195	ПГХО. Содержание золота от сл. до 0,2 г/т.
I-1	37	Водораздел р. Юкунгры и руч. Буря	130	ПМ. Метасоматиты калишпат-пирит-халькопирит- уранинит-галенит-сфалеритового состава, содержащие золота 1,6 г/т.
I-1	38	Водораздел р. Юкунгры и руч. Буря	130	ПМ Метасоматиты калишпат-пирит-кальцит-халькопи- рит-галенитового состава. Содержание золота 0,9-1 г/т.
I-1	39	Водораздел р. Юкунгры и руч. Буря	130	ПМ. Метасоматиты калишпат-пирит-кальцит-халькопи- рит-галенитового состава. Содержание золота 1,1 г/т.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	40	Водораздел руч. Акин и р. Холодная	130	ПМ. Метасоматиты калишпат-пирит-кальцит-уранинит-халькопирит-галенит-сфалеритового состава. Содержание золота 1-1,5 г/т.
I-1	48	Вершина руч. Лупо	130	ПМ. Развалы гидротермально проработанных архейских гнейсов и кристаллосланцев. Содержание золота 2,3-7,2 г/т.
I-1	50	Зона Главная-II	124	П. Тектоническая зона длиной около 2 км в породах фундамента. Швы брекчированных пирит-кварц-карбонат-адюляровых метасоматитов мощностью до 8 м. Содержание золота 1,1-3,2 г/т на мощность 0,5-6,2 м.
I-1	52	Зона Бирская-I	124; 142; 192; 199	П. Минерализованная тектоническая зона в породах фундамента длиной 1,6 км субширотного простирания (85°), падающая на юг (60-80°). Выполнена брекчированными и катаклазированными пирит-кварц-карбонат-адюляровыми метасоматитами мощностью до 30 м. Содержание золота до 5 г/т на мощность 8 м. Прогнозные ресурсы золота кат. P ₁ – 80 кг. Метасоматиты также содержат от 0,004 до 0,085% урана и от 0,014 до 0,61% тория. Прогнозные ресурсы урана кат. P ₂ – 10 т. Встречаются флюорит-кварцевые жилы мощностью до 1 м, содержащие 50-60% флюорита.
I-1	51	Зона № 182	124	ПМ. Субширотный шов катаклазитов и брекчированных метасоматитов мощностью до 3 м в породах фундамента. Содержание золота до 1,6 г/т на мощность 2,2 м.
I-2	5	Минерализованная зона №1. Правый склон верхний р. Джелинда	130	ПМ. Гидротермально-метасоматическая минерализация в архейских гнейсах, кристаллосланцах. Содержание золота 1,3 г/т.
I-2	21	Минерализованная зона №11. Среднее течение руч. Норма	130	ПМ. Гидротермально-метасоматические образования калишпат-пирит-анкеритового состава проявлены в архейских кристаллических породах. Содержание золота 1,5 г/т.
I-3	13	Левобережное Эмельджакское	130	ПМ. Диопсид-магнетитовая порода с сульфидами, содержащая золота до 2 г/т.
II-1	1	Зона Геофизическая	124	П. Прерывистые швы брекчированных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов длиной 200-1000 м, мощностью до 20 м в породах фундамента. Содержание золота 1-1,3 г/т на мощность 1-5,3 м.
II-1	6	Зона Джекондинская	124	П. Швы брекчированных и катаклазированных пирит-карбонат-калиевополевошпатовых, кварц-полевошпатовых метасоматитов мощностью 0,5-15 м в породах фундамента. Рудные тела имеют длину до 650 м и мощность 0,5-9,5 м. Содержание золота 1-5 г/т, серебра – до 22 г/т, урана – 0,01%. Прогнозные ресурсы золота кат. P ₁ – 540 кг.
II-1	7	Носовское	130	ПМ. Свалы гематитовой руды среди доломитов. Содержание золота 2,4 г/т.
II-1	8	Лево-Юкунгринское	130	ПМ. Гидротермально измененная порода, содержащая золота 15,9 г/т, серебра 15,9 г/т, молибдена 0,02%.
II-1	9	Водораздел рек Джеконды и Юкунгры	195	ВГХО. Содержание золота 0,9 г/т.
II-1	10	Право-Осинское	130	ПМ. Метасоматиты калишпат-пирит-анкеритового состава, содержащие золота 4,7 г/т, серебра 7,2 г/т.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	11	Зона Юхухтинская	124	П. Швы брекчированных пирит-карбонат-калишпатовых метасоматитов длиной до 1000 м, мощностью до 20 м в породах фундамента. Содержание золота 1,1-2,4 г/т на мощность 3-6,5 м.
II-1	12	Джеккондино-Юкунгринское	130	ПМ Пиритизированный, лимонитизированный гнейс. Содержание золота 0,4 г/т.
II-1	14	р. Джеконда	147	ШП. Шлиховой поток золота.
II-1	16	Левый борт руч. Седлового	130	ПМ Свалы пиритизированных гранито-гнейсов, содержащих золота 0,7 г/т.
II-1	22	Левобережье руч. Маристый	130	ПМ. Свалы окварцованных доломитов с содержанием золота 0,4 г/т.
II-1	24	Водораздел руч. Мари-стого и р. Лев. Ыллымаха	195	ПГХО. Содержание золота от 0,01 до 6,2 г/т, серебра 4,1 г/т, молибдена 0,01%.
II-1	25	Правобережье руч. Маристый	130	ПМ. Свалы лимонитизированных доломитов с содержанием золота 0,5 г/т.
II-1	27	Нижне-Топографское	130	ПМ Гидротермально измененные гнейсы. Содержание золота 0,3 г/т, серебра 4,09 г/т, молибдена 0,01%.
II-1	30	Лево-Ямное	130	ПМ Гидротермально измененные гнейсы. Содержание золота 0,4 г/т, серебра 4,09 г/т, молибдена 0,01%.
III-1	6	Бассейн ручьев Тростникового, Амбурдака, Валунистого – притоков р. Лев. Ыллымаха	195	ПГХО. Содержание золота от 0,02 до 5 г/т, серебра 0,9-3,8 г/т.
III-1	4	Усть-Амбурдакское	130	ПМ Свалы гидротермально измененных амфиболовых гнейсов. Содержание золота 0,5 г/т.
III-1	9	Водораздел левых притоков р. Прав. Ыллымах	195	ПГХО. Содержание золота от 0,3 до 0,5 г/т, серебра 1,6-7 г/т, цинка 0,1%.
III-1	11	Амбурдакское второе	130	ПМ Свалы гидротермально измененных архейских кристаллических пород. Содержание золота 0,6 г/т.
III-1	12	Эфельное третье	130	ПМ Свалы гидротермально измененных гранитов. Содержание золота 0,6 г/т, цинка 0,1 %.
III-1	13	Амбурдакское третье	130	ПМ Свалы гидротермально измененных архейских кристаллических пород. Содержание золота 0,4 г/т.
III-1	15	Эфельное четвертое	130	ПМ Свалы гидротермально измененных биотитовых гнейсов. Содержание золота 0,5 г/т.
III-1	20	Прощальное верхнее и нижнее	130	ПМ Свалы гидротермально измененных гранитов. Содержание золота 0,5 г/т.
III-1	25	Право-Прощальное второе	130	ПМ Гидротермально-метасоматически проработанные граниты. Содержания золота 0,4 г/т.
III-1	28	р. Прав. Ыллымах	195	ПГХО. Содержание золота от 0,01 до 8,5 г/т.
III-1	31	Водораздел ручьев Тростниковый-Веселый	130	ПМ. Среди битуминозных доломитов усть-юдомской свиты свалы лимонитизированных пород с содержанием золота 0,4 г/т.
III-1	32	Против-Тасское первое и второе	130	ПМ Свалы кварц-скаполит-диопсидовой породы. Содержание золота 0,6 г/т, церия 1%.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	35	Водораздел ручьев Бык-Дабан	130	ПМ. Среди доломитов усть-юдомской свиты свалы лимонитизированных, сульфидизированных, гематитизированных пород с содержаниями 0,5-1,5 г/т золота, 2,5 г/т серебра.
III-1	36	Противо-Тарынахское	130	ПМ Аляскитовые граниты, содержащие золота 1 г/т, ванадия 0,03%.
III-1	37	Право-Ыллымахское левое	130	ПМ Гидротермально проработанные диопсид-плагиоклазовые породы, содержащие золота 1,4 г/т.
III-1	38	Право-Ыллымахское правое	130	ПМ Гранитизированные биотитовые гнейсы, содержащие золота 0,6 г/т.
III-1	39	Право-Ыллымахское	130	ПМ Коренной выход гидротермально измененных гранитов. Содержание золота 0,4 г/т.
IV-3	1	Верхне-Слюдяное первое	130	ПМ Жильный кварц, содержащий золота 0,3 г/т.
IV-3	2	Верхне-Слюдяное второе	130	ПМ Жильный кварц, содержащий золота 0,3 г/т.
IV-3	9	Больше-Неакуинское левое	130	ПМ Пиритизированные гранито-гнейсы, содержащие золота 0,4 г/т.
IV-4	6	Гранитное	130	ПМ Сульфидизированные диопсидовые породы, содержащие золота 0,6 г/т.
Серебро				
I-1	30	Верхне-Холодное	142	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
I-4	8	Водораздельное	223	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
I-4	13	Маристое	223	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
II-2	1	Больше-Ыллымахское первое	142	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
II-2	3	Больше-Ыллымахское второе	142	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
II-2	4	Левое-Юкунгринское	142	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
II-3	7	Верхне-Артименское	229	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
II-4	2	Керибикано-Ивановское	229	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
IV-4	1	Больше-Неакуинское второе	229	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
IV-4	2	Больше-Неакуинское первое	229	ВГХО. Содержание серебра 0,003%.
Радиоактивные элементы				
Уран				
I-1	2	Стланиковское (зона №801), левый склон долины руч. Распадистого	192	П. Прослежена на 1 км. Представлена метасоматитами и брекчиями. Содежание урана от 0,032 до 0,15% на мощность 1 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ 800 т.
I-1	7	Зона Ближняя (водораздел р. Эльконкан и его правого притока руч. Распадистого)	192	П. Оценена канавами. Протяженность зоны 3 км, мощность 3-5 м. Представлена метасоматическими катаклазитами. Среднее содержание урана 0,16% на мощность 1 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ 1200 т.
I-1	10	Зона Диабазовая (долина р. Курунг ниже устья руч. Хлебного)	192	П. Протяженность зоны 3,5 км, азимут простирания 70°, представлена гидротермально-измененными диабазами, брекчиями. Содержание урана 0,142% на мощность 2,21 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	20	Зона Верхнегольцовая (водораздел ручьев Письмо и Эльконкан)	192	П. Оценена канавами. Протяженность зоны 1,5 км. Контролируется дайкой мезозойских пород, представлена катаклазитами, метасоматитами. Среднее содержание урана 0,177-0,334% на мощность 0,5-0,7 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ 800 т.
I-1	21	Зона Письмо (левый склон долины руч. Письмо)	192	П. Протяженность зоны 4,1 км, мощность 1-5 м. Выполнена катаклазитами, метасоматитами, кварцевыми брекчиями. Минерализация – браннерит и вторичные минералы урана. Содержание урана 0,046-0,1%. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 2500 т. Параметры золотосодержащих интервалов: длина до 1840 м, мощность до 2,3 м. Среднее содержание золота 1,3 г/т.
I-1	24	Зона Юбилейная (левый развилка верховий р. Курунг)	192	П. Протяженность зоны 5,8 км, оценена канавами, скважинами. Выполнена катаклазитами, метасоматитами. Содержание урана 0,045-0,125% на мощность 0,6-1,51 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 2500 т.
I-1	26	Зона Брусничная (верховья р. Курунг)	192	П. Протяженность зоны 5,2 км. Метасоматиты и брекчии. Содержание урана 0,029-0,14%. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 2500 т.
I-1	31	Зона Курунг (водораздел рек Холодной и Русской в районе высотной отметки 1449 м)	192	П. Протяженность зоны 5 км, азимут простирания 290-300°, представлена гидротермально-измененными и брекчированными породами. Среднее содержание урана от 0,05 до 0,394%. Прогнозные ресурсы кат. P ₁ – 4000 т.
I-1	36	Зона Водораздельная I	192	П. Протяженность зоны 3 км, представлена гидротермально измененными породами и брекчиями. Содержание урана 0,03-0,05%. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.
I-1	42	Зона № 487 (бассейн р. Юкунгры)	192	П. Протяженность зоны 1,3 км, простирание 300-350°. Представлена метасоматически измененными породами и брекчиями. Содержание урана 0,1% на мощность 1,7 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 800 т.
I-1	43	Зона Марсовая	192; 200	П. Протяженность зоны 6 км, простирание 330-340°. Представлена гидротермально-измененными брекчированными породами фундамента и пирит-карбонат-калишпатовыми метасоматитами. Средняя мощность 7-10 м. Содержание урана 0,03-0,16%. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 2500 т. Содержания золота 0,1-2 г/т на мощность 1-3 м.
I-1	44	Зона № 486	192	П. Протяженность зоны 5 км, азимут простирания 270°. Представлена метасоматитами, бластомилонитами и брекчиями. Содержание урана 0,03-0,071% на мощность 1 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 2500 т.
I-1	45	Зона № 552	192	П. Протяженность 1,2 км, азимут простирания 300-310°. Представлена метасоматитами, бластомилонитами и брекчиями, кварцевыми жилами. Содержание урана 0,03-0,242% на мощность 1-1,5 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 800 т.
I-1	47	Зона Нежданная	192	П. Протяженность зоны 2 км, состоит из двух ветвей, азимут простирания 25-30°. Представлена метасоматитами и брекчиями. Содержание урана 0,03-0,284% на мощность 0,5-0,7 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-1	49	Зона № 180	192; 124	П. Протяженность зоны 4,2 км, представлена катаклазитами, метасоматитами, брекчиями. Мощность зоны 0,4 м. Содержание урана 0,03-0,05%. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 800 т. На западном фланге зоны протяженностью 1,7 км в метасоматитах зафиксированы содержания золота 1,5-2,2 г/т на мощность 1-3,6 м.
I-2	2	Зона Ветвистая (в 12 км от пос. Эльконка, верховья руч. Непроходимый)	192	П. Протяженность зоны 8 км, азимут простирания 290°, мощность зоны 4 м. Представлена милонитами, катаклазитами, метасоматитами. Содержание урана 0,03-0,14%. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 4000 т.
I-2	10	Зона Первая (на правом берегу р. Холодной)	192	П. Протяженность зоны 3 км, представлена метасоматитами и бластомилонитами. Среднее содержание урана от 0,061 до 0,305% на мощность 0,2-2 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.
I-2	11	Зона Двойная (верховья р. Холодной)	192	П. Протяженность зоны 3,5 км, азимут простирания 305°, представлена двумя сближенными зонами метасоматитов и брекчий. Содержание урана от 0,082 до 0,25% на мощность до 1 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.
I-2	12	Зона Вторая (в 15 км от пос. Ыллымах на запад)	192	П. Протяженность зоны 4 км, простирание 310-330°. Представлена катаклазитами по гранитам, гнейсам с прожилками кварца и молибденовой минерализации (0,1%). Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.
I-2	16	Зона Лагерная (водораздел ручьев Минеевского и Борт)	192	П. Протяженность зоны более 6 км, мощность 7-10 м, простирание СЗ. Представлена гидротермально-измененными и брекчированными бластомилонитами. Среднее содержание урана от 0,03 до 0,16%. Прогнозные ресурсы кат. P ₁ – 4000 т.
I-2	17	Зона Сохсолоохская (водораздел рек Холодной и Русской)	192	П. Протяженность зоны 15 км. Представлена метасоматитами по бластомилонитам и брекчиям. Содержание урана 0,03-0,2%. Прогнозные ресурсы кат. P ₁ – 2500 т.
I-2	18	Зона Секущая (в 25 км от пос. Ыллымах на запад)	192	П. Протяженность зоны 2,8 км, азимут простирания 25°, падение под углом 80° на ЮВ. Представлена гидротермально-метасоматически измененными породами и брекчиями. Мощность зоны 12 м. Содержание урана от 0,003 до 0,06% на мощность 1 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.
I-2	19	Зона Корма (в 22 км на ЮЗ от пос. Ыллымах)	192	П. Протяженность зоны 10,5 км, азимут простирания 315-330°, мощность 2,5-8 м. Представлена метасоматически-измененными бластомилонитами, ортогнейсами и брекчиями. Среднее содержание урана 0,092% на мощность 0,6 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1500 т.
I-2	20	Зона № 751 (в 13 км на ЮЗ от пос. Ыллымах)	192	П. Протяженность зоны 3,5 км, азимут простирания 305-310°. Представлена метасоматитами, катаклазитами, брекчиями. Содержание урана 0,03-0,05% на мощность до 1,5 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1500 т.
I-2	23	Зона Срединная (левый склон долины р. Бол. Ыллымах ниже устья р. Холодной)	192	П. Протяженность зоны более 2 км, азимут простирания 275°, падение на юг под углами 65-70°. Представлена гидротермально-измененными бластомилонитами, катаклазитами и брекчиями. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.
I-2	26	Зона Ближняя (в 17 км на ЮЗ от пос. Ыллымах)	192	П. Протяженность зоны 2,1 км, азимут простирания 301°, падение на ЮЗ 50-75°. Представлена катаклазитами, метасоматитами. Содержание урана от 0,03 до 0,219% на мощность до 1 м. Прогнозные ресурсы кат. P ₂ – 1200 т.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-3	2	Водораздел руч. Бес-Юрях и р. Холодной (т.н. 21033)	199	ПМ. Коренной выход катаклазированных аляскитовых гранитов. Приурочен к зоне Эмельджакского разлома. Содержание урана 0,08%, церия 0,2%.
I-3	4	Левый склон долины р. Русской в 2 км от ее устья (т.н. 21622)	199	ПМ. Обнажение роговообманковых кристаллосланцев, прорванных жилами пегматоидных гранитов. Содержание урана 0,024%, тория 0,16%.
I-3	7	Зона Масчът (ЮВ фланг зоны Южной, правый склон долины руч. Масчът)	192	П. Протяженность зоны 7,5 км, простираение СЗ. Представлена бластомилонитами по гранитам и микродиоритам. Содержание урана 0,04-0,274%. Прогнозные ресурсы кат. Р ₁ – 3700 т.
I-3	6	Правый берег р. Русской (в 675 м от ее устья, т.н. 21603)	199	ПМ. Зона катаклаза в гранитах красно-бурого цвета. Содержание урана от 0,008 до 0,034%, тория 0,213%.
I-3	10	Сиибээк (правый берег р. Бол. Ыллымах, напротив устья руч. Масчът)	199	ПМ. Развалы и коренные выходы архейских пород с прожилками темно-серого кварца. Содержание урана 0,02%.
I-4	3	Северо-Восточное	199	ПМ. Гнейсовидные биотитовые, биотит-амфиболовые граниты и аляскитовые граниты, содержащие жилы с раздувами и апофизами пегматитовых гранитов. Содержание урана от 0,0005 до 0,0013%, тория от 0,014 до 0,15%. В пегматитах содержание лантана до 1,5%, циркония до 2%, фосфора от 0,1 до 3%, церия до 0,2%, гафния до 0,02%, скандия до 0,004%.
I-4	11	Восточное (правобережье р. Бол. Ыллымах)	199	ПМ. Коренной выход чернокварцевых гранитов, содержащих урана 0,004%, тория 0,076%.
I-4	17	Водораздел р. Эмельджак и р. Бол. Ыллымах	199	ПМ. Элювиально-делювиальные развалы аляскитовых гранитов (часто чернокварцевых). Содержание урана 0,019%, тория 0,03%.
I-4	18	участок Ивановский	199	ПМ. Кварц-калишпатовые метасоматиты, приуроченные к зоне разлома. Содержание урана 0,133%.
II-1	2	Зона Бирская-II	124; 130; 199	ПМ. Падающая на юг субширотная зона катаклазитов и пятнисто-прожилковых метасоматитов в породах фундамента. Содержание, урана 0,002-0,486%, тория 0,014%, золота 0,2-3,3 г/т.
II-1	17	Седловое	199	ПМ. Аляскитовые граниты, часто чернокварцевые. Распределение минерализации неравномерное. Содержание урана 0,028%, тория 0,148%.
II-1	21	Джеккондинское (Московское, Лесное)	192; 199	П. Кварцевые и кварц-полевошпатовые метасоматиты зон дробления и брекчирования по породам кристаллического фундамента. Простираение зон 320°, мощность 6,5-12 м. Содержание урана 0,007-0,031%, тория 0,56%, золота 0,03-0,06 г/т.
II-1	28	Лево-Ыллымахское	199	ПМ. Граниты аляскитовые чернокварцевые среди биотитовых гнейсовидных гранитов. Содержание урана 0,014%, тория 0,005%.
II-2	2	Зона Попутная (в 20,3 км от пос. Ыллымах на ЮЗ)	192	П. Протяженность зоны 4,5 км, азимут простираения 310-315°, падение на ЮЗ под углами 60-80°. Представлена бластомилонитами, метасоматитами и брекчиями. Содержание урана 0,1%. Мощность рудных интервалов 1,2-2,5 м. Прогнозные ресурсы кат. Р ₂ – 2500 т.

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	7	Участок Правобереж- ный, рудопроявление Партос-Эмна	142	ПМ. Тектонические брекчии, обломки которых пред- ставлены микрозернистой метасоматической породой полевошпатового состава, сцементированные черноквар- цевым цементом. Содержание урана 0,018-0,148%, тория 0,034%.
III-1	1	Лево-Ыллымахское I, Корешки II, Ыллымах- ское	229	ПМ. Северо-Восточная часть Амбурдакской зоны раз- рывных нарушений. Коренные обнажения и развалы чер- нокварцевых аляскитовых гранитов и метасоматитов. Содержание урана до 0,18%, тория до 0,161%.
III-1	3	Увальное, Лево- Ыллымахское	192; 199	П. Зоны кварц-полевошпатовых метасоматитов в полосе Амбурдакского разлома. Простираение зон 315-330°. Прот- яженность до 800 м при мощности 18-34 м. Мощность рудных интервалов 0,5-1,5 м. Минералы урана: уранинит, урановая чернь, ортит. Содержание урана 0,029-0,368%, тория 0,093-0,132%.
III-1	7	Амбурдак	192; 199	П. Гидротермально-измененные серые катаклазированные чернокварцевые аляскитовые граниты в зоне Амбур- дакского разлома. Простираение зоны 310-330°, падение на СВ 35-80°. Мощность рудных интервалов 0,1-0,75 м, протяженность – до 100 м. Содержание урана 0,011- 0,235%, тория 0,015-0,118%.
III-1	8	Альчанское	199	ПМ. Коренные выходы чернокварцевых аляскитовых гранитов. Содержание урана 0,021%, тория 0,149%.
III-1	17	Слюдистое	199	ПМ. Кварц-полевошпатовые метасоматиты в зоне Ам- бурдакского разлома. Содержание урана 0,017%, тория 0,139%.
III-1	18	Тростниковое	199	ПМ. Делювиальные развалы катаклазированных, оквар- цованных, пиритизированных, обохренных крупнозерни- стых аляскитовых гранитов с молибденитом. Содержа- ние урана 0,035-0,31%, тория 0,137-0,274%.
III-1	29	Усть-Марганское	199	ПМ. Коренные выходы и развалы катаклазированных, сульфидизированных гранитов в контакте со сфен- диопсид-скаполитовыми скарнами. Содержания урана 0,01-0,029%, тория 0,023%.
III-1	30	Правый склон долины руч. Таас (левый приток р. Прав. Ыллымах)	229	ПМ. Крупноглыбовые развалы и коренные обнажения чернокварцевых аляскитовых гранитов. Содержание ура- на 0,104-0,2%, церия и титана – десятые доли %.
III-1	33	Долина руч. Тарынгнах (левый приток р. Прав. Ыллымах) в 1,2 км выше его устья	229	ПМ. Делювиальные развалы катаклазированных аляски- товых гранитов. Содержание урана 0,002-0,091%.
III-2	6	Правобережье руч. Мар- ган	199	ПМ. Кварц-полевошпатовые метасоматиты в зоне разло- ма. Содержание урана 0,067%, тория 0,39%.
III-3	3	Большой Дес, Дес- Большой I, Дес-Ыллы- махское	199	ПМ. Коренные выходы и развалы аляскитовых гранитов с черным кварцем. Содержание урана 0,3%, тория 0,03%.
III-3	6	Бол. Дес	229	П. Тектоническая зона, сложенная катаклазированными красными пегматоидными гранитами, в центре сильно брекчированными, окварцованными, пропитанными окислами железа и налетами вторичной гидротермальной минерализации. Рудная зона прослежена на 50 м в СЗ на- правлении, мощность 11 м. Максимальное содержание урана 0,446%, тория 0,104%.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	3	Чебере	199	ПМ. Кварц-полевошпатовые метасоматиты, проявленные в зоне разлома. Содержание урана 0,086%.
IV-1	8	Кемюстээх	199	ПМ. Граниты средне-крупнокристаллические, мясо-красного цвета, содержащие черно-дымчатый кварц. Содержание урана от 0,0011 до 0,0168%, тория от 0,003 до 0,0107%.
IV-2	1	Чыркымай	199	ПМ. Чернокварцевые аляскитовые граниты с уранинитом, браннеритом, монацитом, апатитом, цирконом. Содержание урана 0,0019-0,0115%, тория 0,002-0,0078%.
IV-2	2	Крестях	199	ПМ. Мясо-красные с включениями черного кварца, трещиноватые, милонитизированные граниты. Содержание урана 0,0012-0,0131%, тория 0,0045-0,0164%.
IV-3	3	Большая Неакуя II (правый склон р. Нирэйлях)	199	ПМ. Аляскитовые граниты (часто чернокварцевые). Содержание урана 0,065%, тория 0,057%.
IV-3	12	Большая Неакуя I, Неакуинское флогопитовое месторождение	199	ПМ. Диопсид-скаполит-флогопитовые породы. Содержание урана 0,081%.
IV-4	5	Водораздел р. Бол. Неакуя и его крупного правого притока ниже р. Нирэйлях	199	ПМ. Коренной выход чернокварцевых аляскитовых гранитов. Содержание урана 0,012%, тория 0,04%.
IV-4	12	Тимптонское (пос. Плевосый, нежилой)	199	ПМ. Коренной выход и развалы чернокварцевых кварц-полевошпатовых метасоматитов. Содержание урана 0,015-0,053%, тория 0,09%.
Неметаллические ископаемые				
Оптические материалы				
Кварц оптический				
I-2	9	Водораздельное	177	ПМ. Элювиальная россыпь жильного кварца с друзами кристаллов горного хрусталя.
I-3	8	Масчытское	223	ПМ. Горный хрусталь (размер кристаллов до 3×6 см).
Химическое сырье				
Флюорит				
I-1	15	Пастбищное (Второе)	142	ПМ. Гидротермальные кварц-флюоритовые жилы мощностью до 1 м в зонах тектонических нарушений. Содержание флюорита 50-60%.
I-2	24	Усть-Сохсолоохское	142	П. Гидротермальные кварцевые жилы мощностью до 1 м в зонах тектонических нарушений. Содержание флюорита 60%.
II-1	3	Эльзовское	142	П. Гидротермальные кварцевые жилы мощностью до 1 м в зонах тектонических нарушений. Содержание флюорита 60%.
Бораты и боросиликаты				
II-3	6	Сибякское	229	ВГХО. Содержание бора 0,01%
Керамическое и огнеупорное сырье				
Высокоглиноземистые материалы (силлиманит)				
I-3	1	Русское	223	ПМ. Гранат-силлиманитовые гнейсы. Содержание силлиманита 40%.
I-3	11	Эмельджакское	223	ПМ. Гранат-силлиманитовые гнейсы. Содержание силлиманита 40%.

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
I-4	1	Мало-Ылымахское	223	ПМ. Кордиерит-силлиманитовые кристаллосланцы с содержанием силлиманита до 60-70% объема породы.
I-4	6	Люкюченгняхское	223	ПМ. Силлиманитовые кристаллосланцы. Содержание силлиманита до 50%.
Горнотехническое сырье				
Асбест				
II-1	18	Часовое	142	ПМ. Пржилок асбеста мощностью 1,5-2 см.
Флогопит				
I-1	33	Снежное	142	ПМ. В диопсидовых породах гнезда флогопита (размер гнезд до 20 см в поперечнике)
I-1	35	Письменное	142	ПМ. Свалы диопсидовых пород с флогопитом, отдельные кристаллы размером 5×5 см.
I-1	46	Шанго-Пуховское	142	ПМ. Гнезда флогопита в диопсидовых породах, размер кристаллов 4-6 см ² , качество хорошее.
I-2	8	Верхне-Непроходимое	142	ПМ. Гнезда флогопита (5-8 см в поперечнике) в диопсидовых породах, размер кристаллов 5-6 см ² , трещиноватый.
I-3	3	Тихое (правобережье р. Русской)	142	ПМ. Коренное обнажение диопсидовых пород с гнездами флогопита размером до 0,2×0,3 м, размер кристаллов до 6×7 см.
I-3	9	Дорожное	229	ПМ. Диопсидовые породы с гнездами флогопита до 2 м в поперечнике, с кристаллами флогопита до 100 см ² .
II-1	5	Никовское первое, второе	142	ПМ. Жилы флогопита в диопсидовых породах, размер кристаллов до 6 см ² .
II-1	26	Топографское	142	ПМ. Гнезда флюорита в диопсидовых породах, размер кристаллов до 10 см ² .
II-1	31	Усть-Ямное	142	ПМ. В делювии диопсидовые породы с гнездами флогопита размером до 30 см ² .
II-2	11	Базовское	142	ПМ. Редкие гнезда флогопита в диопсидовых породах, размер кристаллов до 4-8 см ² .
II-3	4	Верхне-Сибякское	229	ПМ. Диопсидовые породы с кристаллами флогопита размером до 10-12 см ² .
II-3	9	Тюнгере-Сибякское	229	ПМ В диопсидовых породах кристаллы флогопита размером до 5×5 см.
II-3	11	Тюнгере-Правое	229	ПМ Кристаллы флогопита (до 12×5 см) в диопсидовых породах.
II-4	4	Горелое Южное	223	ПМ. Гнезда, реже секущие и пластовые жилы, флогопита в диопсидовых породах.
II-4	15	участок Западный	128	П. Флогопитовые тела приурочены к медведевской свите федоровской серии, сложенной диопсидовыми, рогово-обманково-диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами с прослоями скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых, плагиоклаз-диопсидовых и кальцит-диопсидовых пород. Тип ослюденения – гнезда размером до 1 м в поперечнике, жилы длиной первые десятки м и мощностью до 2,5-3 м. Выделено 4 флогопитоносные зоны длиной до 200 м, мощностью первые метры. Содержание флогопита – 1-74,3 кг/м ³ .

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	14	участок Ореховый	128; 203	П. Флогопитовые тела приурочены к медведевской свите федоровской серии, сложенной диопсидовыми, рогово-обманково-диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами с прослоями скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых, флогопит-магнетит-серпентин-диопсидовых пород. Тип ослюденения – гнезда размером до 0,4-1 м в поперечнике, жилы длиной 5-6 м и мощностью до 0,3 м. Содержание флогопита – 11,3-80 кг/м ³ . Качество слюды плохое вследствие прорастания его кристаллов скаполитом и диопсидом.
II-4	12	участок 14	203	П. Флогопитовые тела приурочены к медведевской свите федоровской серии, сложенной диопсидовыми, рогово-обманково-диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами с прослоями скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых пород. Тип ослюденения – гнезда размером 0,3-0,4 м в поперечнике. Содержание флогопита – 5-6 кг/м ³ .
III-1	2	Валунистое	229	П. Гнезда флогопита в диопсидовых породах. Содержание 3-52 кг/м ³ , размер кристаллов от 4×7 до 15×25 см.
III-1	16	Прощальное устьевое	222	ПМ. В диопсидовых породах отдельные кристаллы флогопита размером 5×6 см.
III-2	2	Покостахское	229	ПМ. Диопсидовые породы с флогопитом (размер кристаллов 10-10,5 см в поперечнике).
III-2	5	Салга-Дес	229	ПМ. В делювии диопсидовые породы с единичными кристаллами флогопита до 15 см ² .
III-4	1	Ириляхское	128; 203	П. Флогопитовые тела приурочены к медведевской свите федоровской серии, сложенной диопсидовыми гнейсами и кристаллосланцами с прослоями скаполит-диопсидовых, флогопит-диопсидовых, роговообманково-диопсидовых пород, линзами мраморов и кальцифиров. Тип ослюденения – гнезда размером до 0,5-0,8 м в поперечнике, группирующиеся в 4 слюдоносные зоны длиной 20-40 м со средними содержаниями 20-62 кг/м ³ . Качество слюды очень плохое вследствие, главным образом, гидратации.
III-4	2	Тюнгере	229	ПМ. В диопсид-скаполитовых породах кристаллы флогопита размером до 12×15 см.
III-4	6	Крутое второе	187	ПМ. Диопсидовые породы с гнездами флогопита, размер кристаллов от 3 до 15 см ² .
III-4	7	Право-Крутое	223	ПМ. Гнезда флогопита (10×20 см) в диопсидовых породах.
III-4	8	Мало-Десовское	185	ПМ. Диопсидовые породы с флогопитом, размеры кристаллов 2×2 см.
III-4	12	Десовское	185	П. Приурочено к супракрустальным образованиям медведевской свиты федоровской серии, представленным диопсидовыми, скаполит-диопсидовыми, флогопит-диопсидовыми породами, диопсид-роговообманковыми, биотит-роговообманковыми кристаллосланцами и гнейсами, кальцифирами. В структурном плане расположено на западном крыле Каталахской синформы. В пределах проявления выделены 4 слюдоносные зоны с гнездовым ослюдением. Качество слюды плохое. Среднее содержание флогопита в рудных телах низкое и составляет 4,3-6 кг/м ³ .

Индекс клетки	Номер на кар- те	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку литерату- ры	Тип объекта, краткая характеристика
IV-3	7	Ниреляхское первое	229	ПМ. Флогопит в диопсидовых породах, размер кристал- лов до 10×15 см.
IV-3	8	Усть-Глухое	229	ПМ. Кристаллы флогопита размером до 25-30 см в диоп- сидовых породах.
IV-4	7	Плесовое первое, второе, третье, четвертое	229	ПМ. Флогопит в виде гнезд и отдельных кристаллов раз- мером до 10 см ² в диопсидовых и скаполит-диопсидовых породах.
Графит				
II-1	20	Московское	142; 152	П. Среди супракристалльных образований линзовидные тела биотит-графитовых сланцев мощностью до 100 м. Среди них маломощные (до 1 м) линзы кварц- графитовых пород. Содержание графита соответственно 3-20% и 70-85% объема породы. Прогнозные ресурсы графита кат. P ₃ – 5600 тыс. т.
III-1	14	Тростниковое	222	ПМ. Графитовый кварцит. Содержание графита до 60% объема породы.
III-1	22	Петрович	229	ПМ. Обломки (до 0,4х0,5 м) графитовой породы с квар- цем и плагиоклазом. Содержание графита до 80% объема породы.
III-4	9	Усть-Тюнгере	128; 152	П. Среди супракристалльных образований медведевской свиты 3 линзовидных тела графитсодержащих гнейсов длиной до 250 м и мощностью до 45 м. Содержание гра- фита до 20-25%. Прогнозные ресурсы графита кат. P ₂ – 4200 тыс. т.

Приложение 3.

**Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых, показанных на схеме
минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых листа О-52-ХІІІ масштаба 1:500 000**

№№ пп	№№ объектов на схеме	Рудный район, узел, поле, площадь, месторождение, проявление	Площадь, км ²	Характеристика объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогноз- ные ресурсы, т	Степень пер- спективно- сти и надеж- ность ее оп- ределения	Рекомен- дуемые виды работ	Источник информа- ции
1	0.1	Золото Центрально-Алданский золотоносный район Золото рудное (всего)	2550		P ₁ P ₂ P ₃	0,62 53,6 7,4			
2	0.1.1	Эльконский рудный узел	890		P ₁ P ₂	0,62 50,4			
3	I-1-17	Месторождение Магнитное		Крутопадающие минерализованные тек- тонические зоны в породах фундамента, выполненные золотоносными брекчиями, катаклазитами, бластомилонитами, мета- соматитами	P ₂	8,24	в/с	ПР	192
4	I-1-25	Месторождение Медвежье		—//—	P ₂	2,47	в/с	ПР	192
5	I-1-28	Месторождение Невское		—//—	P ₂	5,57	в/с	ПР	192
6	I-1-52	Зона Бирская-I		—//—	P ₁	0,08	с/с	ПР	124
7	I-2-1	Месторождение Северное		—//—	P ₂	9,92	в/с	Р	192
8	I-2-4	Месторождение Южное		—//—	P ₂	24,2	в/с	Р	192
9	II-1-6	Зона Джекондинская		Крутопадающие минерализованные тек- тонические зоны в породах фундамента, выполненные золотоносными брекчиями, катаклазитами, бластомилонитами, мета- соматитами	P ₁	0,54	с/с	ПР	124

№№ пп	№№ объектов на схеме	Рудный район, узел, поле, площадь, месторождение, проявление	Площадь, км ²	Характеристика объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогноз- ные ресурсы, т	Степень пер- спективно- сти и надеж- ность ее оп- ределения	Рекомен- дуемые виды работ	Источник информа- ции
10	0.1.2	Джеккондинский рудный узел (прогнозируемый)	77	Мелкие жилы, залежи окисленных суль- фидно-кварцевых метасоматитов в до- ломитах усть-юдомской свиты	P ₂	3,2	с/с	СП-10	157
11	0.1.2.0.1	участок Стрелка	8		P ₂	3,2			
12	0.1.3	Ыллымахский рудный узел (прогнозируемый)	273	Гидротермально-измененные породы фундамента (гнейсы, граниты) в тектони- ческих зонах Мелкие жилы, залежи окисленных суль- фидно-кварцевых метасоматитов в до- ломитах усть-юдомской свиты	P ₃	7,4	с/с	СП-25	157
13	0.1.3.0.1	Амбурдакская площадь	80		P ₃	4,2			
14	0.1.3.0.2	Дабанская площадь	44		P ₃	3,2			
15	I-3-5	Золото россыпное всего р. Бол. Ыллымах		Мелкозалегающая аллювиальная россыпь —//— —//—	P ₁ P ₂ P ₂	0,05 0,43 0,38	с/с	Р	147
16	II-1-19	руч. Часовой (бассейн р. Джеконда)			P ₂	0,05			
17	III-1-23	руч. Тростниковый (бассейн р. Лев. Ыллымах)			P ₁	0,05			
18	0.2	Уран всего Эльконский урановорудный район (всего)	1470	Крутопадающие минерализованные тек- тонические зоны в породах фундамента, выполненные брекчиями, катаклазитами, бластомилонитами, метасоматитами —//—	P ₁ P ₂ P ₃ P ₁ P ₂ P ₂	75200 64510 73000 72900 38010 800	с/с	ПО	192
19	I-1-2	Проявление Стланиковое (Зона № 801)							
20	I-1-7	Проявление Зона Ближняя			P ₂	1200			

№№ пп	№№ объектов на схеме	Рудный район, узел, поле, площадь, месторождение, проявление	Площадь, км ²	Характеристика объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогноз- ные ресурсы, т	Степень пер- спективно- сти и надеж- ность ее оп- ределения	Рекомен- дуемые виды работ	Источник информа- ции
21	I-1-10	Проявление Зона Диабазовая		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192
22	I-1-13	Месторождение Надеждинское		—//—	P ₁	28500	в/в	Р	192
23	I-1-17	Месторождение Магнитное		—//—	P ₁	3000	в/в	Р	192
24	I-1-20	Проявление Зона Верхнегольцо- вая		—//—	P ₂	800	с/с	ПО	192
25	I-1-21	Проявление Зона Письмо		—//—	P ₂	2500	с/с	ПО	192
26	I-1-24	Проявление Зона Юбилейная		—//—	P ₂	2500	с/с	ПО	192
27	I-1-25	Месторождение Медвежье		—//—	P ₁	3800	в/в	Р	192
28	I-1-26	Проявление Зона Брусничная		—//—	P ₂	2500	с/с	ПО	192
29	I-1-27	Месторождение Снежное		—//—	P ₁	8100	в/в	Р	192
30	I-1-28	Месторождение Невское		—//—	P ₁	3100	в/в	Р	192
31	I-1-31	Проявление Зона Курунг		—//—	P ₁	4000	с/с	ПО	192
32	I-1-34	Месторождение Главное		—//—	P ₁	1200	в/в	Р	192
33	I-1-36	Проявление Зона Водораздель- ная-I		Крутопадающие минерализованные тек- тонические зоны в породах фундамента, выполненные брекчиями, катаклазитами, бластомилонитами, метасоматитами	P ₂	1200	с/с	ПО	192
34	I-1-42	Проявление Зона № 487		—//—	P ₂	800	с/с	ПО	192
35	I-1-43	Проявление Зона Марсовая		—//—	P ₂	2500	с/с	ПО	192
36	I-1-44	Проявление Зона № 486		—//—	P ₂	2500	с/с	ПО	192

№№ пп	№№ объектов на схеме	Рудный район, узел, поле, площадь, месторождение, проявление	Площадь, км ²	Характеристика объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогноз- ные ресурсы, т	Степень пер- спективно- сти и надеж- ность ее оп- ределения	Рекомен- дуемые виды работ	Источник информа- ции
37	I-1-45	Проявление Зона № 552		—//—	P ₂	800	с/с	ПО	192
38	I-1-47	Проявление Зона Нежданная		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192
39	I-1-49	Проявление Зона № 180		—//—	P ₂	800	с/с	ПО	192
40	I-1-52	Проявление Зона Бирская-I		—//—	P ₂	10	с/с	ПО	192
41	I-2-2	Проявление Зона Ветвистая		—//—	P ₂	4000	с/с	ПО	192
42	I-2-10	Проявление Зона Первая		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192
43	I-2-11	Проявление Зона Двойная		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192
44	I-2-12	Проявление Зона Вторая		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192
45	I-2-13	Месторождение Таежное		—//—	P ₁	5000	в/в	Р	192
46	I-2-15	Месторождение Минеевское		—//—	P ₁	5000	в/в	Р	192
47	I-2-16	Проявление Зона Лагерная		Крутопадающие минерализованные тектонические зоны в породах фундамента, выполненные брекчиями, катаклазитами, бластомилонитами, метасоматитами	P ₁	4000	с/с	ПО	192
48	I-2-17	Проявление Зона Сохсолоохская			P ₁	2500	с/с	ПО	192
49	I-2-18	Проявление Зона Секущая			P ₂	1200	с/с	ПО	192
50	I-2-19	Проявление Зона Корма			P ₂	1500	с/с	ПО	192
51	I-2-20	Проявление Зона № 751			P ₂	1500	с/с	ПО	192
52	I-2-23	Проявление Зона Срединная		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192

№№ пп	№№ объектов на схеме	Рудный район, узел, поле, площадь, месторождение, проявление	Площадь, км ²	Характеристика объекта	Категория прогнозных ресурсов	Прогноз- ные ресурсы, т	Степень пер- спективно- сти и надеж- ность ее оп- ределения	Рекомен- дуемые виды работ	Источник информа- ции
53	I-2-26	Проявление Зона Ближняя		—//—	P ₂	1200	с/с	ПО	192
54	I-2-27	Месторождение Агдинское		—//—	P ₁	1000	в/в	Р	192
55	I-3-7	Проявление Зона Масчыт		—//—	P ₁	3700	с/с	ПО	192
56	II-2-2	Проявление Зона Попутная		—//—	P ₂	2500	с/с	ПО	192
		Площади вне рудных районов всего			P ₁ P ₂ P ₃	2300 26500 73000			
57	0.0.0.0.1	Амбурдакская площадь	168	Ураноносные кварц-полевошпатовые ме- тасоматиты зон гранитизации вдоль тек- тонических нарушений	P ₁ P ₃	2300 54000	с/с	ПО	192
58	0.0.0.0.2	Дес-Ыллымахская площадь	35	—//—	P ₂ P ₃	26500 19000	с/с	ПО	192

Примечание: 1) Оценка перспективности объектов. Числитель – степень перспективности: в – высокая, с – средняя, н – низкая; знаменатель – надежность ее определения: в – вполне надежная, с – средней надежности, м – малой надежности. 2) Рекомендуемые виды и очередность работ: Р – разведка; ПР – предварительная разведка; ПО – поисково-оценочные работы (1–первой очереди, 2–второй очереди); СП-10 – специализированные поиски масштаба 1:10 000; СП-25 – специализированные поиски масштаба 1:25 000; 3) Прогнозные ресурсы золота по всем объектам утверждены в Госкомгеологии РС(Я) и поставлены на оперативный учет.

Приложение 4.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых (лист О-52-ХІІІ)

Группа	Вид	Количество прогнози- руемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические ископаемые	Молибден	1	P ₁	52 346
	Золото: рудное	10	P ₁	0,62
			P ₂	53,6
			P ₃	7,4
	россыпное	3	P ₁	0,05
			P ₂	0,43
Неметаллические ископаемые	Уран	38	P ₁	75200
			P ₂	64510
			P ₃	73000
	Горнотехническое сырье. Флогопит	5	P ₂	460
			P ₃	9
	Графит	4	P ₁	246
			P ₂	4873
			P ₃	16 460

Примечание: Прогнозные ресурсы золота, урана и молибдена приведены в тон-
нах, флогопита, графита – в тыс. т.

Приложение 5.

Список буровых скважин, показанных на геологической карте
и карте кайнозойских образований (лист О-52-ХІІІ)

№№ по карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Скважина, 52,0 м, вскрывает разрез нижней части усть-юдомской свиты	229, скв. 6-А
2	Скважина, 51,7 м, вскрывает разрез нижней части усть-юдомской свиты	229, скв. 26-А
3	Скважина, 5,0 м, вскрывает разрез голоценового палюстрия и якокутской толщи	138, скв. 10

Приложение 6.

Каталог важнейших памятников природы, показанных на листе О-52-ХІІІ

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Минералогический	Местонахождение кристаллов и щеток мориона
2	Геоморфологический	Крупные останцы раннедокембрийских гранитоидов высотой до 25 метров (а над урезом реки – около 100 метров) на левом крутом склоне долины реки Большой Ыллымах
3	Геоморфологический	Надпойменные террасы реки Большой Ыллымах ниже устья ручья Лакус
4	Политипный (ландшафтный)	Участок долины реки Большой Ыллымах вблизи устья реки Холодная (район бывшего пионерлагеря): комплекс надпойменных террас, меандры, старичные озера на высокой пойме, крутые и высокие склоны долин Большого Ыллымаха и Холодной с многочисленными останцами раннедокембрийских пород на гребневидных водоразделах
5	Общегеологический	Крупные обнажения в карьерах Эмельджакского месторождения флогопита разнообразных метаморфических пород: гранитов, гнейсов, кристаллосланцев, метадiorитов, долеритов и тектонитов по ним. В отвалах карьеров – коллекционные кристаллы роговой обманки, диопсида, флогопита, черной шпинели
6	Геоморфологический	Наледь в долине реки Юкунгра протяженностью до 3 км шириной до 120 метров и толщиной льда до 4 метров
7	Геоморфологический	Серия сближенных останцов раннедокембрийских пород высотой до 38 метров на крутом склоне долины ручья Артименс
8	Общегеологический	В карьерах месторождения флогопита Горелое обнажения разнообразных метаморфических пород раннего докембрия. В отвалах карьеров – крупные кристаллы и коллекционные образцы флогопита, диопсида, ортоклаза
9	Геоморфологический	Гидролакколиты (торфяные бугры пучения) диаметром до 10 метров и высотой до 4 метров в верховьях р. Большой Дёс
10	Общегеологический	В крупных карьерах Каталахского месторождения флогопита обнажения разнообразных метаморфических пород: гранитов, гнейсов, кристаллосланцев, метасоматитов раннего протерозоя, долеритов рифея. В отвалах карьеров – коллекционные образцы роговой обманки, диопсида, флогопита, черной шпинели
11	Геоморфологический	Карстовая западина диаметром до 150 метров вблизи гольца Бык
12	Геоморфологический	Карстовая воронка диаметром до 20 метров и глубиной до 3 метров
13	Геоморфологический	На правом крутом склоне долины реки Неакуя серия сближенных башнеобразных останцов раннедокембрийских гранитоидов высотой до 23 метров