

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ГЛАВГЕОЛОГИЯ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Хингано-Буреинская

Лист М-52-ХVIII

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составитель *В. В. Васильева*

Редактор *С. А. Музылев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
28 апреля 1960 г., протокол № 19



9597



Карта
см: СЛ32 53

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-52-ХVIII по административному делению входит в Верхне-Буреинский район Хабаровского края. Она ограничена координатами 50—50° 40' с. ш. и 131—132° в. д. Площадь ее 5290 км².

Географическая характеристика. Рельеф района среднегорный с абсолютными отметками от 300 до 1100 м. Наибольшие высоты расположены в его северо-восточной и юго-восточной (хр. Боринджа) частях. Минимальные отметки наблюдаются в бассейнах рек Гонгора, Кандаля, Садылги и в среднем течении рек Талой и Таканды.

Наиболее крупными реками района являются Бурей и впадающие в нее Тирма, Обдерган, Таканцы, Талая и Нижний Мельгин. Для всех притоков Буреи характерно часто чередование порогов и плесов. Скорость течения рек достигает 3,5 м/сек; глубина их колеблется от 0,5 м (на порогах) до 2,5—3,5 м (на плесах). В паводки глубина рек сильно увеличивается.

Климат района резко континентальный, со среднегодовой температурой —4,3°. Наибольшее количество осадков выпадает в июле и августе (443 мм), минимальное в январе и феврале (27 мм). Многолетняя мерзлота имеет островной характер и приурочена к склонам северной экспозиции.

Район сильно захлаблен. Леса в основном хвойные.

Коренные обнажения встречаются главным образом в береговых обрывах Буреи, Тирмы и их притоков. На склонах и вершинах гор нередки останцы — скалы палеозойских гранитов.

Экономически район освоен слабо. Население сконцентрировано в поселке овощеводческого совхоза Аланап. Заготовка леса, производившаяся в большом количестве в 1930—1940 гг., теперь почти прекращена. Незначительная заготовка леса продолжается в районе Сектагли Чеугдинским леспрохозом. Поселок Аланап с ближайшей железнодорожной станцией Тирмой связан проселочной дорогой, пригодной для автотранспорта.

Геологические исследования. Первые сведения о геологии и полезных ископаемых территории листа имеются

в работах А. И. Хлапонина (1910 г.), Э. Я. Ляски (1931), Н. А. Монина (1932). Более полное представление о геологическом строении района дано в работах Н. А. Худякова-Павлова (1931), К. П. Лященко (1936 г.), Л. В. Деверцова (1937). Ими выделено несколько разновидностей гранитов и установлена (условно) последовательность их внедрения. К. П. Лященко и Л. В. Деверцов занимались главным образом поисково-разведочными работами на молибден. Они обследовали Кандальское, Дарунское и Широкопадинское молибденовые месторождения и дали им отрицательную оценку. М. И. Ицисон, посетивший в 1941 г. Кандальское месторождение, также оценил его как непромышленное. Такая же оценка Кандальского, Среднекандальского и Широкопадинского месторождений дана в 1952 г. М. Ю. Жилиным. Г. М. Власовым (1935—1936, 1943) были изучены угленосные отложения Тырминской котловины, для которой были составлены геологические карты и разрезы.

Комплексное геологическое картирование территории листа в масштабе 1:200 000 проведено в 1956—1957 гг. под руководством Л. Г. Васильева и В. В. Васильевой. Для составления публикуемой геологической карты и карты полезных ископаемых использованы как материалы этих работ, так и материалы работ Н. А. Худякова-Павлова (1931), Б. М. Штемеля (1931, 1932), Л. В. Деверцова (1937), Н. П. Хераскова (1937), В. В. Онихимовского (1939, 1945, 1946), М. Ю. Жилина (1952), Г. М. Власова и др. (1935—1936), М. Г. Золотова (1956), Ю. П. Рассказова (1957), В. И. Сухова (1957) и В. А. Кашковского (1956).

В 1956 г. в северной части площади листа партией под руководством Г. Г. Игнатьева проводились аэромагнитная съемка и аэрогаммасъемка в масштабе 1:25 000. В результате аэрогаммасъемки выявлен ряд аномалий. Данные аэромагнитной съемки использованы при составлении геологической карты листа.

В 1957 г. на площади листа были проведены контрольно-уязвочные маршруты с целью уточнения стратиграфии метаморфических образований и изучения взаимоотношений интрузивов. Для ряда интрузивных пород были сделаны определения их абсолютного возраста в лабораториях ДВГУ и ВСЕГЕИ аргонным методом.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа М-52-XVIII почти на 80% сложена интрузивными породами. На остальной площади развиты метаморфические, осадочные и эффузивные образования нижнепротерозойского, синийского, условно кембрийского, пермского и мелового возраста.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Урильская свита (*Pt_{1ur}*). Самые древние образования обнажаются на водоразделах рек Гонгора—Таланги, Кандаля—Даруна, по берегам Буреи и в нижнем течении Сектагли. Они встречаются как в виде крупных, занимающих площадь до 60—90 км², так и в виде мелких ксенолитов среди грубозернистых и порфировидных гранитов. По литологическому сходству эти породы отнесены к Урильской свите.

Свита состоит главным образом из темно-серых и серых биотитовых сланцев и отчасти из гнейсов, темно-зеленых амфиболовых сланцев, амфиболитов и мраморов. Эти породы обладают хорошей сланцеватостью и иногда слоистостью. В контактах с гранитами они инъецированы. Гнейсы встречаются в виде прослоев. В верхах свиты преобладают тонкосланцеватые амфиболовые сланцы, содержащие пластовые тела амфиболитов (мощностью от 3—4 до 10—20 м) и мраморов (мощностью от 5—6 до 300 м и длиной до 2—2,5 км). Общая площадь распространения мраморов 2,5 км². Преобладают в основном массивные молочно-белые среднезернистые мраморы, но встречаются и полосчатые.

Мощность свиты ориентировочно оценивается в 1000—1500 м.

СИННИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Синийские отложения на площади соседнего листа М-52-XII подразделены Ю. П. Рассказовым на две свиты — суларинскую и мельгинскую. Эти свиты прослеживаются и на описываемой территории, но они имеют здесь ограниченное распространение (не более 10 км²).

Суларинская свита (*Sn sl*) в данном районе распространена на площади 5 км². Она состоит из контактово-измененных рассланцованных песчаников, алевролитов и филлитовидных сланцев мощностью около 1000—1150 м. Из-за отсутствия коренных выходов послойный разрез свиты здесь не изучен. По литологическому составу и стратиграфическому положению эта свита может быть сопоставлена с игинчинской свитой Малого Хингана.

Мельгинская свита (*Sn ml*) наиболее распространена в бассейне р. Сектагли. Она обнажается в тектоническом блоке, являющемся остатком кровли гранитных массивов.

На севере площади листа в составе свиты преобладают мраморизованные и доломитизированные известняки, в подчиненном количестве встречаются контактово-измененные филлитовидные сланцы и песчаники. К юго-западу (по простиранию) известняки выклиниваются и встречаются в виде линз мощностью 40 и 240 м, которые прослежены на 1—1,5 км. Разрез

свиты, составленный по правобережью р. Сектагли, в 3 км от ее истоков, следующий (снизу вверх):

1. Темно-серые тонкоплитчатые кварцево-биотитовые сланцы	120 м
2. Серые мраморизованные известняки	210 „
3. Темно-серые тонкоплитчатые кварцево-биотитовые сланцы	40 „
4. Серые полосчатые доломитизированные известняки со скаполитом, диопсидом и тремолитом	40 „
5. Сильно ожелезненные кварцево-биотитовые сланцы	10 „
6. Светло-серые кварцево-мусковитовые сланцы	10—25 „
Необнаженная часть разреза порядка 100—160 м.	
7. Светло-серые пятнистые (узловатые) кварцево-андалузит-биотито-мусковитовые сланцы	30—55 „
8. Светло-серые узловатые кварцево-биотито-мусковитовые сланцы с прослоями тонкоплитчатых темных кварцево-биотитовых сланцев	100 „
9. Пятнистые кварцево-андалузит-силлиманито-мусковитовые сланцы, инфильтрованные мелкозернистыми нижнепалеозойскими гранитами	160 „
Видимая мощность	700—800 „

Присутствие в разрезе доломитизированных известняков и залегание свиты на территории листа М-52-ХII под фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия позволяет сравнивать ее с мурандавской свитой Малого Хингана.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (Ст₁?)

К кембрию условно отнесены терригенные и эффузивные образования, распространенные на водоразделе рек Ниж. Мельгин и Аллин, а также по р. Тырме, выше устья р. Токчок. Они в значительной степени метаморфизованы гранитами и поэтому отличаются несколько большей степенью метаморфизма от кембрийских отложений территории соседнего листа М-52-ХII (район Чергилена). Некоторые исследователи (А. Г. Шендерова и др.) эти отложения считают более древними, а именно, синийскими.

В нижнем течении р. Аллипа и в верховье р. Сектагли в основании свиты залегают темно-серые и светлые контактово-измененные, иногда рассланцованные кварцевые порфиры и туфы мощностью, по-видимому, более сотни метров. По простиранию эффузивы выклиниваются, сменяясь конгломератами с хорошо окатанной галькой метаморфизованных известняков, кварца и катаклазированных микроклиновых гранитов. Размеры галек от 0,5 до 10 см. Цемент конгломератов песчаный, контактово-измененный с вторичным биотитом, мусколитом и кварцем, а там, где цемент карбонатно-глинистый — с диопсидом, тремолитом, скаполитом и хлоритом. Мощность конгломератов несколько метров.

Средняя часть разреза (мощностью до 1100 м) сложена желтоватыми средне- и неравномернозернистыми массивными

кварцитовидными песчаниками с прослоями мелкогалечниковых конгломератов и слюдистых алевролитов. Песчаники на 80—90% состоят из полуокатанных, реже угловатых зерен кварца (размером от 0,1 до 2—3 мм) зубчатых очертаний.

В верхах толщи появляются сланцы.

Для этой части толщи на водоразделе рек Ниж. Мельгин — Аллин получен следующий послойный разрез (снизу вверх):

1. Мелкогалечниковые конгломераты с хорошо окатанной галькой кварцитов	4—5 м
2. Белые кварциты	10—12 „

Эти кварциты прослежены по простиранию на несколько километров в качестве маркирующего горизонта. Кварциты на 50—55% состоят из изометричных зерен кварца (размером 0,2—0,3 мм), сцементированных мельчайшим (0,05 мм) кварцем с чешуйками мусковита, параллельно ориентированными. Возможно, что кварциты образовались за счет кварцевых с кремнистым или кремнисто-глинистым цементом песчаников.

3. Конгломераты с крупной, хорошо окатанной галькой белых кварцитов	1 „
4. Темно-серые кварцевые порфиры	1—2 „
5. Желтовато-кремовые среднезернистые кварцитовидные песчаники	5—6 „
6. Слабополосчатые, темно-серые, среднезернистые кварцитовидные песчаники с галькой кварцитов	10—11 „
7. Серые тонкоплитчатые кварцево-биотитовые сланцы	5—6 „
8. Серые пятнистые кварцево-андалузит-биотитовые сланцы	9—10 „
9. Темно-серые пятнистые туфы кварцевых порфиров	3—4 „
10. Сланцеватые темно-серые слюдистые алевролиты	3—8 „
11. Зеленовато-серые кварцево-мусковито-биотитовые сланцы	11—12 „
Общая мощность толщи	1100—1260 „

Мелкогалечниковые конгломераты, встреченные в верхней и средней частях толщи, по составу сходны с кварцитовидными песчаниками. Они содержат редкую, хорошо окатанную гальку кварца и кварцитов продолговатой формы размером 2—3 см. Сланцы состоят из биотита, мусковита, зерен кварца и иногда андалузита.

К кембрийскому возрасту отнесена также толща кварцевых порфиров и туфов, обнажающаяся на р. Тырме, выше устья р. Токчока. Эта толща сильно измененных вулканогенных пород интенсивно дислоцирована и прорвана многочисленными жилами среднезернистых биотитовых и лейкократовых гранитов. Она впервые была описана Н. А. Худяковым-Павловым под названием «пестроцветной толщи роговиков». Как Н. А. Худяков-Павлов, так и последующие исследователи, считали пестроцветную толщу древней. По составу и внешнему виду эти породы очень похожи на вулканогенные образования, залегающие в основании описанного выше разреза условного кембрия.

В состав толщи входят кварцевые порфиры и туфы, несущие явные следы контактового метаморфизма. Кварцевые порфиры представляют собой темно-серые, серые, зеленовато-серые и

желтовато-серые массивные, иногда рассланцованные породы порфировой структуры. Порфировые выделения представлены оплавленными зернами кварца, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом. Основная масса, за небольшим исключением, полностью перекристаллизована: она превращена в агрегат мелких (0,02 мм) изометричных и неправильных зерен кварца с редкими чешуйками биотита и кордиерита.

Пятнистые, массивные, иногда рассланцованные туфы кварцевых порфиров состоят (при наблюдении под микроскопом) из остроугольных обломков кварцевых порфиров, микроклина, плагиоклаза и кварца, погруженных в стекловатое вещество, участками перекристаллизованное. Метаморфизованные туфы отличаются от кварцевых порфиров только под микроскопом, поэтому их положение в разрезе при полевых наблюдениях не удалось установить.

Возраст описываемых отложений недостаточно ясен. Как уже упоминалось, некоторые исследователи считают его синийским, ряд же геологов Дальнего Востока девонским, но девонский возраст отпадает в связи с тем, что эти отложения прорываются и метаморфизуются ранне-среднепалеозойскими гранитами. Вопрос об отнесении их к кембрию или синию остается дискуссионным и требует дальнейшего изучения.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

К пермским (Р?) образованиям условно отнесены фельзиты, кварцевые порфиры, их лавобрекчии и туфы. Эти образования обнажаются на трех разобщенных участках — в бассейне Мал. Чалбачи на площади 26 км², на водоразделе рек Талая — Таканцы на площади 80 км² и на водоразделе рек Правой Хары — Кандаля на площади не более 8 км².

Во всех случаях кислые эффузивы перекрывают не только кристаллические сланцы уральской свиты, двуслюдяные граниты и спениты палеозоя, но и верхнепалеозойские (пермские) лейкократовые граниты.

Разрез описываемой толщи установлен на водоразделе левых притоков р. Таканцы. Здесь снизу вверх последовательно насланываются:

1. Кварцевые порфиры зеленовато-серые, крупновкрапленниковые, вверх по разрезу переходящие в коричневатые	80 м
2. Лавобрекчии кварцевых порфиров коричневато-серые	30 „
3. Кварцевые порфиры коричневато-серые, крупновкрапленниковые	20—40 „
4. Кварцевые порфиры светлоокрашенные (зеленоватые и коричневатые) мелковкрапленниковые	10 „
5. Фельзит-порфиры коричневато-серые, участками пятнистые	60 „
6. Лавобрекчии кварцевых порфиров зеленовато-серого цвета	10 „
7. Фельзиты темно-серого цвета	40 „

8. Лавобрекчии кварцевых порфиров серого и коричневато-серого цвета	30 м
9. Фельзит-порфиры темно-серые со слабым зеленоватым оттенком	60 „
10. Лавобрекчии фельзит-порфиров темно-серые	20—30 „
11. Фельзиты светлоокрашенные с флюидальной текстурой	10 „
Суммарная мощность 360—400 м.	

Из приведенного разреза выпадают туфы кварцевых порфиров, которые в западной части описываемого покрова, а также в бассейне р. Мал. Чалбачи залегают в нижней части разреза. В бассейне р. Мал. Чалбачи преобладают кварцевые порфиры. Крайне незначительное распространение здесь имеют лавобрекчии кварцевых порфиров, фельзиты и фельзит-порфиры.

Кварцевые порфиры зеленоватых, коричневатых, серых, преимущественно темных цветов, представляют собой массивные, порфировой структуры породы. С многочисленными вкрапленниками (10—35% от всей массы породы), представленными в основном таблитчатым (от 0,2 до 6 мм в длину) пелитизированным калиевым полевым шпатом, реже кислым плагиоклазом, а также оплавленными зернами кварца. Основная масса фельзитовая, участками сферолитовая.

В фельзит-порфирах, в отличие от кварцевых порфиров, вкрапленников (кислый плагиоклаз, иногда мусковитизированный и серицитизированный) очень мало, а в фельзитах их вообще нет.

Лавобрекчии представляют собой породы, состоящие из вкрапленников кварца и полевых шпатов, а также обломков пород и минералов, погруженных в афанитовую (фельзитовую) основную массу. Под микроскопом среди остроугольных обломков обнаружены фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, порфириты и ороговикованные порфириты, лейкократовые граниты (катаклазированные), пегматиты, а также обломки зерен кварца и калиевых полевых шпатов, плагиоклазов (кислых, иногда зональных). Размер обломков колеблется от 0,1 до 1—2 см. Связующая масса представлена кварц-полевошпатовым веществом или грязно-бурым разложившимся стеклом.

Туфы кварцевых порфиров представляют собой пятнистые темно-серые, коричневато-серые, массивные, иногда полосчатые породы. Они принадлежат к группе кристалловитролитокластических и литокристаллокластических туфов, которые состоят на 50—60% из остроугольных обломков (размером 0,4—10 мм) вулканического стекла, обломков кварца, полевых шпатов, порфиров. Связующая масса сложена рогульчатыми осколками вулканического стекла, мельчайшими обломками кварца и полевых шпатов, хлоритом и зернами рудного минерала, иногда лимонитизированного.

Основанием для предположительного определения возраста кислых эффузивов служат следующие данные.

1. Эффузивы можно считать доверхнеюрскими, так как конгломераты талынжанской свиты ($J_3 + Cr_1 tl$) на площади листа насыщены галькой подобных эффузивов.

2. В позднепалеозойских лейкократовых гранитах вблизи эффузивных покровов наблюдались многочисленные крутопадающие дайки фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров, их лавобрекчий (нижнее течение р. Таканцы и рек Бол. и Мал. Чалбачи), вероятней всего являющихся подводящими каналами. На этом основании можно предполагать послепалеозойский, вероятней всего триасовый возраст эффузий.

3. Абсолютный возраст кварцевых порфиров, определенный аргоновым методом дважды в лаборатории ДВГУ, равен 190 млн. лет, что служит основанием для условного отнесения этой толщи на геологической карте к пермским образованиям, хотя в такой же мере вероятен и ее триасовый возраст.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ СИСТЕМЫ И НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ ОБЪЕДИНЕННЫЕ

Талынжанская свита $J_3 - Cr_1 tl$ обнажается на площади 180 км² в виде узкой полосы вдоль рек Талой — Таканцы, далее прослеживаясь на северо-восток, где она перекрывается слабо сцементированными породами цагайской свиты.

Представлена свита в основном крупновалунными конгломератами, а также песчаниками, аргиллитами и алевролитами. По левобережью р. Талой, в 3 км выше устья р. Утурак, установлен следующий ее разрез (снизу вверх):

1. Крупногалечниковые и валунные конгломераты 100—120 м

Конгломераты на 80—85% состоят из хорошо окатанных валунов и галек лейкократовых и биотитовых гранитов, кварцевых порфиров, фельзитов, фельзит-порфиров, а также порфириров. Размер гальки от 2 до 10 см, валунов от 0,2 до 0,5, а в некоторых случаях до 2 м. Цемент в конгломератах состоит из полуокатанных и остроугольных обломков пород (гранитов, кислых эффузивов и т. д.) и минералов (кварца и полевых шпатов), скрепленных глинистым, иногда карбонатным веществом. При выветривании он легко разрушается, превращаясь в песок.

2. Алевролиты голубовато-серые и пепельно-серые, нередко полосчатые, с остатками *Podozamites* ex gr., *P. lanceolatus* L. et H., *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) S. et W. и тонкими прослоями аргиллитов 10—15 ..

3. Песчаники от крупно- до среднезернистых, содержащие редкую мелкую гальку, с маломощными прослоями серых и голубовато-серых алевролитов. Песчаники крупно- и среднезернистые, серого и желтовато-серого цвета, иногда с хорошо окатанной галькой (3—5 см) гранитов, фельзитов, фельзит-порфиров и порфириров с карбонатным, участками железистым цементом. При выветривании песчаники легко разрушаются, превращаясь в песок, образуя рыхлый (делювиально-аллювиальный) чехол (валуны, гальку, песок, глинистый и песчано-глинистый материал), трудноотличимый от рыхлых отложений верхнего мела или неогена 65—75 ..

Остатки флоры, найденные в алевролитах этой свиты, представлены двумя видами — *Podozamites* ex gr., *P. lanceolatus* L. et H., *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) S. et W. которые позволяют трактовать возраст свиты в широком (среднеюрском — ранне-меловом) интервале времени.

Описываемая свита по литологическому составу близка к талынжанской свите пос. Ургал, изученной С. М. Брагинским.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Ургальская свита ($Cr_1 ur$) обнажается по правому берегу р. Тырмы, напротив совхоза Аланап. Большая часть этих отложений находится под четвертичными образованиями поймы р. Тырмы. За пределами описываемого района свита развита значительно шире. Наиболее детально эти отложения изучены Г. М. Власовым, который выделял их в тырминскую свиту, отнесенную на основании собранной и изученной флоры к нижнему мелу. В настоящее время на основании сопоставления разрезов и ископаемой флоры тырминская свита отождествляется с ургальской.

В районе совхоза Аланап Г. М. Власовым наблюдалось наложение на гранитах аркозовых дресвяников видимой мощностью в несколько десятков метров. На дресвяниках лежат темно-серые аргиллиты и алевролиты, в нижней части содержащие грубые зерна полевых шпатов и кварца. Выше в разрезе наблюдается чередование глинистых и углистых сланцев с тонкими прослоями угля. В некоторых обнажениях эта пачка угленосных пород отсутствует и на темных алевролитах или непосредственно на дресвяниках лежит маломощный (0,2—0,6 м) пласт сферосидеритов. Более высокие слои этой свиты здесь не обнажаются.

Общая мощность ургальской свиты, по данным Г. М. Власова, достигает 1200 м, на территории листа она не превышает 400—500 м.

Ургальская свита отличается от талынжанской литологически — для талынжанской свиты характерен полимиктовый, а для ургальской — аркозовый состав.

Солонечная свита ($Cr_1 sl$) встречена в нескольких пунктах. Три из них находятся в верховьях р. Талой. Здесь развиты кварцевые порфиры и их туфы, залегающие, по видимому, на талынжанской свите. Непосредственное взаимоотношение этих отложений не наблюдалось. Четвертое небольшое поле эффузивных пород на водоразделе рек Кандап — Енна — Правая Хара сложено туфами кварцевых порфиров, которые залегают на верхнепалеозойских гранит-порфирах и перекрываются рыхлыми породами белогорской свиты. Наконец, в истоках р. Таланги, в трех точках, среди лейкократовых грани-

тов были встречены обломки альбитизированных кислых эффузивов и их туфов. Полный разрез эффузивных образований неизвестен. Видимая их мощность не превышает 60—80 м. Низы разреза сложены туфами. Выше залегают кварцевые порфиры.

Среди туфов имеются литокристаллокластические и кристаллокластические разновидности. Туфы представляют собой полосчатые серого и желтовато-серого цвета породы. Они состоят из сильно хлоритизированной и ожелезненной связующей массы¹, в которую погружены редкие угловатой формы обломки (размером 0,2—4 мм) кварца и полевых шпатов, кристаллических сланцев, фельзитов и фельзит-порфиров, алевролитов и вулканического стекла. Фельзиты и фельзит-порфиры, содержащиеся в обломках туфов, похожи на фельзиты и фельзит-порфиры верхнего палеозоя, а обломки алевролитов — на алевролиты талынжанской свиты.

Кварцевые порфиры представляют собой светлоокрашенные желтоватые и желтовато-серые породы массивной, иногда флюидальной текстуры. Порода на 20—25% состоит из зерен кварца, полевых шпатов, иногда присутствуют обломки кварцевых порфиров и кристаллических сланцев. 75—80% породы приходится на связующую массу, которая представлена желтовато-бурым стеклом, частично раскристаллизованным. Размер зерен кварца и полевых шпатов достигает 1—2 мм в поперечнике.

Нижемеловой возраст описываемой толщи устанавливается условно. Возможно, он более молодой, так как туфы кварцевых порфиров, залегающие в основании толщи, содержат обломки алевролитов, талынжанской свиты. На юге Малого Хингана (лист М-52-XXX) аналогичные туфы имеются в солонечной свите нижнего мела.

Верхний отдел

Цагаянская свита ($Cr_2\text{sg}$), развитая на водоразделе р. Долгокан — ключ Пивоваровский (на площади 30 км²), представлена галечниками и слабо уплотненными песками. Из-за плохой обнаженности разрез свиты не изучен. Эти отложения непрерывно прослеживаются в северо-восточном направлении в пределы площади соседнего листа, где свита представляет собой чередование слоев с незначительной примесью гальки.

Гальки в галечниках хорошо окатаны. Размер галек 1—1,5 см. Иногда, кроме галек, имеются валуны размером до 4 см. Состав галечников разнообразен (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, кислые эффузивы и песчаники, аналогичные песчаникам талынжанской свиты). Заполняющим материа-

¹ При большом увеличении в ней видны пепловые частицы рогульчатой формы.

лом галечников является аркозовый или глинистый песок, пропитанный гидроокислами железа.

По данным буровых и горных работ, проведенных к северо-востоку от описываемой территории, установлено почти горизонтальное залегание и небольшая мощность (70—100 м) цагаянской свиты.

Там же, в бассейне р. Чекундушки, М. Л. Савицким (1936) были найдены остатки ископаемой фауны и флоры, по заключению Б. М. Штемплера (1931), характерные для верхнего мела. С. М. Брагинским (1958) в бассейнах рек Дубликан и Ургал собрана флора также верхнемелового возраста.

ПЛИОЦЕНОВЫЕ И НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ОБЪЕДИНЕННЫЕ

Белогорская свита ($N_2+Q_1\text{bg}$). На вершинах плоских сопок, прилегающих к рекам Бурей, Канда и Обдерган, а также на водораздельных пространствах рек Правая Хара — Енна и Майдакан — Сектагли на поверхности с абсолютной отметкой 400 м сохранились от размыва остатки толщи песков светло-серого и желтовато-серого цвета, галечников и глин. По левобережью р. Канда и на водоразделе рек Правая Хара — Канда в разрезе свиты преобладает валунник. Галька и валуны хорошо окатаны. В составе их преобладают граниты, имеются также кристаллические сланцы и кислые эффузивы. По минеральному составу пески в основном кварц-полевошпатовые. Кроме того, в них присутствуют циркон, анатаз, апатит, лейкоксен, гематит, слюды (левобережье р. Бурей напротив метеостанции «Сектагли»). Видимая мощность свиты до 80 м.

На соседнем листе (М-52-XXIV) в 1951 г. из подобных же отложений А. А. Головневой были взяты пробы, в которых обнаружена пыльца: *Pinus* подрода *Diploxylon*, *Pinus* подрода *Harpoxylon*, *Betula*, *Ericaceae*, и споры *Polypodiaceae* и *Woodsia*.

На основании приведенного спорово-пыльцевого комплекса М. А. Седова дается заключение о возрасте только в широких пределах ($N_2—Q_1$). С уверенностью можно сказать, что подобного рода пыльца и споры в более древних отложениях не встречаются. Пыльцевые зерна сосны, березы и вереска несколько отличаются также от пыльцы этих растений в современных отложениях.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Базальты (βQ_1) встречены на водоразделе рек Садылга — Утурак, а также на плоских вершинах по левобережью р. Бурей, ниже устья рек Обдерган, Талая и на водоразделах Талая — Таканцы, Садылга — Садылгачан, Бульдую — Талая. Самый

большой покров базальтов площадью 3 км² слагает водораздел рек Садылга — Утурак.

Среди базальтов имеются плотные и пористые разновидности. Плотные базальты приурочены к низам покрова, а пористые преобладают в его верхней части. Отдельность в базальтах плитчатая, столбчатая, иногда шаровидная. Структура их долеритовая и интерсертальная с порфировыми выделениями оливина, который образует неправильные и удлиненные зерна размером до 2 мм.

Мощность базальтовых покровов 120 м. Нижнечетвертичный возраст их определяется по аналогии с соседним листом (М-52-XXIV), где базальты перекрывают рыхлые отложения белогорской свиты.

Средний и верхний отделы объединенные (Q₂₊₃)

К среднему и верхнему отделам отнесены аллювиальные отложения речных террас высотой 30—80 м. Эти отложения развиты в бассейне р. Нижнего Мельгина, а также по долинам рек Кандаля, Кайлачи и в приустьевой части долины р. Мал. Таканцы. Они представлены песками с галькой и валунно-галечниковым материалом с примесью суглинка. Гальки (размером 6—10 см) и валуны (размером 20—30 см) преимущественно гранитного состава, хорошо окатанные, составляют 30—40% от объема этих отложений.

В отложениях 80-метровой террасы р. Кандаля установлено присутствие пыльцы теплолюбивых растений, таких, как *Corylus*, *Tilia* и *Myrica*, относимых к верхам среднего или низам верхнего отделов четвертичной системы.

Современные отдел (Q₄)

К современным отложениям отнесены пески и галечники низких (до 8—10 м) речных террас, отложения пойм, а также элювиально-делювиальные образования.

Разрез низких террас довольно однообразен. В верхней его части преобладают пески и супеси, в нижней — галечники и валуны с линзами разнозернистого песка. В отложениях 10-метровой террасы р. Кандаля на глубине 2,5 м от поверхности установлено присутствие спор *Polipodiaceae* и пыльцы *Pinus*, *Alnus*, *Betula*, характерных для современной флоры.

Пойменные отложения крупных рек представлены песками, суглинками и валунно-галечниковым материалом. Там, где по рекам наблюдаются перекапы, среди отсортированного материала появляются крупные валуны и глыбы. Мощность пойменного аллювия обычно небольшая (0,5—1,5 м). Мощность

аллювия в пойме р. Буря достигает 3,3 м, как это видно из разреза скважины, пробуренной ниже устья р. Тырмы.

1. Суглинок бурый, грубый со щебенкой и галькой различного состава	0,8 м
2. Песок мелкозернистый, слюдястый, с редкой угловатой галькой и щебнем различного состава	1,0 „
3. Суглинок серовато-бурый со щебенкой и глыбами гранитов	1,5 „

В истоках рек и в долинах небольших ключей аллювиальные отложения состоят из смеси окатанных, полуокатанных и угловатых обломков.

Делювиально-элювиальные образования на площадях развития гранитов образуют глыбовые россыпи и осыпи, задернованные и незадернованные. В результате выветривания нижнемеловых осадочных отложений образуется элювиально-делювиальный слой, состоящий из валунов, галек и песчано-глинистого материала. Мощность делювия колеблется от 1 до 3—5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Как уже отмечалось, 80% территории листа сложено интрузивными породами преимущественно кислого состава. По времени образования выделяются интрузии трех возрастов: раннепалеозойские, ранне-среднепалеозойские и позднепалеозойские.

Для каждого типа интрузивных пород характерны свои структурные, текстурные и петрохимические особенности, а также различия в форме массивов.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Амфиболизированное габбро (vPz₁) обнажается в бассейнах Обдергана, Гонгора и Правой Хары на трех разобщенных участках площадью 23, 9 и 8 км². По видимому, раньше это был один крупный массив, разобщенный сейчас на части интрузией более молодых гранитов.

В большинстве случаев габбро представляют собой среднезернистые темно-зеленые массивные породы, часто катаклазированные. Габбро состоят из плагиоклаза № 54—63 (40—50%), обыкновенной роговой обманки (50—60%) и пироксена, частично замещенного актинолитом, и аксессуарных — апатита, сфена. Структура обычно габбровая, участками пойкилитовая.

На контакте с ниже-среднепалеозойскими биотитовыми гранитами (р. Гонгор и водораздел рек Прав. Хара — Канда), габбро пересекается многочисленными жилами аплитов, пегматитов, гранит-порфиров, генетически связанными с гранитами. В самих габбро наблюдается вторичный кварц, кучные скопления биотита, вкрапленность пирита. Вмещающими породами

для габбро являются породы уральской свиты, а на соседнем листе М-52-ХII, по данным Ю. П. Рассказова, — нижнепротерозойские и кембрийские образования. Из-за отсутствия других данных габбро условно отнесены к нижнему палеозою.

Порфировидные биотитовые и грубозернистые биотит-роговообманковые граниты (γPz_1) по площади распространения значительно уступают более молодым гранитоидам. Они сохранились среди последних в виде остатков кровли и в опущенных тектонических блоках в районе хр. Боринджа и в бассейнах рек Мал. Дарун и Бульдуко.

На юго-востоке района (хр. Боринджа) обнажаются биотитовые граниты, характеризующиеся наличием крупных (до 2 см) порфировидных выделений калиевого полевого шпата, серой и темно-серой окраской и повсеместно выраженным катаклизом. Состоят они из микроклина (40—55%), кварца (20—25%), олигоклаза (10—20%), биотита (10—15%) и акцессорных — циркона, монацита. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, мусковитом и биотитом. Граниты эти содержат большое количество ксенолитов кристаллических сланцев уральской свиты и прорваны многочисленными жилами и мелкими телами более молодых мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитов и плагногранитов. В контактах с последними в порфировидных гранитах наблюдаются кучные скопления вторичного биотита и нередко мусковита.

Биотит-роговообманковые граниты обнажаются в бассейнах рек Дарун — Бульдуко. Здесь они слагают тектонический блок, зажатый между позднепалеозойскими лейкократовыми и двуслюдяными гранитами. Небольшие выходы гранитов наблюдались по правобережью р. Бурей, выше устья р. Бол. Чалбачи.

Граниты представляют собой грубозернистую, темно-серого, иногда розоватого цвета породу. В большинстве случаев они катаклизированы, контактово изменены и иногда имеют гнейсовидную текстуру, обусловленную параллельной ориентировкой биотита. Состоят они из калиевого полевого шпата, иногда решетчатого микроклина (50—60%), кварца (20—25%), плагноклаза кислого (10—15%), роговой обманки, биотита (10—15%) и акцессорных — апатита, циркона, сфена и ильменита. Вторичные минералы — кварц, эпидот и биотит — образуют мелкозернистый агрегат между раздробленными зернами полевых шпатов. Хлорит развивается по цветным минералам.

Кроме указанных признаков, отличать описываемые граниты от гранитов позднего палеозоя и сопоставлять их с порфировидными гранитами, известными на Малом Хингане под названием биробиджанских, позволяют следующие особенности:

1) наличие монацита в количестве до 50% и более от электромагнитной фракции шлиха. В тяжелой фракции биробиджанских гранитов Малого Хингана, по данным Б. И. Лови, монацита содержится до 10%. Состав акцессорных минералов и их

содержание в гранитах приведены на рисунке. Присутствие монацита в гранитах создает повышенную гамма-активность, в связи с чем граниты хорошо картируются в полевых условиях;

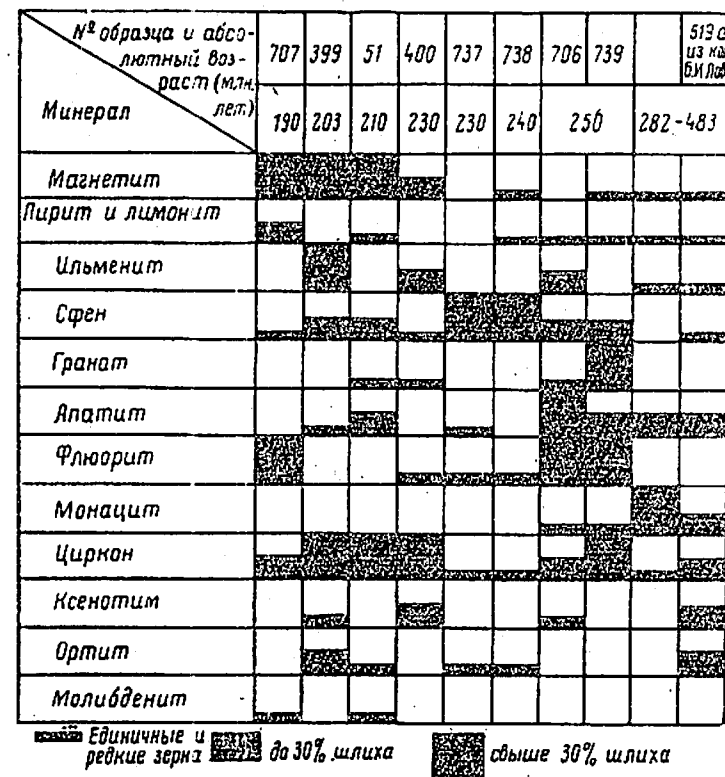


Диаграмма состава тяжелой фракции искусственных шлихов из гранитов разного возраста. Автор В. В. Васильева

Название пород и их возрастной индекс: обр. 707 и 399 — лейкократовые граниты (γPz_3); обр. 51 — биотит-роговообманковый гранит (скала Собор); обр. 400 — кварцевый сениит (ePz_3); обр. 737 — плагногранит ($\gamma_1 Pz_3$); обр. 738 — порфировидный биотитовый гранит ($\gamma_1 Pz_3$); обр. 706 — среднезернистый биотитовый гранит (γPz_1-2); обр. 739 — мелкозернистый двуслюдяной гранит (γPz_1-2); обр. 515^а — порфировидные биотитовые граниты (γPz_1)

2) присутствие среди акцессорных минералов удлиненно-призматических, густо окрашенных в коричневые цвета кристаллов циркона;

3) пониженное количество магнетита (на аэромагнитных картах эти граниты создают отрицательные поля).

Что касается возраста описываемых гранитов, то известно, что на Малом Хингане аналогичные граниты (биробиджанские) прорывают и метаморфизуют фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения, прорываются двуслюдяными гранитами. На площади листа L-52-VI Л. В. Эйришем (1959 г.) было установлено залегание фаунистически доказанного среднего девона на подобных гранитах.

Цифры определения абсолютного возраста биробиджанских гранитов (по биотиту), по данным Л. В. Эйриша (территория листов M-52-XXXV и M-52-XXXVI), колеблются от 379 до 483 млн. лет, что соответствует нижнему палеозою.

Лейкократовые и биотитовые катаклазированные граниты (Y_1Pz_1) обнажаются в северо-западной, западной и северной частях района, на трех разобщенных полях общей площадью 148 км². Они представляют собой остатки (ксенолиты) древних гранитных массивов среди интрузий более молодого возраста.

Эти граниты нередко встречаются совместно с породами уральской свиты и свит синийско-кембрийского возраста в единых полях развития. Они представляют собой желтовато-розоватого цвета лейкократовые мелкозернистые граниты с гнейсовидной текстурой, обусловленной параллельной ориентировкой вытянутых зерен кварца и листочков биотита. Для них характерен также повсеместно выраженный катаклаз. Состоят они из микроклин-микропертита (50—60%), кварца (25—30%), олигоклаза и альбит-олигоклаза (10—15%), биотита (1—5%) и акцессорных — циркона, сфена, апатита и магнетита.

Структура гранитов катакlastическая, бластоцементная. Катаклазу подвержены кварц и полевые шпаты. После катаклаза породы подверглись калиевому метасоматозу, так как в катаклазированных гранитах присутствуют крупные выделения микроклина, не затронутого дроблением.

Химические анализы (см. табл. 2, 3, образцы 442, 1258) подтверждают сходство этих гранитов с аляскитами. К нижнему палеозою они отнесены условно. Несомненно, они моложе синийских образований, так как в результате их воздействия (правобережье Сектагли) в контактовых зонах в сланцах мельгинской свиты образуются биотит, андалузит и силлиманит, а в известняках — скаполит, тремолит и диопсид.

На контакте с ранне-среднепалеозойскими, а также с позднепалеозойскими в них наблюдаются кучные скопления биотита и многочисленные жилы пегматитов и аплитов, не затронутых катаклазом. Взаимоотношение этих гранитов с ранее описанными габбро и порфировидными гранитами не выяснено, так как массивы этих пород пространственно разобщены.

РАННЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ¹

Биотитовые и двуслюдяные мелко- и среднезернистые граниты (Pz_{1-2}) распространены на водоразделе рек Буреи — Ниж. Мельгина, в бассейне рек Гонгор, Дарун, Бульдую и на левобережье Таканцев и в районе хр. Боринджа, занимаемая при этом 25% описываемой территории.

По минеральному составу граниты довольно однообразны. Они представлены главным образом светлоокрашенными биотитовыми разностями, в подавляющем большинстве среднезернистыми. Мелкозернистыми гранитами сложены небольшие тела на юго-западе площади листа, а также краевая зона массива (шириной 3—5 км) на водоразделе рек Прав. Хара — Канда, Канда — Дарун.

По текстурным особенностям различаются массивные и слабо гнейсированные граниты. Последние часто катаклазированы. Гнейсированные и катаклазированные граниты обычно обнажаются в виде зон шириной в несколько километров и протяженностью в десятки километров. Одна из таких зон прослеживается от бассейна р. Гонгор к бассейнам рек Дарун, Бульдую и Токчок. Катаклаз гранитов постепенно затухает к северо-востоку. Вторая аналогичная зона прослеживается от р. Обдерган на северо-восток вдоль р. Буреи; третья проходит севернее скалы Собор (на Бурее) и протягивается к низовьям р. Мельгин и далее в бассейн р. Сандар.

Катаклазированные и гнейсированные граниты приурочены к контактам массивов лейкократовых и розовато-серых порфировидных гранитов. Вероятно, катаклаз и гнейсовая текстура в них связаны с движениями по разломам, по которым происходило внедрение верхнепалеозойских гранитов.

Минеральный состав гранитов довольно однообразный. Они состоят из решетчатого микроклина (40—45%), кварца (20—25%), олигоклаза (20—25%) и биотита (до 10%). Иногда присутствуют единичные зерна роговой обманки. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном и апатитом.

При изучении тяжелой фракции этих гранитов были установлены следующие минералы:

а) в неэлектромагнитной фракции: циркон светлоокрашенный, короткопризматический (25%), флюорит (30%) и сфен (10%);

¹ Многие исследователи образование ранне-среднепалеозойских интрузий относят к раннему палеозою, считая, что в среднем палеозое соответствующие интрузивные породы подверглись значительной переработке (процессам микроклинизации, местами палингенезу и т. п.), в связи с чем индекс Pz_{1-2} отражает длительность процесса окончательного становления интрузий. Ряд исследователей полагает, что внедрение данных интрузий произошло в среднем палеозое, однако, учитывая дискуссионность этого возраста, они отражают в индексе крайние пределы времени возможного образования интрузивных тел. (Прим. ред.)

б) в электромагнитной фракции: гранат, зерна монацита и единичные зерна ксенотима.

Двуслюдяные граниты имеют подчиненное значение. Они распространены в бассейнах рек Дарун, Бульдую и Токчок, в районе хр. Боринджа и в нижнем течении рек Мал. и Бол. Чалбачи, на контакте с более молодыми лейкократовыми гранитами и сиенитами. Двуслюдяные граниты обычно ассоциируют с биотитовыми разностями. Мусковит в них в виде единичных пластинок развивается по биотиту.

В нижнем течении рек Мал. и Бол. Чалбач и в районе Дарунского молибденового месторождения в двуслюдяных гранитах наблюдается катаклаз и слабая грейзенизация. В таких гранитах содержание мусковита достигает 10—15%.

Таким образом, можно предположить, что на площади листа существуют два генетически различных типа двуслюдяных гранитов. В первых мусковит, по-видимому, образовался за счет автометаморфизма, а во вторых — за счет высокотемпературных гидротермальных процессов, связанных с более молодыми лейкократовыми гранитами.

По минеральному составу двуслюдяные граниты почти соответствуют биотитовым и отличаются от них наличием мусковита (единичных листочков до 10—15%). В отличие от биотитовых гранитов в тяжелой электромагнитной фракции двуслюдяных гранитов (см. рис. 1, образец 739) наблюдается повышенное (до 90%) количество граната.

Характерными особенностями данных гранитов, отличающими их от гранитов верхнего палеозоя, являются следующие:

- 1) наличие крупных зон катаклазированных и гнейсированных пород;
- 2) присутствие довольно свежего решетчатого микроклина;
- 3) наличие монацита;
- 4) форма интрузивов. Интрузивы не имеют строго выраженной ориентировки на северо-восток, обладают пологими контактами, о чем свидетельствует красная фация, представленная мелкозернистыми гранитами и прослеживающаяся от контакта на несколько километров;

5) наличие большого количества жил аплитов и пегматитов. Последние концентрируются как в экзо-, так и в эндоконтактах интрузивов (водораздел рек Кандаг — Бол. Дарун). Спектральным анализом в пегматитах установлены следующие элементы (образец 429, левый склон долины р. Таканцы): Mo 0,001%, Zr 0,001%, Pb 0,002%, Sn 0,001%, Sr 0,01—0,1, Ba и Be следы.

Контакты описываемых гранитов с вмещающими породами четкие. Контактные изменения в последних выразились в следующем: метаморфические породы нижнего протерозоя интенсивно инфильтрованы; нижнепалеозойские амфиболитизированные габбро окварцованы и содержат вкрапленность пирита, а граниты на контакте с ним представлены мелкозернистой разно-

стью, не изменены; в нижнепалеозойских порфировидных гранитах, в районе хр. Боринджа, наблюдается вторичный кварц и кучные скопления биотита.

Кислые эффузивы условно нижнекембрийского возраста на контакте с гранитами (правый склон долины р. Тирма выше устья р. Токчок) превращены в кварцево-полевошпатово-кордиеритовые рогавики и только в 1,0—1,2 км от контакта в них можно различить участки с первичной фельзитовой структурой.

Возраст этих гранитов определяется тем, что они имеют эруптивные контакты с раннепалеозойскими гранитами (район высоты 765,3 м и правый склон долины р. Тирма, в 2 км ниже устья ключа Соленого), а сами прорываются позднепалеозойскими лейкократовыми гранитами. Определение абсолютного возраста (в лаборатории ДВГУ) одного из образцов этих гранитов дало цифру 250 млн. лет, что соответствует среднему палеозою. Однако следует учесть, что большинство этих гранитов микроклинизировано, в результате чего возраст гранитов мог получиться несколько «омоложенным». В связи с тем, что возраст подобных гранитов недостаточно ясен, для геологических карт Хингано-Буренской серии его принято обозначать как ранне-среднепалеозойский.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

В позднепалеозойские интрузии объединяется целая серия пород, образовавшаяся в различные фазы одного интрузивного цикла. В порядке внедрения выделяются следующие интрузивные фазы: первая фаза — порфировидные розовато-серые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты и равнозернистые плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты ($\gamma_1 Pz_3$); вторая фаза — сиениты и кварцевые сиениты (ξPz_3); третья фаза — граниты лейкократовые и гранит-порфиры ($\gamma_1 Pz_3$).

Порфировидные розовато-серые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и равнозернистые плагиограниты и гранодиориты ($\gamma_1 Pz_3$) обнажаются в бассейнах рек Кандаг и Джанкыр и в низовьях р. Садылга. Здесь они слагают массив площадью 640 км², вытянутый в северо-восточном направлении.

Вмещающими породами для данного массива на юге, юго-востоке являются порфировидные граниты нижнего палеозоя. На северо-западе и востоке массив по тектоническому контакту граничит как с лейкократовыми, так и с только что описанными среднезернистыми биотитовыми гранитами.

От других гранитов района они отличаются массивным сложением и наличием сфена, количество которого в тяжелой неэлектромагнитной фракции достигает 99,5%. В других гранитоидах района сфен присутствует в единичных зернах или не

более 10% (см. рис. 1). Порфировидные и равномернозернистые разновидности гранитоидов слагают различные части массива. Порфировидные разновидности обнажаются на площади 500 км². Они характеризуются розовато-серой окраской, порфировидной структурой, обусловленной присутствием крупных (до 1—2 см в длину) кристаллов розового калиевого полевого шпата среди среднезернистой основной массы. В данных гранитоидах различаются биотитовые и биотит-роговообманковые разновидности и гранодиориты. Первые слагают северо-западную часть массива. По мере приближения к юго-востоку, к контакту с раннепалеозойскими гранитами они постепенно переходят в более темноокрашенные биотит-роговообманковые разновидности и гранодиориты, имеющие в массиве подчиненное значение.

Биотитовые граниты состоят из калиевого полевого шпата (40—50%), плагиоклаза (олигоклаза) (20—25%), биотита (7—10%) и кварца (20—25%). В биотит-роговообманковых гранитах плагиоклаз зональный № 32, соответствует андезиту. Роговая обманка и биотит присутствуют в равном количестве — до 10%. По химическому составу данные граниты относятся к группе умеренно богатых щелочами, т. е. соответствуют нормальным гранитам (см. табл. 2, 3). В гранодиоритах количество кварца уменьшается до 15—20%, калиевого полевого шпата до 20%; увеличивается количество плагиоклаза (андезин № 38) до 40—50% и темноцветных — биотита и роговой обманки — до 15%. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом.

Юго-восточная часть массива площадью 130—140 км², а также небольшой массив (4 км²) по левобережью Тырмы в районе ключа Солёный, сложены равномернозернистыми плагиогранитами, постепенно переходящими в кварцевые монциты, гранодиориты и кварцевые диориты.

Внешний облик всех перечисленных пород, за исключением кварцевых диоритов, очень близок друг к другу: для них характерны средне- и мелкозернистые структуры, массивное сложение, серый цвет и наличие большого количества (до 8—10%) шестигранных листочков биотита.

Наибольшим распространением пользуются плагиограниты и гранодиориты. Минеральный состав плагиогранитов следующий: плагиоклаз (андезин № 35) 50—55%, кварц 25—30%, биотит 8—10%. Калиевый полевой шпат полностью отсутствует или присутствует в количестве не более 3—5%. Для гранодиоритов соотношение породообразующих минералов меняется: плагиоклаз (андезин) 50%, кварц 20%, калиевый полевой шпат 15%, биотит 10%, роговая обманка 4—5%.

Кварцевые диориты обнажаются на контакте с раннепалеозойскими порфировидными гранитами. По площади распространения они значительно уступают плагиогранитам и гранодиоритам. По внешнему виду — это мелкозернистые массивные

темно-серого цвета породы. Минеральный состав кварцевых диоритов: плагиоклаз (андезин) 70%, биотит 20%, роговая обманка 4—5%, кварц 4—5%. Акцессорные минералы в плагиогранитах, гранодиоритах и кварцевых диоритах представлены сфеном, цирконом и апатитом (см. рис. 1).

Контакты плагиогранитов — гранодиоритов с вмещающими породами эруптивные (четко выраженные, крутые). Так, например, по левому склону долины р. Тырма, в районе ключа Солёный, контакт между гранодиоритами и порфировидными раннепалеозойскими гранитами четкий, крутой (60°). Вмещающие порфировидные граниты катаклазированы, участками милонитизированы, окварцованы и содержат кучные скопления вторичного биотита. Гранодиориты представлены мелкозернистой массивной разновидностью. Об эруптивном контакте описываемых гранитоидов с двуслюдяными гранитами можно судить по косвенным признакам, т. е. по наличию ксенолитов последних в первых (правый склон долины Тырмы, в 4 км ниже устья ключа Тустак).

Наконец, по правому склону долины Тырмы, в 1 км выше устья ключа Кайлачи, был вскрыт и прослежен четкий крутой (70—75°) контакт плагиогранитов и гранодиоритов с розовато-серыми порфировидными гранитами, однако без признаков контактовых изменений как в тех, так и в других породах.

Несмотря на четкую границу, наблюдавшуюся в обнажениях между розовато-серыми порфировидными гранитами и плагиогранитами, нельзя их образование разделять большим интервалом времени. По своему составу и по абсолютному возрасту (240—230 млн. лет) они близки друг к другу и должны быть отнесены к интрузивным внедрениям позднего палеозоя.

Гранитоиды бедны жильными дериватами, но сами вмещают многочисленные жилы мезозойского возраста. Из жильных пород следует отметить микрограниты (аплитовидные) и пегматиты.

В бороздовой пробе пегматитов, обнажающихся по правобережью Тырмы, в 1,2 км выше устья ключа Кайлачи, спектральным анализом установлено содержание Ni, Cu, Ga, Be от 0,001 до 0,01%, Ti от 0,01 до 0,1% и В от 0,1 до 1%.

Сиениты и кварцевые сиениты (ξPz₃) слагают четыре небольших тела, резко удлиненной в северо-восточном направлении формы. Два из них, в бассейне рек Алтахты и Мал. Обдерган, сложены крупно- и среднезернистыми массивными известково-натровыми (нормальными) сиенитами, состоящими из решетчатого микроклина (70—75%), кислого плагиоклаза (18—20%), биотита и магнетита. Кварц в них отсутствует, а если и есть, то в единичных зернах. Эти массивы залегают среди лейкократовых катаклазированных гранитов нижнего палеозоя, а также биотитовых и двуслюдяных ранне-среднепалеозойских гранитов.

Два других массива, расположенные на Бурсы-Тырминском водоразделе и в нижнем течении р. Бол. Чалбач, имеют более сложное строение. Кроме нормальных (известково-натровых) сиенитов и кварцевых сиенитов, здесь встречаются щелочные кварцевые сиениты. Среди сиенитов и кварцевых сиенитов нормального ряда преобладают лейкократовые сиениты. По внешнему виду это массивные розоватые, или кремоватого цвета породы, содержащие в основном калиевый полевой шпат (80—90%) и немного кислого плагиоклаза (1—3%). Кварц почти отсутствует или наблюдается (в кварцевых сиенитах) в количестве до 5—6, редко 10%. Роговая обманка и иногда биотит присутствует в единичных зернах и редко достигает 5—6%.

Подчиненное распространение имеют серые среднезернистые сиениты, отличающиеся повышенным содержанием роговой обманки (15—20%).

В кварцевых сиенитах щелочного ряда преобладает калиевый полевой шпат (80—85%). На долю кислого плагиоклаза и кварца приходится не более 8—10%. Эгирин и арфедсонит присутствуют в количестве 5—6%. Акцессорные минералы представлены главным образом цирконом, а также сфеном, ксенотимом, апатитом и ортитом. Для выяснения взаимоотношений щелочных кварцевых сиенитов с известково-натровыми сиенитами необходимы дальнейшие исследования. Образование сиенитов происходило, по-видимому, в несколько импульсов. Так, например, по левому берегу Чалбачи, в 3 км выше устья, наблюдался прорыв более ранних роговообманковых сиенитов кварцевыми сиенитами лейкократового типа. В роговообманковых сиенитах, на контакте с кварцевыми сиенитами, по плагиоклазу и калиевому полевому шпату развивается альбит и чешуйки зеленовато-бурого биотита.

Жильная фация щелочных пород разнообразна по составу: сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, гроссульты, сельсбергиты. Однако жилы щелочных пород в районе наблюдаются редко. Они встречаются или в самих массивах, или вблизи них, но иногда и в некотором удалении. Мощность жил от 15—20 см до 5—6 м, изредка до 10 м.

Абсолютный возраст щелочных пород, по данным лаборатории ДВГУ, определяется в 230 млн. лет, что соответствует, примерно, среднему — верхнему карбону.

Допермский возраст сиенитов и кварцевых сиенитов, кроме того, устанавливается по прорыву сиенитов позднепалеозойскими (пермскими) лейкократовыми гранитами (апофизы лейкократовых гранитов в сиенитах наблюдались по левому склону долины Бол. Чалбач).

Взаимоотношение щелочных пород и плагиогранитов (тоналитов) — гранодиоритов, абсолютный возраст которых также 230 млн. лет, не установлено ввиду разобщенности этих массивов. Возможно, что они являются производными одной магмы.

Лейкократовые биотитовые граниты (γ_1Pz_3) пользуются сравнительно широким распространением, занимая площадь около 1550 км². Они слагают шесть массивов, имеющих резко вытянутую в северо-восточном направлении форму. Большинство из них, особенно крупные, прослеживаются далеко за пределы площади листа.

От других гранитоидов лейкократовые граниты отличаются незначительным содержанием биотита, розовой, мясо-красной, реже розовато-серой окраской, а также наличием темно-серого кварца. Последний нередко идиоморфен по отношению к полевым шпатам. Среди гранитов различаются средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные разновидности.

Среднезернистые граниты слагают массив в бассейне Уллаконики и часть массива в бассейнах рек Чиндахо, Лакамуна и Бол. и Мал. Чалбач, а крупнозернистые — часть массива в бассейнах рек Кузнечиха — Обдерган, массивы в районе р. Сектагли, скалы Собора и в бассейне ручья Майдакана.

Состав лейкократовых гранитов довольно однообразен. Они состоят из калиевого полевого шпата (50—60%), кварца (30—35%), кислого плагиоклаза (15—20%), биотита (1—3%) и акцессорных — циркона и магнетита, реже апатита, сфена, ортита и молибденита. Вторичные минералы хлорит, эпидот и серицит редки.

Гранит-порфиры пользуются весьма незначительным распространением и наблюдаются в массиве, расположенном в бассейне Уллаконики и по северо-восточной окраине массива, большая часть которого находится на площади соседнего листа М-52-XXIV и именуется там Харинской интрузией. Основная масса в гранит-порфирах мелкозернистая; вкрапленники (20—30% от всей породы) представлены розовым калиевым полевым шпатом, кварцем, реже плагиоклазом и биотитом.

По химическому составу описываемые граниты (табл. 2, 3, образцы 142^a, 1802^b, 1502, 1456^a и др.) приближаются к субщелочным.

Контакты интрузий с вмещающими породами чаще всего тектонические или крутые эруптивные. Структура пород от периферии к центру массивов почти не меняется. Контактные изменения во вмещающих породах довольно разнообразны. В синийских и кембрийских сланцах они выразились в образовании андалузита вторичного кварца, биотита и мусковита. Известняки в контакте с лейкократовыми гранитами мраморизованы. В них появляются диопсид, скаполит и тремолит. В кислых эффузивах кембрия наблюдается широкое развитие вторичного кварца, хлорита, серицита и биотита.

В гранитоидах контактные изменения выражены слабо. В розовато-серых порфировидных гранитах у контакта с лейкократовыми гранитами (правый склон долины Тырмы, в 0,8 км выше устья р. Джанкыра) наблюдается обильная серицитиза-

ция плагиоклазов, хлоритизация биотита и скопления вторичного биотита. Ширина зоны изменений исчисляется несколькими метрами. Контакт лейкократовых гранитов с розовато-серыми порфировидными гранитами четкий, вертикальный.

Контакты лейкократовых гранитов с биотитовыми гранитами четко выраженные (район скалы Собор, левобережья р. Таланги), тектонические или эруптивные. Биотитовые граниты вблизи контактов с лейкократовыми гранитами катаклазированы и иногда содержат повышенное количество мусковита (нижнее течение рек Мал. и Бол. Чалбач).

В среднем течении рек Мал. и Бол. Обдерган, а также севернее скалы Собор биотитовые граниты в контакте с лейкократовыми гранитами микроклинизированы. В них образуются таблитчатые и неправильных очертаний кристаллы прозрачного микроклина. Частые включения плагиоклаза в микроклин сильно пелитизированы и серицитизированы. По плагиоклазу развивается мусковит; кварц трещиноват и иногда имеет зубчатые очертания.

Контакты лейкократовых гранитов с метаморфическими породами нижнего протерозоя различны. Среднезернистые разновидности гранитов послойно инъецируют отложения протерозоя (нижнее течение Талой и Таканцы). Граниты на контакте с вмещающими породами приобретают полосчатое сложение, обусловленное ориентировкой биотита и вытянутостью зерен кварца и полевых шпатов. В таком же направлении ориентированы ксенолиты вмещающих пород. Минералогический состав гранитов и их цвет в таких случаях почти не изменяется.

В контактах с крупнокристаллическими гранитами (Сектагли, скала Собор и правобережье Тырмы) вмещающие кристаллические сланцы протерозоя гранитизированы. Контакты гранитов с вмещающими породами нечеткие с постепенными переходами от массивных гранитов через полосчатые и очковые гранитизированные породы (напоминающие очковые гнейсы) к типичным кристаллическим сланцам (правобережье Тырмы и Сектагли). Ориентировка темноцветных минералов, порфировидных выделений розового калиевого полевого шпата и многочисленных ксенолитов в гранитах совпадает с простиранием вмещающих пород. За счет ассимиляции вмещающих пород меняется минеральный и химический состав гранитов не только вблизи контактов, но и в некотором удалении от них. Содержание калиевого полевого шпата снижается до 40—55%, плагиоклаза увеличивается до 25—28%, количество темноцветных минералов (биотита и роговой обманки) достигает 5—6%, а в некоторых случаях 10%. Акцессорные минералы, так же как и в лейкократовых гранитах, представлены главным образом светлоокрашенным короткопризматическим цирконом и магнетитом, а также апатитом, сфеном, ортитом, торитом, анатазом и молибденитом.

Таблица 1

Данные определения абсолютного возраста палеозойских гранитоидов

№ п/п	Название пород	Возрастной индекс	Абсолютный возраст в млн. лет	Место взятия	Название лаборатории, проводившей анализ	Примечание
1	Лейкократовый гранит	γ Pz ₃	190	Левый берег р. Тырмы напротив устья р. Джанкыр	ДВГУ	По валовой пробе
2	Лейкократовый гранит	"	203	Правый склон долины р. Бол. Чалбач	"	То же
3	Лейкократовый гранит	"	185	Река Кузнециха	ВСЕГЕИ	"
4	Биотито-роговообманковый гранит	"	210	Скала Собор	"	"
5	Кварцевый сиенит	ϵ Pz ₃	230	Левый склон долины р. Бол. Чалбач	ДВГУ	"
6	Плагиогранит	γ_1 Pz ₃	230	Правый склон долины р. Тырмы выше устья р. Кайлача	ВСЕГЕИ	По биотиту
7	Розовато-серый порфировидный гранит	"	240	То же	"	То же
8	Розовато-серый порфировидный гранит	"	240	"	ДВГУ	"
9	Розовато-серый порфировидный гранит	"	242	"	"	"
10	Двусюдачный гранит	γ_1 Pz ₁₋₂	250	Хр. Боринджа	"	По валовой пробе
11	Порфировидный биотитовый гранит	γ Pz ₁	210	Правый склон долины р. Тырмы выше устья ключа Соленый	ВСЕГЕИ	То же
12	Порфировидный биотитовый гранит	"	282	Правый склон долины р. Тырмы ниже устья ключа Ту-стак	ДВГУ	"

Результаты химических анализов интрузивных пород

№ п/п	№ образ- цов	Наименование пород	Возраст- ной индекс	Содержание, % вес													Сумма	
				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	H ₂ O ⁺		H ₂ O ⁻
1	142 ^a	Лейкократовый гранит	γ Pz ₃	76,52	0,13	13,49	0,36	0,62	0,02	0,16	0,65	3,83	4,21	0,06	0,26	0,22	0,08	100,41
2	1802 ^b	То же	•	75,83	0,13	13,20	0,35	1,28	0,07	0,24	0,62	2,93	4,76	0,01	0,38	0,31	0,13	100,11
3	1502	•	•	75,72	0,20	13,43	0,55	0,96	0,03	0,12	0,86	3,47	4,43	0,01	0,26	0,24	0,07	100,28
4	1456 ^a	•	•	73,29	0,22	14,66	0,4	1,42	0,05	0,31	0,68	4,18	4,47	—	—	—	—	100,04
5	1455	•	•	74,28	0,10	13,85	0,54	1,28	0,06	0,31	0,56	4,09	4,00	0,03	0,23	0,56	0,08	99,88
6	293	•	•	75,04	0,21	13,49	0,73	1,51	0,05	0,18	0,68	3,23	3,74	0,02	0,40	0,52	0,08	99,80
7	1600	Гранит	•	67,07	0,41	16,18	0,36	3,66	0,25	1,19	2,39	3,82	3,74	0,13	—	0,34	—	99,54
8	1815 ^a	То же	•	71,63	0,26	15,08	0,66	2,02	0,06	0,59	1,83	3,94	3,76	0,09	—	0,28	—	100,20
9	1664	Сиенит	ξ Pz ₃	63,49	0,26	20,72	1,49	1,50	0,08	0,44	1,34	4,14	6,18	0,07	—	0,5	—	100,21
10	1687 ^b	Кварцевый сиенит	•	67,54	0,37	17,82	1,03	2,00	0,07	0,28	0,88	4,41	5,43	0,04	—	0,3	—	100,0
11	2	Розовато-серый порфи- ровидный гранодио- рит	γ ₁ Pz ₃	72,03	0,40	14,90	0,40	1,84	0,03	0,35	1,49	3,91	3,67	0,08	0,25	0,41	0,08	99,67
12	1597 ^a	Гранодиорит	•	69,45	0,43	15,78	0,36	2,21	0,05	0,98	1,86	3,34	3,51	0,1	0,46	0,06	—	99,60
13	2961	Плагiogранит (тоналит)	•	64,6	0,68	17,44	0,55	3,75	0,08	1,36	4,57	3,45	1,89	0,19	0,14	1,16	0,19	99,86
14	2939 ^a	Кварцевый монзонит	•	66,38	0,49	16,59	0,35	3,56	0,09	1,51	3,81	3,20	3,63	0,11	—	0,22	—	99,94
15	943	Двуслюдной гранит	γ ₁ Pz ₁₋₂	71,51	0,30	15,63	0,80	1,39	0,06	0,35	1,25	3,67	3,68	0,08	0,21	0,98	0,08	99,91
16	961	Катаклазированный био- титовый гранит	•	73,93	0,19	14,15	0,34	1,13	0,05	0,31	0,65	3,35	5,21	0,05	0,32	0,52	0,15	100,20

17	1784	Мелкозернистый биотитовый гранит	•	73,62	0,39	14,05	0,50	1,41	0,07	0,25	0,95	3,42	4,67	0,05	0,21	0,48	0,12
18	1631	Щелочной гранит	•	71,26	0,21	15,21	0,93	1,56	0,06	0,34	0,66	4,31	5,17	0,04	—	0,4	100,15
19	6/№	Грубозернистый биотит-роговообманковый гранит	γ Pz ₁	64,60	0,77	15,11	0,91	4,58	0,90	0,17	2,56	2,97	5,21	0,23	—	0,68	99,59
20	2950	Порфировидный биотитовый гранит	•	77,10	0,50	11,77	0,86	1,03	0,06	0,63	0,55	1,52	3,66	0,15	0,23	0,74	99,70
21	174	Габбро	γ Pz ₁	45,16	1,43	16,21	4,80	9,17	0,21	5,93	0,85	1,87	0,65	1,48	0,25	0,89	100,06
22	442	Катаклазированный лейкократовый гранит	γ Pz ₁	75,69	0,19	13,02	0,44	1,07	0,02	0,14	0,51	3,30	5,30	0,03	0,23	0,20	100,14
23	1258	То же	•	73,82	0,23	14,63	0,30	1,28	0,02	0,30	2,23	3,14	3,57	0,03	0,23	0,25	100,13

По химическому составу такие граниты соответствуют нормальным гранитам (см. табл. 23 образцы 1600 и 1815^a).

Несмотря на различие минерального и химического состава, на одновозрастность описанных биотит-роговообманковых гранитов и лейкократовых гранитов указывает следующее:

а) наличие постепенных переходов между ними;

б) близкий абсолютный возраст: возраст гранитов скалы Собор 210 млн. лет, лейкократовых гранитов — от 185 до 203 млн. лет;

в) и в тех и в других повышенное количество циркона, магнетита (на аэромагнитных картах данные граниты дают положительные аномалии);

г) наличие молибденита (см. рис. 1).

Время внедрения лейкократовых гранитов определяется тем, что они прорывают эффузивы нижнего кембрия и ранне-среднепалеозойские гранитоиды, а также тем, что определения абсолютного возраста лейкократовых гранитов, выполненные в лаборатории ВСЕГЕИ (один образец) и ДВГУ (три образца), оказались равными 210; 185; 190 и 203 млн. лет, что соответствует верхнему палеозою. На этом основании возраст лейкократовых гранитов определяется как позднепалеозойский.

Жильные породы, связанные с лейкократовыми гранитами, немногочисленны. Они представлены гранит-порфирами, пегматитами и апли-

Таблица 3
Числовые характеристики интрузивных пород (по А. Н. Заварицкому)

№ образца	Наименование пород	Место взятия образцов	s	a	b	c	f ₁	m'	a'	n	t	p	Q	a/c	Количество-минеральный состав. Содержание минералов, %				Амфибол, пироксен
															Кальций	Платиноид	Кварц	Биотит	
1	142 ^a	Лейкократовый гранит	82,5	13,7	3	0,8	30,4	8,7	60,9	57,6	0,08	13,01	36,8	17,1	60	—	40	—	—
2	1802 ^b	То же	82,1	12,7	4,5	0,7	33,3	8,7	58,0	48,0	0,07	5,8	38,1	18,0	85	8	5	2	—
3	1502	"	82,3	13,4	3,3	1,0	39,6	6,2	54,2	54,4	0,23	12,5	36,8	13,5	52	18	30	—	—
4	1456 ^a	"	79,9	15,2	4,1	0,8	41,3	11,1	47,6	58,6	1,3	4,4	28,6	19	54	8	38	—	—
5	1455	"	80,9	14,1	4,3	0,7	37,9	10,6	51,5	61,6	0,08	9,2	32,9	20	55	10	35	0,5	—
6	293	"	81,4	11,8	6,0	0,8	33	5,5	61,5	57,1	0,2	10,0	38,4	14,7	55	8	35	2	—
7	1600	Гранит	75,5	13,4	8,2	2,9	49,2	24,6	26,2	61,0	0,9	4,9	21,3	4,6	37	26	33	1	3
8	1815 ^a	То же	79,1	13,8	5,0	2,1	48,7	19,7	31,6	61,5	0,2	48,7	28,5	6,6	58	17	25	—	—
9	1664	Сиецит	71	17,8	9,6	1,6	28,0	7,7	64,3	50,4	—	—	4,8	5,8	78	18	2	1	1
10	1687 ^b	Кварцевый сиецит	74,7	16,9	7,3	1,1	37,3	6,3	56,4	55,5	0,4	10,9	14,5	15,3	87	8	5	—	сд. зерн
11	2	Розовато-серый порфировидный гранодиорит	79,9	13,5	4,8	1,8	42,5	10,9	46,6	61,7	0,41	7,2	31,0	7,5	23	60	8	3	6
12	1597 ^a	Гранодиорит	77,4	12,1	8,3	2,2	30,6	19,4	50	59,3	0,3	4,7	28,4	5,5	—	—	—	—	—
13	2961	Плагиогранит (тоналит)	75,5	10,4	8,5	5,6	48,4	27,1	24,5	73,3	0,8	33,3	24,6	1,9	—	60	25	12	3
14	2839 ^a	Кварцевый моноцит	76,0	12,3	7,1	4,6	54,8	35,6	9,6	57,8	0,4	5,7	22,8	2,7	—	—	—	—	—
15	943	Дуэляноидный гранит	78,8	12,9	6,9	1,4	28,8	7,7	63,5	60,2	0,3	9,6	30,4	9,2	50	15	25	5	5
16	961	Катаклизированный биотитовый гранит	80,9	14,3	4,0	0,8	32,8	11,5	55,7	49,5	0,2	39,6	32,4	17,2	45	15	25	10	—
17	1764	Мелкозернистый биотитовый гранит	81,0	13,8	4,1	1,1	41,9	9,7	48,4	52,3	0,4	9,6	33,3	12,5	50	10	30	10	—

4

18	1631	Щелочной гранит	78,3	16,3	4,6	0,8	50,7	11,6	37,7	55,6	0,2	18,1	23,2	20,5	40	40	10	1—1,5	8,5—9
19	6/8	Грубозернистый биотит-роговооблачный гранит	75,3	14,3	7,2	3,2	77,5	21,6	0,9 (C)	46,6	0,9	11,6	19,3	4,5	—	—	—	—	—
20	2950	Порфировидный биотитовый гранит	82,5	8,0	8,9	0,6	27,0	10,6	62,4	38,0	0,4	8,5	48,5	16	—	—	—	—	—
21	174	Габбро	56,7	5,3	28,9	9,1	48,6	37,6	13,8 (C)	83,4	2,4	15,2	6,3	0,4	—	—	—	—	—10
22	442	Катаклизированный гранит	82,4	14,2	2,8	0,6	48,8	9,3	41,9	48,6	0,2	14,3	35,8	23,7	33	42	20	3—4	10/45
23	1238	То же	81,7	11,7	4,9	2,6	36	11,5	52,5	56,9	0,2	6,2	36	4,5	32	37	37	21	—

тами. Жилы имеют небольшую мощность (1—3 м).

Результаты определения абсолютного возраста палеозойских гранитов приводятся в табл. 1. О петрохимических особенностях интрузивных пород палеозоя можно судить по результатам 23 химических анализов (табл. 2). Раннепалеозойские интрузии охарактеризованы пятью химическими анализами, ранне-среднепалеозойские — четырьмя и позднепалеозойские — четырнадцатью анализами. По данным анализов высчитаны числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого (табл. 3).

При рассмотрении химических анализов и числовых характеристик следует отметить следующие особенности интрузивных пород палеозоя:

1) все породы (за редким исключением) пересыщены глиноземом;

2) в позднепалеозойских гранитоидах наблюдаются вариации от гранодиоритов до лейкократовых гранитов и сиенитов;

3) большинство пород отличается низким содержанием полевошпатовой извести;

4) у большинства разновидностей калий несколько преобладает над натрием. Значение характеристики «л», за исключением двух образцов, меньше 65.

СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

К субвулканическим породам отнесены фельзиты, фельзит-порфиры и кварцевые порфиры, жилы которых концентрируются в основном вблизи покровов пермских или, как указывалось выше, возможно, триасовых эффузивов.

По левобережью Бурен, выше устья Талой, фельзиты и фельзит-порфиры образуют жилы мощностью 2—4, реже 15—70 м. Вмещающими породами для них являются амфиболовые сланцы и амфиболиты. Контакты жил четкие, прямые, крутопадающие, иногда тектонические. Простирание жил северо-восточное, северо-западное, реже широтное.

По левобережью Бол. Чалбач трехметровая жила фельзитов прорывает сиениты. Простирание жилы северо-восточное. По правому склону долины Мал. Чалбач, в 1,5 км выше устья, канавой была вскрыта серия жил фельзит-порфиров, прорывающих среднезернистые двуслюдяные граниты. По левобережью Тирмы, в 5—6 км выше устья руч. Чиндахо и в 2,5 км от устья руч. Уллаконика, на правом склоне долины руч. Мал. Таканцы жилы фельзитов и фельзит-порфиров прорывают лейкократовые граниты. Редкие жилы фельзитов и фельзит-порфиров отмечаются также среди розовато-серых порфировидных гранитов.

Фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой пластичные, серые, зеленовато-серые, коричневатые-серые, редко желтозатые породы, иногда флюидального сложения. В них наблюдаются единичные вкрапленники плагиоклаза.

Жилы кварцевых порфиров немногочисленны. В коренном залегании они встречаются на правобережье и левобережье Бурен среди кристаллических сланцев и гнейсов протерозоя. На левом склоне долины р. Мал. Чалбач они прорывают среднезернистые двуслюдяные граниты. Наконец, жилы кварцевых порфиров метровой мощности были встречены по Тирме среди лейкократовых гранитов. Простирание жил северо-восточное и северо-западное, падение крутое.

От фельзит-порфиров кварцевые порфиры отличаются повышенным количеством вкрапленников и присутствием среди них, кроме плагиоклаза, кварца, биотита и калиевого полевого шпата. К этой же группе необходимо отнести лавобрекчии фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, являющихся, так же как и вышеописанные породы, жерловой фацией кислых эффузивов. Эти породы обычно образуют крутопадающие тела мощностью от 2—3 до 16 м. Вмещающими породами для таких тел по правобережью Мал. Таканцы являются лейкократовые граниты, которые на контакте с лавобрекчиями фельзит-порфиров катаклазированы, окварцованы и эпидотизированы.

По правобережью р. Бол. Чалбач лавобрекчии кварцевых порфиров прорывают метаморфические породы нижнего протерозоя.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ЖИЛЬНЫЙ КОМПЛЕКС

В пределах площади данного листа жильные образования мезозойского возраста распространены неравномерно и встречаются в ослабленных зонах, по которым в позднем палеозое происходило внедрение интрузий и излияние лав кислого

состава. Наиболее крупные поля жильных пород расположены по Бурее (выше устья Тирмы), в бассейнах рек Гонгор, Дарун, Бульдучо и в низовьях рек Кандал и Садылга. Северо-западная и юго-восточная части территории совершенно лишены жильных пород мезозойского возраста. В незначительном количестве они встречаются внутри массивов грубозернистых лейкократовых гранитов, в бассейнах Таланги, Кузнечихи, Обдергана и Чиндахо.

Среди жильных пород этого комплекса выделяются гранит-порфиры, диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты, микродиориты, порфириты и спессартиты, габбро-диабазы и диабазовые порфириты. Перечисленные жильные породы прорывают все интрузии района, а также толщу верхнепалеозойских кислых эффузивов. Они не встречены в нижнемеловых отложениях талынжанской свиты. На этом основании возраст жильных пород считается мезозойским (домеловым).

Гранит-порфиры (гп) характеризуются порфировой структурой, серой, светло-серой, реже розовато-серой окраской, наличием вкрапленников светлого кварца, который по количеству преобладает над вкрапленниками нерешетчатого калиевого полевого шпата.

Жилы гранит-порфиров контролируются разломами северо-восточного, северо-западного, иногда меридионального простирания. Мощность жил от 20 до 60 м, реже меньше. По правому склону долины Тирмы, между устьями Чиндахо и Лакамун, гранит-порфиры прорывают лейкократовые граниты. Последние на контакте с жилами катаклазированы, эпидотизированы и секутся маломощными прожилками кварца. По правобережью Бурен, напротив устья Талой, жила гранит-порфиров залегает в амфиболовых сланцах и амфиболитах нижнего протерозоя.

Многочисленные жилы аналогичных гранит-порфиров наблюдались среди палеозойских эффузивов в нижнем течении Талой, Таканцы и ее левого притока.

Диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты, микродиориты, порфириты и спессартиты (дп) из всех жильных пород встречаются наиболее часто. Мощность их от 0,3 до 3 м, в редких случаях до 20 м.

Это темно-зеленые или зеленовато-серые горные породы, состоящие из плагиоклаза № 39—45 и роговой обманки, с небольшой примесью биотита. В кварцевых диоритовых порфиритах присутствуют единичные зерна кварца.

Простирание жил северо-восточное и северо-западное, падение крутое. Вмещающими породами для описываемых жил, кроме метаморфических пород и гранитоидов, являются верхнепалеозойские кислые эффузивы, субвулканические фельзиты и фельзит-порфиры, а также жильные гранит-порфиры (правый склон долины Бурен, напротив устья Талой).

Габбро-диабазы и диабазовые порфиристы (бп) слагают мелкие крутопадающие жилы мощностью от 10—15 см до 3 м. Контакты жил с вмещающими породами, в том числе с диоритовыми порфиристами (правый склон долины Тирмы, в 4 км ниже устья Токчока) четкие, ровные.

Габбро-диабазы и диабазовые порфиристы — темные, почти черные массивные породы, состоящие из плагиоклаза (лабрадор № 52—64), пироксена и акцессорного магнетита. Из вторичных минералов присутствуют амфибол, эпидот, серицит, хлорит, иллингсит.

ТЕКТНИКА

Территория данного листа расположена в области Туранского поднятия. Долгое время эта область испытывала многократные поднятия, приведшие к тому, что большая часть протерозойских и палеозойских пород была эродирована.

Палеозойские и протерозойские отложения сохранились на незначительных участках в провесах кровли интрузивов, либо в опущенных тектонических блоках, зажатых в гранитах. Выявление тектоники вмещающих толщ представляет большие трудности из-за огромных площадей гранитов.

Наиболее древние образования — нижнепротерозойские амфиболовые сланцы и гнейсы уральской свиты, встреченные во многих местах, — всегда и всюду оказываются собранными в узкие складки северо-восточного простирания с крутыми (45—80°) углами падения крыльев. Часто крылья складок осложнены мелкой складчатостью и плейчатостью.

Синийские и кембрийские (?) отложения, установленные лишь на северо-западе площади листа в тектоническом блоке, зажатым в гранитах, залегают моноклинально, образуя крыло крупной синклинали северо-восточного (близкого к меридиональному) простирания, падающее на запад и северо-запад под углами от 50 до 70°. Эта синклиналь пересечена дисъюнктивными нарушениями преимущественно северо-восточного направления.

Достаточно сложная форма складок синия и кембрия несколько отличается от более напряженной, переходящей в плейчатость складчатости протерозойских толщ. На этом основании можно предположить наличие углового несогласия между нижним протерозоем и синием. Направление верхнепротерозойских складчатых структур, а также сопровождавших эту складчатость гранитов на территории листа наблюдать не удалось. Предполагается, что складчатые структуры кембрийских и синийских отложений сформировались в результате нижнепалеозойской орогении, сопровождавшейся образованием гранитов. На синтетектоничность некоторых гранитов (например, лейкократовых катаклазированных гранитов) указывает согласная со структурами синийских и кембрийских образований форма

этих интрузий, послойная инъекция гранитной магмы во вмещающие породы, приуроченность гранитных массивов к ядру антиклинальной складки.

На протяжении среднего и верхнего палеозоя вплоть до начала мелового периода территория листа, по-видимому, была областью поднятия. За исключением кислых эффузивов перми, никаких других пород соответствующего возраста здесь не обнаружено.

Пермские кислые эффузивы образуют пологие складки северо-восточного простирания с углами падения крыльев не более 30—35°.

В северо-восточной части территории листа сохранились континентальные верхнеюрские нижнемеловые отложения талынжанской свиты, собранные в пологие широкие складки северо-восточного простирания. Углы падения не превышают 10°, пологое залегание пород очень хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Примерно так же дислоцированы нижнемеловые породы ургальской свиты, залегающей в Тирминской котловине с углами падения 10—15°. К концу мела складчатые движения в районе прекратились, так как верхнемеловая цагайская и плиоценовая и нижнечетвертичная белогорская свиты лежат горизонтально.

Разрывные нарушения типа сбросов и надвигов были заложены еще в нижнем палеозое. Многие из них были обновлены в верхнем и среднем палеозое. Выделяются три группы разломов:

1. Наиболее крупные разломы (региональные), заложенные в нижнем палеозое. Они прослеживаются на десятки километров и имеют северо-восточное простирание. В верхнем палеозое по ним произошло внедрение лейкократовых гранитов и излияние кислых эффузивов. По этим же разломам, обновленным в мезозойское время, произошло внедрение жильных пород. Разломы контролируют мощные зоны (1—3 км) катаклаза и мусковитизации пород. Эти зоны были встречены в раннепалеозойских порфировидных и ранне-среднепалеозойских равномернозернистых биотитовых гранитах, вблизи контактов с лейкократовыми гранитами.

2. Вторая группа разрывов, имеющая также северо-восточное простирание, прослеживается на 1—4, реже на 10—20 км. Эти разрывы, по-видимому, были заложены в начале мезозоя. По некоторым из них проходят контакты между лейкократовыми и равномернозернистыми биотитовыми гранитами, между лейкократовыми гранитами и ниже-верхнеюрскими меловыми отложениями талынжанской свиты. Эти разрывы контролируют зоны катаклаза и миконитизации, зоны окварцевания (район высоты 1109 м) и жилы мезозойских гранит-порфиров и диоритовых порфиров. Мощность тектонических зон исчисляется от

сантиметров до десятков метров. Амплитуда сбросов невелика и не превышает 100—150 м.

3. Наиболее молодые разрывные нарушения северного, северо-западного и широтного простирания. Эти нарушения хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, по ним частично проходят долины рек Талой и Таканцы, а в истоках правых притоков Садылга и по левобережью Садылгачана они хорошо выражены в рельефе (в виде уступа). Такие нарушения секут все предыдущие разрывы. Они прослеживаются на 10—20 км. Их образование связано, по-видимому, с верхнемезозойскими, возможно, с кайнозойскими тектоническими движениями.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф района сформирован процессами эрозии, происходившими на фоне блоковых и эпейрогенических движений.

На территории листа выделяются эрозионно-тектонический и скульптурно-аккумулятивный типы рельефа.

ЭРОЗИОННО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЛЬЕФ

По морфологическим особенностям эрозионно-тектонический рельеф подразделяется на среднегорный расчлененный, низкогорный сильно расчлененный и низкогорный слабо расчлененный.

Среднегорный расчлененный рельеф на территории листа имеет широкое распространение. Типичными формами его являются крутосклонные горы, интенсивно расчлененные V-образными и ящикообразными долинами. Крутизна склонов обычно составляет 35—45°, у основания они нередко скалистые, почти отвесные. Вершины гор имеют сглаженные или уплощенные формы. Абсолютные отметки вершин достигают 698—1051 м. Субстратом этого рельефа служат метаморфические породы нижнего протерозоя, кислые эффузивы перми, а также граниты верхнего палеозоя. Там, где рельеф развит на гранитном субстрате, нередко наблюдаются останцы выветривания горных пород. Последние слагают отдельные вершины или водораздельные гребни.

Образование этого типа рельефа можно объяснить сравнительно молодыми блоковыми движениями.

Низкогорный сильно расчлененный рельеф занимает водораздельные пространства рек Обдерган — Кузнециха — Таланга, бассейны рек Кандал, Енна, Садылга, левобережье р. Буря в районе р. Сектагли и скалы Собор. Этот тип рельефа приурочен к площади развития грубозернистых лейкократовых и порфировидных гранитов верхнего палеозоя. Он характеризуется небольшими абсолютными отметками сопок, не

превышающими 481—593 м, крутыми (25—30°) у основания скалистыми склонами, плоскими, очень редко конусообразными вершинами сопок. Расчленен рельеф густой сетью речных долин, имеющих ящикообразную и корытообразную формы. В пределах описываемого рельефа на плоских вершинах (вдоль Бурен и на водоразделах рек Кандал — Правая Хара, Кандал — Тирма) наблюдаются рыхлые песчано-валунно-галечниковые отложения ($N_2 + Q_1^{bg}$). Присутствие последних указывает на существование в нижнечетвертичное время на территории листа несколько иного направления гидросети, чем в настоящее время.

Образование данного типа рельефа обусловлено не только структурными особенностями пород субстрата, но также матрацевидной и параллелепипедальной отдельностями в гранитах и тектоническими движениями блокового типа.

Низкогорный слабо расчлененный рельеф занимает северо-восточную и юго-западную площади листа, охватывая бассейны Гонгора, верхнего и среднего течения Талой, Таканцев и Садылга.

Морфологически этот тип рельефа представляет собой всхолмленную поверхность с небольшими возвышенностями, абсолютные отметки которых колеблются в пределах от 300 до 595 м. Водораздельные пространства широкие, иногда плоские с пологими склонами (8—13°), плавно переходящие в выположенные корытообразные долины. Относительные превышения вершин над днищами долин достигают 100—250 м.

В геологическом отношении этот тип рельефа приурочен к почти горизонтально залегающим осадочным отложениям талынжанской свиты (водораздел рек Талая — Таканцы).

В юго-западной части площади листа низкогорный сильно сглаженный рельеф развит на гранитном субстрате. Приуроченность его к гранитам здесь можно объяснить молодыми блоковыми движениями.

СКУЛЬПТУРНО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

На описываемой территории выделено три комплекса террас.

Комплекс низких террас представлен двумя аккумулятивными террасами: а) поймой высотой от 0,3—0,4 до 1,5—2 м, сложенной песчано-галечниковыми отложениями, и б) первой надпойменной террасой высотой 2—4 м, сложенной рыхлыми песчано-галечниковыми отложениями. Террасы этого комплекса наблюдаются почти по всем рекам района, причем наиболее широко распространены они в верхнем течении крупных рек в пределах развития сглаженного рельефа. Ширина террас колеблется от 30—40 до 500—700 м (реки Гонгор, Талая, Таканцы, Кандал, Садылга и др.). На поверхности надпоймен-

ных террас часто встречаются болота, озера, образовавшиеся за счет стариц рек.

Комплекс террас средней высоты объединяет террасы высотой от 5 до 6—10 м, сохранившиеся в виде обрывков по рекам Бурей, Тирма, Ниж. Мельгин, Канда. Среди них выделяются аккумулятивные и смешанные (цокольные) террасы. Первые довольно хорошо прослеживаются и имеют большую ширину. Высота их одинаковая.

Аккумулятивные террасы и верхние части цокольных террас сложены песчано-галечниково-валунным материалом с примесью супеси. Возраст рыхлых отложений террас нижнего и среднего комплекса определяется как Q₄.

Комплекс высоких террас имеет сравнительно ограниченное распространение. Террасы высотой 30—80 м наблюдаются по рекам Ниж. Мельгин, Канда, Кайлачам, Алтаха и у развилка рек Таканцы—Мал. Таканцы. Ширина террас достигает 1—2 км.

Возраст рыхлых отложений этих террас определяется как верхи среднего и низы верхнего отделов четвертичной системы.

К этому типу рельефа необходимо отнести плоские вершины сопок (левобережье Кандала, лево- и правобережье Бурей в районе скалы Собор и р. Сектагли, водораздельные пространства рек Правая Хара—Канда, Майдакан—Сектагли), сложенные плиоценовыми—нижнечетвертичными рыхлыми образованиями.

Этот тип рельефа характеризуется плоскими заболоченными поверхностями, возвышающимися над уровнем рек на 120—140 м.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Специальных гидрогеологических исследований на территории данного листа не производилось. Все данные о химическом составе подземных вод взяты из отчетов А. Н. Никифорова и А. Ф. Баранова (1945), М. Ю. Жилина и С. Ф. Усенко (1952).

Подземные воды могут быть подразделены на трещинные и пластово-поровые.

ТРЕЩИННЫЕ ВОДЫ

Трещинные воды приурочены к гранитоидам, кислым эффузивам и верхнеюрским—нижнемеловым осадочным отложениям.

Воды гранитоидов циркулируют по трещинам выветривания, отдельности и тектоническим. Циркуляция вод по трещинам выветривания ввиду резкого уменьшения трещиноватости с увеличением глубины ограничивается сравнительно небольшой глубиной (до 60 м). Источники зоны выветривания обладают непостоянным дебитом, всецело зависящим от количества атмосферных осадков. Обычно он составляет 0,1—0,25 л/сек, а после выпадения осадков увеличивается в 1,5—2

раза. Источники, приуроченные к трещинам отдельности, также находятся в прямой зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков. С глубиной циркуляция вод по трещинам резко уменьшается.

Наиболее водообильными являются источники, приуроченные к тектоническим трещинам. Эти источники обладают относительно постоянным дебитом. На Солокачинском месторождении, расположенном на территории листа М-52-XXIV, дебит источников достигает 1 л/сек. Здесь также встречена самоизливающаяся вода, обнаруженная скважинами на различных глубинах. На глубине 40 м дебит скважины при самоизливе был равен 0,1 л/сек, на глубине 103 м—0,05 л/сек при пьезометрическом уровне 0,5 м над поверхностью земли, на глубине 56 м—2 л/сек и т. д.

О химическом составе трещинных вод можно судить по данным анализов вод Солокачинского месторождения (Жилин, Усенко, 1952).

Формулы химического состава воды (по Курлову) из скважин 26 и 46 соответственно следующие:

$$M_{0,160} \frac{HCO_{96}^3 SO_2^4 Cl_2}{Ca_{46} Na_{28} Mg_{26}};$$

$$M_{0,180} \frac{HCO_{92}^3 Cl_6 SO_2^4}{Ca_{54} Mg_{31} Na_{15}}.$$

Воды скважин слабоминерализованные, гидрокарбонатно-кальциевые и натровые с карбонатной жесткостью 5,32—8,47 град.

Температура трещинных вод сравнительно низкая (2—4°). Они прозрачные, бесцветные, приятные на вкус и пригодны для хозяйственно-питьевых целей.

Воды кислых эффузивов. Кислые эффузивы на территории листа располагаются на высоких гипсометрических уровнях, что создает хорошие условия для дренирования. По сравнению с гранитоидами эффузивы слаботрещиноваты. Источники в эффузивных породах встречаются редко и отмечаются весьма незначительным дебитом. Химический состав вод на листе М-52-XXIV, по данным А. И. Кончаковой, характеризуется следующей формулой (по Курлову):

$$M_{0,023} \frac{HCO_{100}^3}{Ca_{71} Mg_{15} Na_{14}}.$$

Эта вода относится к слабоминерализованной гидрокарбонатно-кальциевой с карбонатной жесткостью 0,4 град.

Воды верхнеюрских нижнемеловых осадочных отложений. Конгломераты и песчаники талынжанской

и ургальской свит являются благоприятной средой для циркуляции подземных вод. К северо-востоку от описываемой площади, в районе ургальского каменноугольного месторождения, в аналогичных отложениях (Райхлин и др., 1941—1944) скважинами были обнаружены фонтанирующие воды артезианского типа с наибольшим дебитом 4,77 л/сек.

На территории листа также можно предположить наличие артезианских вод, которое обусловлено наличием синклинальной структуры с углами падения крыльев 3—5°, а также наличием водоупорных толщ, представленных гранитами палеозоя и аргиллитами нижнего мела, первые из которых находятся в основании пород, а вторые в их кровле.

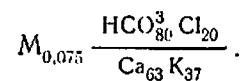
ПЛАСТОВО-ПОРОВЫЕ ВОДЫ

Пластово-поровые воды приурочены к рыхлым отложениям, современным аллювиальным и элювиально-делювиальным отложениям и осадкам белогорской свиты.

Воды современных аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений на территории листа имеют ограниченное распространение. Источники питания их в основном являются атмосферные и в меньшей степени трещинные воды.

Наиболее водообильными являются отложения пойменных и надпойменных террас. Водоносные горизонты в них приурочены к пескам и галечникам. Водоупором служат прослой многолетней мерзлоты, коренные породы или слои плотного глинистого материала. Воды аллювиальных отложений пойменных террас залегают на небольшой глубине (0,5—2 м). Дебит источников, питающихся этими водами, 0,5—0,8 л/сек. Источники, связанные с отложениями надпойменных террас (Q_4 и Q_{2+3}) менее водообильны. Дебит их не превышает 0,02—0,4 л/сек.

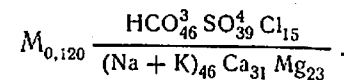
Химический состав аллювиальных вод бассейна Солокачи, по А. Н. Никифорову (1945), имеет следующую формулу:



Воды эти слабominерализованы, гидрокарбонатно-кальциевые, мягкие (карбонатная жесткость равняется 1,68 град.), вполне пригодны для питьевых и хозяйственных целей.

Подземные воды, приуроченные к элювиально-делювиальным отложениям, обнаруживаются повсеместно на водоразделах и склонах возвышенностей и имеют временный характер. Дебит этих источников, замеренный на склонах хр. Боринджа, колеблется в пределах 0,009—0,02 л/сек. После дождей дебит их увеличивается почти в два раза.

Химический состав элювиально-делювиальных вод, по А. Н. Никифорову (1945), на листе М-52-XXIV следующий:



Воды эти гидрокарбонатно-натриевые, хорошего качества. Общая жесткость 3,92 град.

Воды отложений белогорской свиты. Отложения белогорской свиты на территории листа, а также к югу от него, слабо обводнены. А. Н. Никифоров (1945), работавший на листе М-52-XXIV, отмечает отсутствие источников, выходящих из этих отложений. Скважины, пробуренные в них, были сухими. На этом основании А. Н. Никифоров делает вывод, что высокое гипсометрическое положение отложений белогорской свиты создает благоприятные условия для дренирования, вследствие чего водоносный горизонт в ней отсутствует.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известно четыре непромышленных месторождения молибдена — Кандальское, Среднекандадьское, Дарунское и Широкопадинское, а также проявления золота, молибдена, олова, вольфрама, тантала, ниобия, церия и ртути, каменного угля, флюорита и строительных материалов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь

В юго-восточной части района, вблизи совхоза Аланап, имеются выходы ургальской свиты (аркозовые песчаники, углестые сланцы и аргиллиты), среди которых встречаются мало-мощные (5—10 см) прослой каменного угля. На площади соседнего листа М-53-ХIII ургальская свита содержит рабочие пласты угля.

МЕГАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Свинец

В верховьях ключа, впадающего справа в р. Бол. Дарун, среди двуслюдяных гранитов, зафиксирована кварцевая жила с бедной вкрапленностью галенита. Мощность жилы 2 м, простираение меридиональное. Спектральным анализом штучной пробы установлено содержание свинца до 1%, серебра, висмута, цезия, галлия и бериллия до 0,01%.

В правобережных обнажениях Тырмы, в 1,5 км ниже устья р. Садылга, М. Ю. Жилиным (1952), в зоне разлома широтного простираения, секущей порфировидные биотитовые граниты,

встречена кварцевая жила мощностью 0,1 м с бедной вкрапленностью пирита и галенита.

В 8 км от устья р. Енны Л. В. Деверцовым (1937) в порфировидных биотитовых гранитах обнаружен кварцевый прожилок мощностью 1 см с бедной вкрапленностью галенита. В этом месте имеется зона нарушения, в пределах которой граниты сильно катаклазированы и секутся маломощными прожилками безрудного кварца. Практического значения все упомянутые рудные точки не имеют.

Мышьяк

Мышьяк имеет весьма ограниченное распространение и представлен арсенопиритом. В верховьях р. Кандаля, в русле ключа среди гнейсов наблюдались обломки жильного кварца с вкрапленностью арсенопирита. Спектральным анализом в штуфной пробе установлено присутствие мышьяка до 1%, цинка до 0,1%, свинца и серебра до 0,01%. Рудопоявление не имеет практического значения.

Золото

Золото встречено в 32 шлихах — по рекам Тырме, Талой, Бол. Чалбачу, Таканцам, Кандалу, Енне и Гонгору. Незначительное содержание золота в шлихах (1—2 золотишки на лоток), а также ограниченное его распространение не позволяют считать территорию листа перспективной на этот металл.

Олово

Рудопоявления олова довольно многочисленны. Сравнительно часто олово обнаруживается в спектрометаллометрических пробах, реже в шлихах в виде касситерита. Значительная концентрация касситерита в шлихах наблюдается в истоках р. Бол. Чалбач и на водоразделе Бол. и Мал. Чалбачи.

В 1956 г. здесь были проведены детальные поиски, в результате которых установлено, что участок сложен позднепалеозойскими лейкократовыми гранитами с довольно широким распространением жил, прожилков и шпир аплитов и пегматитов, а также даек гранит-порфиров. В делювиальных россыпях на левом склоне долины Бол. Чалбач и на правом склоне долины его первого правого притока были встречены глыбы гранита с кварцевыми прожилками и грейзеновыми оторочками вдоль прожилков. Мощность грейзеновых оторочек от 1 до 10—15 см. Кварцевые жилы в коренном залегании из-за развития крупноглыбового делювия не были вскрыты.

Минералогический анализ шлихов из делювия показал, что в подавляющем большинстве в них присутствует касситерит и реже вольфрамит в количестве от единичных зерен до 5 г на

1 м³ промытой породы. Наибольшая концентрация касситерита отмечалась в выработках на левом склоне долины Бол. Чалбач. Содержание олова в пробах (по данным спектрометаллометрического опробования) обычно составляет тысячные, редко сотые доли процента.

По характеру околосильных изменений и по ассоциации минералов в шлихах оловянно-вольфрамовое оруденение в верховьях бассейна Бол. Чалбач относится к типу оловоносных грейзенов. По элементам-примесям, как показал спектральный анализ отобранного чистого касситерита, он ближе всего подходит к месторождениям высокотемпературного пневмато-гидратогенного типа. В 1957 г. в верховьях бассейна р. Бол. Чалбач была проведена повторная спектрометаллометрическая съемка по сетке 100×50 м. В отобранных спектрометаллометрических пробах было установлено присутствие Sn, Mo, Pb до 0,003% и только в двух пробах количество Zn достигало 0,03%.

Оценивая перспективы оловянной минерализации в бассейне р. Бол. Чалбач, можно сделать следующие выводы.

Широкое развитие мелких пегматитовых тел и маломощных кварцевых жил с наличием олова и реже вольфрама может дать только незначительные месторождения с чрезвычайно неравномерным (гнездовым и кустовым) распределением полезного ископаемого, как это свойственно данному генетическому типу руд. Разведка и изучение рудопоявлений подобного типа в Верхне-Буреинском районе не привели к открытию промышленных месторождений.

Россыпи касситерита также не представляют интереса из-за неблагоприятных морфологических условий. Долина р. Чалбач в верхнем течении имеет корытообразную форму и совершенно лишена террас. Алювий русла представлен в основном крупноглыбовым материалом.

В верховьях ключа, впадающего в р. Тырма в 3 км выше устья Садылги, среди биотитовых гранитов в 1956 г. были встречены обломки пегматитов и альбитизированной породы. Спектральным анализом в альбитизированной породе установлено содержание олова до 1%, свинца, церия, галлия и меди до 0,01%. Под микроскопом в шлифе установлено наличие касситерита (шесть зерен). В 1957 г. с целью проверки детально осмотрены оба склона долины этого ключа. В процессе работ было взято 100 металлометрических проб и пройдено 60 м² канав. Канавами вскрыт маломощный (не выше 10 см) выклинивающийся прожилок альбитизированной породы.

Простирание прожилка почти широтное юго-восточное 105°, падение юго-западное под углом 20°, прослежен он на 15 м. Рудопоявление приурочено к порфировидным биотитовым гранитам. Микроскопическое изучение породы показало, что она состоит из кварца и калиевого полевого шпата (до 20—25%) и цементирующей мелкозернистой основной массы (75—80%).

состоящей в основном из вторичного кварца и альбита с примесью граната и единичных зерен касситерита.

Наличие олова установлено спектральным анализом только в одной бороздовой пробе (0,001 %).

Вольфрам

В большинстве шлихов, отобранных на площади данного листа, встречается шеелит, редко вольфрамит. Наибольшая концентрация вольфрамита отмечается в шлихах, взятых из делювия на склонах долины р. Большой Чалбач. Содержание вольфрамита колеблется от единичных зерен до 100.

Молибден

Описываемая территория наиболее богата рудопроявлениями молибдена. В районе известны месторождения молибдена, а также молибден, обнаруженный в ряде пунктов при шлиховом и спектрометрическом опробовании.

Кандаласькое месторождение (21)¹ расположено на правом и левом склонах долины р. Кандал, в 2 км от устья. Месторождение находится в палеозойских розовато-серых порфировидных биотитовых гранитах, прорванных гранит-порфирами и антитовидными гранитами.

Граниты рассечены серией кварцевых жил с молибденитом неправильной формы, изгибающихся и ветвящихся. Длина жил не превышает 20—45 м, мощность 0,2—0,4 м. Рудные жилы пересечены дайками лампрофира, а последние, кроме того, кварц-колчеданными жилами с молибденитом, пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом и золотом, которое обнаружено только химическими анализами.

Минеральный состав руд следующий: кварц, пирит, молибденит, мусковит, висмут, халькопирит, карбонаты, хлорит. Среднее содержание в рудах молибдена не превышает 0,12—0,15 %.

Небольшая мощность и протяженность рудных тел, а также низкое содержание в рудах молибдена определяют непромышленный характер месторождения.

Среднекандаласькое месторождение (20) расположено на левом склоне долины р. Кандал, в 8 км от устья. Геологическое строение месторождения простое. Район его сложен розовато-серыми порфировидными биотитовыми гранитами, прорванными дайками антитов, пегматитов, кварцевых порфиров, фельзитов и порфиров.

Молибденоносность связана с кварцево-слюдяными и кварцевыми жилами, а также с околожильной грейзенизацией. Простирание рудных жил северо-западное, близкое к широтному,

с падением на северо-восток под углом от 59 до 90°. На месторождении вскрыто более 40 кварцево-слюдяных и кварцевых жил мощностью 1—2 см, редко достигающих 10—25 см.

Минеральный состав руд: кварц, светлая слюда, флюорит, молибденит, пирит, халькопирит. Вторичные минералы представлены молибденитом. Содержание молибдена, по данным спектрального анализа, до 0,1 %. Околожильные изменения выражаются в грейзенизации гранитов на расстоянии от 1—2 до 10 см от зальбандов жил. Грейзенизированные граниты также содержат молибден в количестве до 0,01 %.

М. Ю. Жилин (1952), проводивший в 1950 г. поисковые работы на месторождении, дает ему отрицательную оценку.

Дарунское месторождение (12), расположенное на левом берегу р. Тырмы, выше устья р. Бол. Дарун, генетически связано с ранне-среднепалеозойскими двуслюдяными гранитами. В них залегает линза площадью около 1200 м² кварц-полевошпатовых пород. Падение линзы юго-восточное под углом 35—45°.

Породы, вмещающие рудоносную линзу, грейзенизированы и окварцованы. Рудоносная кварц-полевошпатовая порода состоит главным образом из кварца с мелкими скоплениями или просто вкрапленностью отдельных листочков молибденита. Кроме молибденита, в рудах установлен вольфрамит, пльменит, халькопирит, висмутин. Содержание молибдена в рудах в среднем 0,04 % (колебания от 0,02 до 0,25 %).

На основании изучения рудных образований в пределах дарунских двуслюдяных гранитов П. С. Парашенко и К. П. Лященко (1939 г.) отмечают, что для этих гранитов характерны залегающие в них и генетически с ними связанные кварц-полевошпатовые тела с резким преобладанием в них кварца. Молибденоносные рудные тела во всех известных случаях оказались непромышленными.

Широкопаднское месторождение (11) расположено на правом склоне долины р. Тырмы, против устья ключа Широкая Падь. Район месторождения сложен крупнозернистыми биотит-роговособманковыми гранитами.

Молибденовое оруденение приурочено к зальбандам кварц-полевошпатовых жил, в местах скопления слюды. Простирание рудных тел изменчиво: от северо-западного 330° до северо-восточного 30°, углы падения не превышают 40°. Мощность жил в среднем колеблется от 0,4 до 3,7 м (максимальная мощность 4,1 м). По простиранию жилы прослежены до 62—110 м. Среднее содержание молибдена в рудах не превышает 0,003 %. Генетически месторождение связано с двуслюдяными гранитами. М. Ю. Жилин (1952) на основании ревизионных работ дает отрицательную оценку этому месторождению.

Кроме перечисленных выше месторождений, напротив устья Садылги в порфировидных биотитовых гранитах, обнажаю-

¹ Цифры в скобках соответствуют номерам месторождений на карте.

щихся по левобережью Тырмы, М. Ю. Жилиным (1952) встречена бедная вкрапленность молибденита, не имеющая практического значения (15).

В 1,2 км ниже устья Садылги в порфировидных биотитовых гранитах, слагающих правобережье обнажения Тырмы, Л. В. Деверцовым (1937) описаны тонкие кварцевые прожилки на площади размером 1×2 м с интенсивной вкрапленностью молибденита и гнездышками флюорита голубовато-зеленого цвета (18), практического интереса не представляющими.

На левом берегу Тырмы, в 120 м выше устья р. Канда (Жилин, 1952), в скальном обнажении порфировидных биотитовых гранитов не плоскости трещины отдельности обнаружены примазки молибденита размером до 4 см, не представляющие практического интереса (22).

В 2,5 км выше устья ключа Тыган, на правом склоне долины Тырмы (24) в 1936 г. Н. А. Худяковым-Павловым отмечена зона измененных порфировидных биотитовых гранитов с гнездовыми обособлениями разноцветного флюорита, содержащими молибден. Граниты прорваны дайкой аплитовидных гранитов, содержащих пегматитовые шпильки. В гранитах наблюдается зона тектонического нарушения широтного направления, падающая на юг под углом 50°.

В западной части зона нарушения перекрывается аллювиальными отложениями р. Тырмы. Мощность зоны здесь не превышает 0,5 м. К востоку она увеличивается до 17 м и затем уменьшается до 3 м. Она представлена гидротермально-измененными каолинизированными, хлоритизированными и окварцованными гранитами. В ее пределах отмечаются пять кварцевых жил, два флюоритовых прожилка и разрушенная жила диоритовых порфиринов (дюрудная). Простираение жил и прожилков широтное, падение на юг под углом 50°. Мощность кварцевых жил достигает 0,2—0,4 м, флюоритовых прожилков 3—5 см. Протяженность жил не превышает 25 м и только одна кварцевая жила, достигающая мощности 0,1—0,4 м, прослежена на 60 м.

Спектральным анализом в бороздовых и штуфных пробах, отобранных из жил, установлено содержание молибдена до сотых долей процента. Максимальное содержание его лишь в одной пробе достигает 0,15%; содержание же других компонентов не превышает сотых долей процента.

Небольшие размеры рудных тел и низкое содержание в них молибдена и флюорита определяют непромышленный характер рудопроявления.

На правом берегу Тырмы, ниже устья ключа Тустах (Жилин, 1952; Васильева, 1957) у контакта нижнепалеозойских порфировидных биотитовых гранитов с прорывающим их небольшим штоком гранодиоритов, обнаружена зона сульфидного орудене-

ния (27). Мощность зоны около 10 см, падение близкое к вертикальному, простираение северо-восточное 40—50°. Рудная зона сложена сильноокварцованными гранитами, с большим количеством свежего мелкочешуйчатого биотита, с вкрапленностью пирита и пирротина. Спектральным анализом пяти штуфных проб установлено присутствие марганца (до 1%), никеля, ванадия, молибдена, меди до 0,1% (каждого) и галлия (до 0,01%).

Практического значения рудопроявление не имеет.

Шлиховым опробованием молибденит установлен в аллювии рек Ниж. Мельгия, Таканцы, Кузнечиха, Обдерган, Таланга, Гонгор, Большой Дарун, Канда, Енна, Уллаконик и Тырма. Содержание молибденита здесь не превышает 9 зерен на лоток. Практического значения эти находки не имеют, так как молибденит попадает в аллювий рек в результате размыва вышеописанных непромышленных месторождений и позднепалеозойских лейкократовых гранитов.

Спектротометрическим опробованием на территории листа установлено широкое распространение молибдена, однако содержание его в пробах очень низкое.

Тантал, ниобий, иттрий

Минералом, содержащим тантал и ниобий, является фергусонит, обнаруженный в шлихах, отобранных на левом склоне долины Алхаты, а также в верховьях р. Большой Чалбач и в левых притоках Тырмы.

Содержание фергусонита в делювиальных отложениях по р. Алхате достигает 50 зерен (обычно же несколько зерен на лоток, т. е. на 0,01 м³ промытой породы). На площади, где встречен фергусонит, развиты нижнепалеозойские граниты, прорванные жилами пегматитов, кварца и аплитов.

В протоочках бороздовых проб из пегматитовых и кварцевых жил обнаружено до 0,001% фергусонита. Химическим анализом в этих пробах зафиксированы следы ниобия. Концентраций фергусонита, имеющих практическое значение, не обнаружено, но не исключена возможность их нахождения в пегматитах.

При более детальных исследованиях необходимо обратить внимание на пегматитовые поля. Наибольшее распространение пегматиты имеют в равномернозернистых биотитовых и двуслюдяных гранитах и во вмещающих их породах.

Минералом, содержащим иттрий, является ксенотим. Он имеет довольно ограниченное распространение и концентрируется в основном в бассейнах рек Бульдако, Уллаконика, Садылги, Гонгора, Чиндах. Содержание ксенотима колеблется от единичных зерен до 100 зерен на шлик. Развитие ксенотима связано с лейкократовыми позднепалеозойскими гранитами.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Флюорит

На территории листа М-52-ХVIII известен ряд рудопоявлений флюорита. На правом берегу Тырмы, в 120 м выше устья Токчока (13), обнаружена кварцево-флюоритовая жила среди диабазов, которые прорывают двуслюдяные граниты раннего-среднего палеозоя. Простирается жила и дайки северо-восточное 5—10°, падение вертикальное. Мощность жилы 20—40 см. Центральная часть ее мощностью 5—10 см сложена сплошным мелкозернистым серым кварцем, зальбанды — флюоритом.

По левобережью Тырмы, в 1 км выше устья Джанкыра (14), в лейкократовых гранитах наблюдается 2—3-сантиметровый кварцевый прожилок с флюоритом. Падение прожилка на северо-восток 60°, угол 48°. По Л. В. Деверцову (1937) это флюоритовое оруденение приурочено к ряду близко расположенных маломощных параллельных нарушений широтного направления.

Ввиду небольших размеров рудных тел практического значения флюоритовое оруденение не имеет.

Морион

На р. Мал. Таканцы в делювиальной осыпи в области разнотия лейкократовых верхнепалеозойских гранитов найден крупный кристалл мориона (длина 13 см, поперечник 5 см). В результате дальнейших поисков в лейкократовых гранитах был обнаружен занорыш с многочисленными кристаллами мориона длиной 1—15 см с максимальной толщиной 10 см. В верховьях р. Бол. Чалбач при проведении горных работ в делювии найдено еще несколько кристаллов мориона. Необходимо учесть эти находки морионов в лейкократовых гранитах. Возможно, что среди них окажутся кристаллы, пригодные для пьезооптического сырья.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Карбонатные породы

На территории листа карбонатные породы представлены мраморами, известняками и доломитами. Все они могут быть использованы как бутовый камень и облицовочный материал, но не в качестве флюсов из-за высокого содержания в них SiO_2 , MgO . Результаты химических анализов карбонатных пород приводятся в табл. 4.

Мраморы

Мраморы, связанные с нижнепротерозойскими отложениями, распространены на левобережье Буреи.

Усть-Талаинское месторождение мраморов (3) является наиболее крупным. Расположено оно на левом берегу Талой, в 4 км от устья. Мраморы залегают среди амфиболовых

сланцев и инъекционных гнейсов нижнего протерозоя в виде линзы длиной 1500 м и средней мощностью 150 м. Ориентировочные запасы их составляют 40—50 млн. м^3 .

Таблица 4

Месторождения и наименование пород	Содержание, %						
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	CO_2
Сектаглинское; известняк (сильно окварцованный)	26,03	1,04	0,6	38,5	3,03	0,04	28,62
Сектаглинское; доломит (окварцованный)	8,09	0,8	0,41	31,8	20,18	0,12	38,5
Левобуреинское; мрамор доломитовый (скарнированный)	7,54	0,24	0,63	30,44	20,56	0,00	37,96

Левобуреинское месторождение мраморов (4—6) расположено на левобережье Буреи, на водоразделе рек Бурея — Талая. Оно представляет собой ряд небольших линзовидных тел мощностью 3—5 м и протяженностью несколько метров, залегающих среди амфиболовых сланцев протерозоя. Месторождение непромышленное.

Месторождение мраморов р. Таканцы (2) расположено на левом склоне долины, в 3 км выше устья. Линза мраморов входит в состав нижнепротерозойской метаморфической толщи. Длина линзы 1 км, средняя мощность 500 м. Ориентировочные запасы 100 млн. м^3 .

Известняки и доломиты

Сектаглинское месторождение известняков и доломитов (1) расположено в верховьях р. Сектагли, на правом склоне долины. Известняки темно-серого цвета образуют линзообразную залежь в синицких отложениях. Залежь прослеживается по простиранию на 1500 м при средней мощности 100 м. Кроме известняков, на месторождении имеются доломиты, часто окварцованные.

Строительные камни

Среднезернистые, мелкозернистые и порфировидные палеозойские граниты хорошо поддаются обработке и используются в железнодорожном строительстве при возведении мостовых устоев. Запасы их в районе практически неограничены.

Галечники

Галечники, валунники и гравий пользуются в районе широким распространением на водоразделах рек Хара и Канда, Канда и Тыган. Они слагают также косы, острова и аккумуля-

Таблица 5

Ионные формы	Аналитик Иода- кис, 1910 г.			Хим. лабор. ВИМСа, 1935 г.			Аналитик С. М. Кислюк, 1940 г.		
	мг/л	мг-экв	мг-экв, %	мг/л	мг-экв	мг-экв, %	мг/л	мг-экв	мг-экв, %
Катионы Na ⁺ + K ⁺	52,5	2,285	88,8	49,25	2,142	76,64	Следы	—	—
Mg ⁺⁺	7,9	0,205	8,0	—	—	—	Следы	—	—
Ca ⁺⁺	—	—	—	0,87	0,071	2,51	35,40	2,91	92,10
Fe ⁺⁺	1,6	0,080	3,2	11,66	0,582	20,82	4,86	0,25	7,90
		2,568	100,0		2,795	100,0		3,16	100,0
Анионы Cl ⁻	67,2	1,895	73,8	11,87	0,334	14,85	16,10	0,45	14,95
SO ₄ ⁼⁼	—	—	—	12,89	0,269	11,95	53,92	1,10	36,54
HCO ₃ ⁻	11,7	0,391	15,2	100,5	1,647	73,20	88,31	1,46	48,50
HSiO ₃ ⁻	27,9	0,282	11,0	—	—	—	—	—	—
		2,568	100,0		2,250	100,0		3,01	100,0
SiO ₂	—	—	—	60,0	—	—	33,20	—	—
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	4,00	—	—
N ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
N ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—
NH ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сухой остаток	—	—	—	217,0	—	—	205,2	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	54,1	—	—
CO ₂ свободный	—	—	—	—	—	—	2,5	—	—
Жесткость	—	—	—	—	—	—	8,8	—	—
pH	—	—	—	—	—	—	7,50	—	—
Окисляемость	—	—	—	—	—	—	3,2 мг	кисл. на 1 л	—
Формула воды	M _{0,2} Cl ₂₄ HCO ₃ ³ ₁₅ SiO ₃ ³ ₁₁						M _{0,2} HCO ₃ ³ ₄₈ SO ₄ ⁴ ₃₇		
	Na ₈₉ K ₃						Mg ₉₂		

тивные террасы по рекам Буря, Талая, Таканцы и Тырма. Они могут быть использованы как строительный материал для различных сооружений.

Пески

Пески распространены в основном по крупным рекам (Буря, Ниж. Мельгин, Тырма) на высоких береговых косах, на участках замедленного течения рек. Они встречаются также на высоких 8—10-метровых террасах. Пески аркозового состава, неравномернозернистые. Эксплуатация песков возможна только небольшими карьерами. Запасы песков ограничены.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Минеральный источник Горячий Ключ (28) расположен в среднем течении Тырмы там, где она пересекает хр. Боринджа. Термальная вода выходит среди валунов гранита и аллювиальных отложений, образуя небольшой бассейн на левом берегу Тырмы, в 7 м от русла и на высоте 1 м над меженным уровнем реки. Температура воды в источнике +36,8° по данным Я. А. Макарова (1938), +34° по данным П. И. Кузина (1935) и +38° по данным В. В. Васильевой (1956). Дебит источника 3 л/сек или 260 м³/сутки.

Химический состав воды Тырминского горячего источника приводится в табл. 5.

Вода щелочная слабominеральная, но с высоким содержанием кремнекислоты. Из анионов в воде преобладает гидрокарбонат, из катионов, вероятно, натрия (в анализах нет раздельного определения натрия и калия).

Вода при выходе из источников бесцветная, прозрачная, с резким запахом сероводорода и неприятным привкусом. При стоянии на воздухе мутнеет и дает небольшой осадок следующего состава (в мг на 1 л воды): SiO₂ 76,44, Fe 1,89, Al 22,86, Ca 7,68, Mg 1,45, в окислах: Fe₂O₃ 2,7, Al₂O₃ 62,12, CaO 10,75, MgO 5,09. Из источника наблюдается выделение пузырьков газа. Анализ пробы, отобранной Н. М. Богатковым (1952 г.), показал следующий состав газа: сероводорода и углекислоты 0,6%, азота 98,2% и аргона, ксенона, криптона 1,2%.

Результаты радиогидрологического анализа показали, что вода характеризуется повышенным содержанием радиоактивных элементов, содержание урана достигает 7,5 · 10⁻⁶ г/л.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории листа в течение ряда лет проводились поисково-разведочные работы на молибден, олово и другие металлы. Указанными выше исследователями, а также в результате работ последних лет дана отрицательная оценка всех выявленных рудопоявлений и месторождений. Находки крупных месторождений полезных ископаемых маловероятны, так как интрузии, с которыми могли быть связаны месторождения, сильно эродированы.

При проведении геологических исследований более крупного масштаба необходимо обратить внимание на минералы тантала, ниобия (фергусонит) и иттрия (ксенотим), обнаруженные в шлихах по р. Бол. Чалбач, в левых притоках Тырмы, по р. Бульдако и др., а также следует обратить внимание на поиски бериллия, так как на соседнем листе М-52-ХII было обнаружено рудопоявление этого элемента.

ЛИТЕРАТУРА

- Атаманчук А. Ф., Тетерин П. А. Отчет о работах 2-й Комсомольско-Амгунской партии в междуречье Бурея—Амгунь (Кур-Урмийский район, Хабаровский край) летом 1939 г. 1939. Фонды ДВГУ.
- Атаманчук А. Ф. Отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения р. Урми в 1940 г. 1940. Фонды ДВГУ.
- Баранов А. Ф. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в районе Умалытинского молибденового месторождения в междуречье Бурея—Амгунь (Кур-Урмийский район, Хабаровский край) летом 1939 г. 1939. Фонды ДВГУ.
- Богатков Н. М. Минеральные источники Хабаровского края. 1957. Фонды ДВГУ.
- Брагинский С. М. Отчет о геологических исследованиях в южной части листа М-53-VI в 1958 г. 1959. Фонды ДВГУ.
- Брагинский С. М. Отчет о геологических исследованиях в северо-восточной части листа М-53-VI в 1959 г. 1960.
- Бурый И. В. Геологические исследования в среднем течении р. Тырмы, левого притока р. Бурен. 1933. Фонды ДВГУ.
- Васильева В. В. Геологическое строение южной части листа М-52-XII (Отчет 2-й Буренской геологосъемочной партии № 707 по работам 1955 г.). 1956. Фонды ДВГУ.
- Васильева В. В. Геологическое строение южной части листа М-52-XVIII партии № 13 за 1956 г. 1947. Фонды ДВГУ.
- Васильева В. В. Отчет о геологических исследованиях в восточной части листа М-52-XVIII в 1957 г. с данными контрольно-уязочных маршрутов. 1957. Фонды ДВГУ.
- Васильев Л. Г. Геологическое строение северо-западной части листа М-52-XVIII. Отчет о работах Буренской геологосъемочной партии № 14 за 1956 г. 1957. Фонды ДВГУ.
- Власов Г. М. Отчет о поисково-съемочных работах Яуринской партии в Тырминском районе, участок нижнего течения рек Яури и Бельгету. 1935—1936. Фонды ДВГУ.
- Власов Г. М. Геология и угленосность площади среднего течения р. Тырмы ДВК (отчет о геологосъемочных работах Тырминской геологической экспедиции ДВГУ летом 1942 г.). 1943. Фонды ДВГУ.
- Воларович Г. П. Геологический очерк Малого Хингана. Сб. «Геолого-петрографические исследования Малого Хингана». 1939. Изд. АН СССР.
- Глушков А. П., Луцкина Н. В. Промежуточный отчет Хинганской картосоставительской партии за 1954 г. по теме: «Составление геологической карты Малого Хингана в масштабе 1:500 000». 1955. Фонды ДВГУ.
- Глушков А. П., Луцкина Н. В., Радишевский В. И. Информационный отчет Хинганской картосоставительской партии за 1955 г. по теме: «Составление геологической карты Малого Хингана в масштабе 1:500 000». 1956. Фонды ДВГУ.

- Давыдова Т. И., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Буренском бассейне. Госгеолиздат, 1949.
- Деверцов Л. В. Отчет о геологопоисковых работах в Верхне-Буренском районе. 1937. Фонды ДВГУ.
- Жилин М. Ю. Отчет о поисково-разведочных работах на молибден в нижнем течении р. Тырма (левого притока р. Бурен) в 1950 г. 1952. Фонды ДВГУ.
- Жилин М. Ю., Усенко С. Ф. Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Солокачинском сурьмяном месторождении в 1950—1952 гг. с подсчетом запасов на 1 августа 1952 г. 1952. Фонды ДВГУ.
- Золотов М. Г., Кузьмичев В. А. и др. Объяснительная записка к листу М-52-XXX (Облучье). 1956.
- Ицксон М. И., Хейфец И. З. Геологическое строение и рудоносность района среднего течения рек Бурен и Тырмы (Отчет Буренской экспедиции ВСЕГЕИ—ДВГУ о геологопоисковых работах на редкие металлы в системе рек Бурен, Тырмы и Гонгора в 1941—1942 гг.). 1942. Фонды ДВГУ.
- Кашковский В. А. и др. Геологическое строение части листов М-52-XXIV и М-52-XXX (Отчет о работах Яуринской геологосъемочной партии № 705 за 1955 г.). 1956. Фонды ДВГУ.
- Кропоткин П. Н. Краткий очерк тектоники и палеогеографии южной части Советского Дальнего Востока. Изд. АН СССР. Вопросы геологии Азии, т. 1. 1954.
- Кошман П. Н., Сенкевич В. Г. Отчет о геологической съемке масштаба 1:50 000, произведенной в бассейне рек Биракан, Карагай и Мал. Каменушка (листы М-52-108-В, М-52-108-Г) в 1955 г. 1956. Фонды ДВГУ.
- Лучицкий И. В., Нагибина М. С. Материалы по петрографии изверженных и метаморфических пород бассейна р. Тырмы. Сб. посв. акад. Обручеву, т. II. 1939.
- Ляски Э. Я. Отчет о геологоразведочных работах на молибден в Буренно-Туонском районе ДВК. 1931. Рукопись, Фонды ДВГУ.
- Лященко К. П. Геология и полезные ископаемые части нижнего течения р. Тырмы, тр. ВИМС, вып. 144. 1939.
- Монин Н. А. Отчет о геологопоисковых работах по рекам Буре и Тырме за 1932 г. 1933. Фонды ДВГУ.
- Никифоров А. Н., Баранов А. Ф. и др. Отчет о геологоразведочных работах 1941 г. на Солокачинском месторождении сурьмяного блеска. 1945. Фонды ДВГУ.
- Онихимовский В. В. Геология системы рек Сутыр—Агдыня. 1939. Фонды ДВГУ.
- Онихимовский В. В. К геологии и металлогении средней части Верхне-Буренского района. 1946. Фонды ДВГУ.
- Онихимовский В. В. Геологический очерк Верхне-Буренского рудного района. 1951. Фонды ДВГУ.
- Парашенко П. С., Лященко К. П. Геологическое строение и полезные ископаемые части нижнего и среднего течения р. Тырмы. 1936. Фонды ДВГУ.
- Прокопичев А., Менделеев Е. Я. Геологический отчет Амурской экспедиции в 1956 г., 1955.
- Райхлин И. Б. Отчет о гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях в районе Ургальского каменноугольного месторождения. 1941—1942. Фонды ДВГУ.
- Рассказов Ю. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Хингано-Буренская. Объяснительная записка к листу М-52-XII (р. Верхний Мельгин). 1957.
- Саватеев Д. Е. Геологическое строение Хара-Яуринского междуречья (Отчет о геологической съемке 1946 г.). 1947. Фонды ДВГУ.
- Савицкий М. Л. Отчет о геологопоисковых работах Чекундинской партии в Чекундинском районе Буренского угольного бассейна в 1935 г. 1936. Фонды ДВГУ.

Савченко А. И. Геологическое строение бассейна рек Яурина и Бельгету. 1935. Фонды ДВГУ.

Сухов В. И. Геологическое строение северо-западной и юго-восточной части листа М-53-ХIII. 1959. Фонды ДВГУ.

Херасков Н. П. Тектоника Бурейского бассейна. 1938. Фонды ДВГУ.

Хрущов Н. А. Краткое сообщение об открытии нового месторождения молибдена в Бурейской тайге Дальневосточного края, 1930. Фонды ДВГУ. 1929—1930 гг.

Хрущов Н. А. Краткий отчет о работе Бурейской группы партий Индметзолото. 1930. Фонды ДВГУ.

Худяков-Павлов Н. А. Вопросы геологии Бурейского бассейна. 1931. Фонды ДВГУ.

Худяков-Павлов Н. А. Материалы для изучения гранитных массивов. Тр. ЦНИГРИ, вып. 20. 1936.

Штемпель Б. М. Отчет о геологических исследованиях второй Бурейской партии. 1932. Фонды ДВГУ.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение I

Список материалов, использованных для составления
карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составле- ния или издания	Местонахожде- ние материала, его фондový № или место издания
1	Васильева В. В., Брагинский С. М. Полещук Н. А., Растуцнев А. П., Дыренко В. А.	Геологическое строение южной части листа М-52-XVIII Отчет о работе Усть- Тырминской геолого- съемочной партии № 13	1957	Фонды ДВГУ 1272
2	Васильев Л. Г., Архипова Г. Н., Храменкова Д. П., Островская А. Б., Корниенко З. П., Корниенко В. И., Мойсик Б. Г.	Геологическое строение северо-западной части листа М-52-XVIII (Бу- реннская геологосъемоч- ная партия № 14)	1957	Фонды ДВГУ 1273
3	Васильева В. В.	Отчет о геологических исследованиях в восточ- ной части листа М-52-XVIII в 1957 г. с данными контрольно- уязвочных маршрутов (Буреннская партия)	1958	Фонды ДВГУ 0812
4	Власов Г. М., Чемяков Ю. Ф., Капица А. А.	Геология и угленос- ность площади среднего течения р. Тирмы ДВК	1943	Фонды ДВГУ 2941
5	Деверцов Л. В.	Отчет о поисково-раз- ведочных работах в Бу- ренском районе	1937	Фонды ДВГУ 2401
6	Жилин М. Ю.	Отчет о поисково-раз- ведочных работах на молибден в нижнем и среднем течении р. Тир- мы в 1950 г.	1952	Фонды ДВГУ 3888
7	Паращенко П. С., Лященко К. П.	Геологическое строение и полезные ископаемые части нижнего и средне- го течения р. Тирмы	1936	Фонды ДВГУ 3354

Приложение 2

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-52-XVIII карты полезных
ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторожде- ния (К — корен- ное, Р — россып- ное)	№ использован- ного материала по списку (прило- жение № 1)
1	I-1	Неметаллические ископаемые	Не эксплуатируется	К	3
3	I-3	Сектагинское; известняки Усть-Таланское; мраморы	"	К	3

Приложение 3

Список непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-52-XVIII карты полезных
ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторожде- ния (К — корен- ное, Р — россып- ное)	№ использован- ного материала по списку (прило- жение № 1)
12	III-3	Металлические ископаемые	Не эксплуатируется	К	7
21	IV-3	Молибден	"	К	6
20	IV-3	Дарунское	"	К	6
11	III-3	Канальское	"	К	5
4	I-3	Среднеканальское	"	К	5
5	I-4	Широкопальское	"	К	3
6	I-4	Левобуренское 1	"	К	3
2	I-3	" 2	"	К	3
	I-3	" 3	"	К	3
	I-3	Месторождение р. Такапы	"	К	3
28	IV-4	Минеральные источники Горячий ключ	"	К	1

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-52-ХVІІІ карты полезных ископаемых
масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявлений и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Приложение № 1)
29	IV-4	Углепроявление совхоза Ала-нап	5—10-сантиметровые прослои каменного угля в песчанниках в аргиллитах ургальской свиты	4
16	III-3	Джанкырское рудопроявление; галенит	Вкрапленность галенита в кварцевой жиле	6
17	III-3	Рудопроявление р. Садылги; галенит	Прожилок кварца и бедная вкрапленность в гранитах галенита	1
26	IV-3	Рудопроявление р. Енна; галенит	Кварцевый прожилок мощностью 1 см с редкой вкрапленностью галенита	5
19	IV-2	Верхнекандалское; мышьяк	Вкрапленность арсенопирита в жильном кварце	1
8	II-3	Большой Чалбац; олово	Отмечено минералогическим анализом в протоколках грейзеновых оторочек кварцевых жил	2
9	II-3	Рудопроявление водораздела рек Бол. и Мол. Чалбац; вольфрамит	Содержится в шлихах, промытых из делювия	2
15	III-3	Рудопроявление против устья р. Садылги; молибденит	Бедная вкрапленность молибденита в порфировидных биотитовых гранитах	6
18	III-3	Рудопроявление ниже устья р. Садылги; молибденит и флюорит	Вкрапленность молибденита и гнездышки флюорита в зальбандовой части прожилка	5
22	IV-3	Усть-Кандалское; молибденит	Вкрапленность молибденита в порфировидных биотитовых гранитах	6
23	IV-3	Рудопроявление водораздела рек Садылга-Кайлачи; молибденит	Обнаружен спектральным анализом в альбитизированной породе	1
24	IV-3	Рудопроявление правого склона р. Тырмы; молибденит	Отмечен анализами в штучных и бороздовых пробах, изъятых в кварцевых жилах, приуроченных к зоне нарушения	2
27	IV-4	Рудопроявление кл. Туста; молибденит	Зона сульфидного оруденения	6
7	II-1	Алтахинское; фергусонит	Обнаружен в протоколках минералогическим, спектральным и химическим анализами	2
10	II-3	Левочалачинское; морнион	Вскрыт занорыш в лейкократовых гранитах с кристаллами морниона длиной от 1 до 15 см	2
14	III-3	Мироновское; флюорит	Наблюдаются кристаллы в кварцевых жилах	5
13	III-3	Рудопроявление р. Токочка; флюорит	Кварцево-флюоритовая жила, залегающая внутри дайки диабазов	1
25	IV-3	Рудопроявление на правом склоне р. Тырмы; флюорит	Два флюоритовых прожилка, приуроченные к зоне нарушения	2

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	4
Интрузивные образования	15
Тектоника	34
Геоморфология	36
Подземные воды	38
Полезные ископаемые	41
Горючие ископаемые	41
Металлические ископаемые	41
Неметаллические ископаемые	48
Минеральные источники	51
Литература	52
Приложения	55

Редактор издательства *Н. Г. Державина*

Технический редактор *С. А. Пенькова* Корректор *Л. А. Столярова*

Подписано к печати 24-VII 1962 г.
 Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Бум. л. 1,87. Печ. л. 3,75. Уч.-изд. л. 1,0
 Тираж 250 экз. Зак. 04050

Картфабрика Госгеолтехиздата