

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК VI. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 1)

А. А. АРСЕНЬЕВ

СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ
МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ
И МАССИВНО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД БАСЕЙНА
РР. ТЫИ И КУНЕРМЫ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

А. А. АРСЕНЬЕВ

СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

МАТЕРИАЛЫ ПО ПЕТРОГРАФИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ И МАССИВНО-КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД БАССЕЙНА РР. ТЫИ И КУНЕРМЫ

ВВЕДЕНИЕ

В задание Северобайкальской геолого-петрографической партии 1936 г. входила маршрутная геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 между северо-восточным окончанием озера Байкала и бассейном р. Киренги.

В пределах Северобайкальского нагорья маршруты партии прошли по следующим основным направлениям: 1) берег Байкала — от устья р. Верхней Ангарты до устья р. Тыи, р. Тья, от ее устья до устья р. Гоуджокит, р. Гоуджокит до устья кл. Даван I, перевал в р. Кунерму и долина последней до устья р. Джелтуй; 2) долина р. Тылокит, от устья до вершины, и высокогорное плато Унгдар, от вершины р. Тылокит до кл. Даван I; 3) р. Грамна на 20 км вверх от устья¹.

По характеру рельефа в районе различаются четыре области: прибрежная, или пониженная, область, гольцовое нагорье — Унгдар, альпийский хребет — Намеракит и, уже за пределами интересующего нас района, западная окраина нагорья или Приленская плоская возвышенность (фиг. 1, 2, 3, 4, 5).

Первую выделил еще И. Д. Черский в конце прошлого столетия (Черский, 1878, 1880), вторую и четвертую — М. М. Тетяев во время своих работ в Прибайкалье в 1913—1914 гг. (Тетяев, 1915, 1916). Третья область — Намеракит — как самостоятельная морфологическая единица выделена впервые нами.

По геологическому строению район исследований резко делится на две части: западную, лежащую в пределах Приленской плоской возвышенности, сложенную нормальноосадочными породами кембрия и силура, и восточную, в пределах Северобайкальского нагорья, сложенную исключительно кристаллическими сланцами и массивнокристаллическими породами, относимыми к докембрию.

Результатом детального петрографического изучения докембрийских пород Северобайкальского нагорья, в пределах маршрутов партии, и является настоящая работа.

В полевых работах принимали участие В. П. Маслов, А. А. Арсеньев и коллектор Д. Т. Чудинов.

Химические анализы пород № 563-а, 543-а, 529, 527, 557, 61-б и 56 выполнены геохимической лабораторией Московского геолого-разведочного института, все остальные — химической лабораторией Геологического института.

Считаю долгом выразить благодарность В. П. Маслову за предоставленные материалы и ценные указания и советы в процессе работы, а также Е. В. Павловскому, консультацией которого автор пользовался неоднократно.

¹ Сокращения: кл. — ключ, рч. — речка.

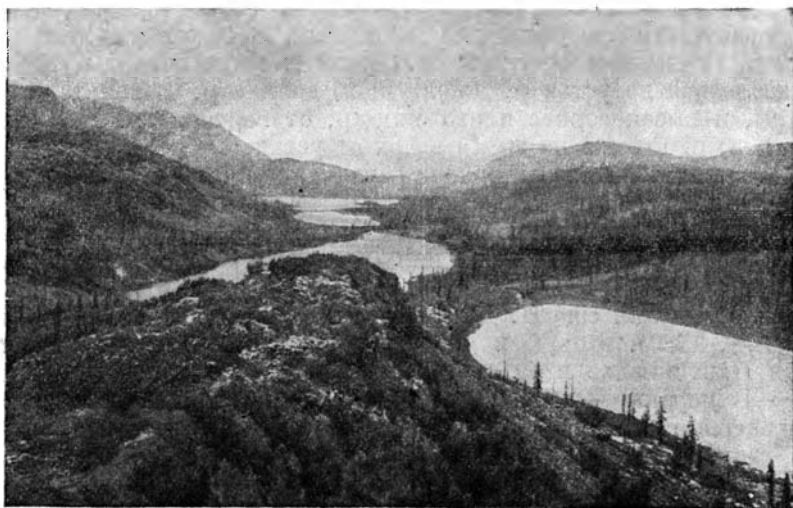
1. ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ

Первое геологическое представление о нашем районе мы находим в работах И. Д. Черского, изучавшего в 1878—1880 гг. побережье оз. Байкала (Черский, 1878, 1880). Своими исследованиями Черский захватил неширокую (до 6 км) береговую полосу Байкала.

Все породы побережья Байкала И. Д. Черский разделил, согласно существовавшим в то время воззрениям и терминологии, на две системы — лаврентьевскую и силурийскую. В данном случае нас больше интересует первая, поэтому мы на ней остановимся несколько подробнее.



Фиг. 1. Высокогорное плато Унгдар. Вид с гольца Сегмун к югу.



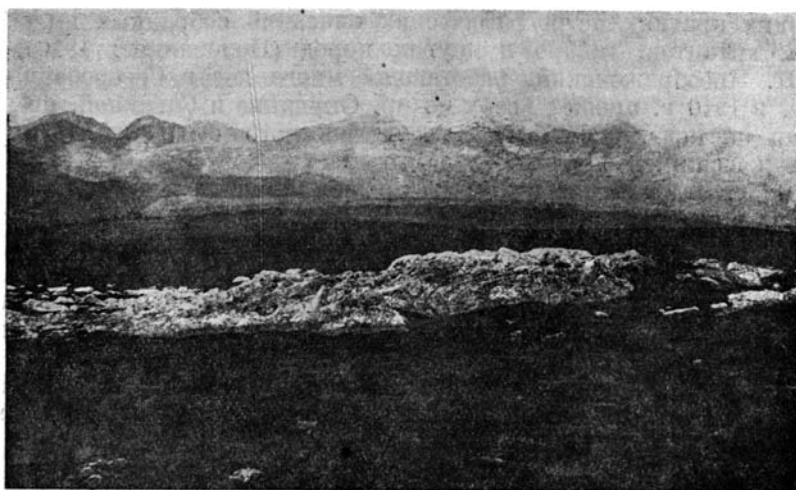
Фиг. 2. Высокогорное плато Унгдар. Цепь ледниковых озер в левой вершине р. Грамны.

Лаврентьевскую систему И. Д. Черский разделил на два яруса — нижний и верхний. Нижний представлен различными гнейсами, переходящими в неслоистые видоизменения, гранито-сиенитами и гранитами, переходящими в соответствующие гнейсы, хлоритовыми, слюдяными и другими сланцами, кварцитами и порфирами. Верхний ярус сложен разнообразными кристаллическими и метаморфическими сланцами, с частой перемежаемостью кристаллических известняков и доломитов. Переход от нижнего яруса к верхнему — постепенный, через многочисленные прослои очковых гнейсов, залегающих в низах верхнего и верхах нижнего ярусов.

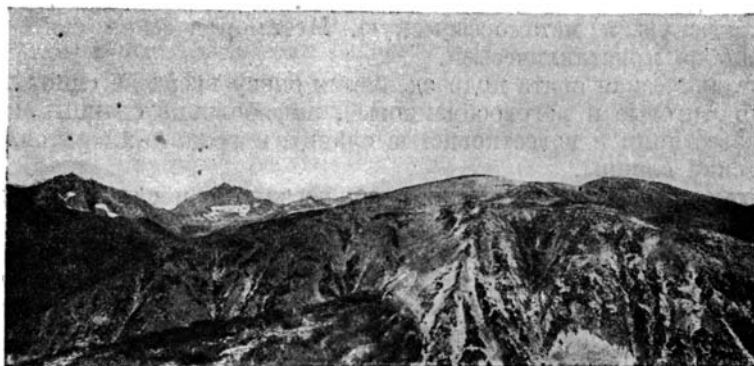
Южнее, в районе Елохина мыса, И. Д. Черский описывает нормально-осадочные силурийские отложения, перекрывающие лаврентьевский комплекс кристаллических сланцев и метаморфических пород.



Фиг. 3. Высокогорное плато Унгдар. Ледниковые озера Сёкач и Буручи (на заднем плане).



Фиг. 4. Хребет Намеракит. Вид с Унгдара. На переднем плане — кварцевая жила.



Фиг. 5. Контраст рельефа между Унгдаром (голец Кондоко) и альпийскими вершинами хребта Намеракит (на заднем плане).

Весь комплекс лаврентьевской системы И. Д. Черский считает, придерживаясь взглядов Гюмбеля, Креднера и других ученых того времени, своеобразными осадочными породами, образовавшимися из пересыщенного раствора перегретого океана.

Многие взгляды И. Д. Черского являются устаревшими, но основное стратиграфическое подразделение на толщу кристаллических сланцев и метаморфических пород докембрия и нормальноосадочные породы кембросилура, соответствующие лаврентьевской и силурийской системам И. Д. Черского, остается и до настоящего времени.

В 1896—1897 гг., в связи с проектировавшейся железной дорогой Иркутск — Бодайбо, Н. А. Волошинов прошел по маршруту рр. Киренга, Кунерма, перевалил на р. Гоуджокит, спустился по ее долине до р. Тын и долиной последней вышел на берег Байкала. К сожалению, никаких материалов Н. А. Волошинов не оставил, кроме общего предварительного сообщения, сделанного на заседании ВСОРГО¹ (Волошинов, 1889).

В 1907—1908 гг. В. П. Половников, производивший маршрутные изыскания по проектируемой трассе упомянутой железной дороги, прошел берегом Байкала от пос. Горемыки до устья р. Верхней Ангары. Ничего нового к данным И. Д. Черского В. П. Половников не прибавил, кроме нескольких кратких петрографических описаний собранных им образцов гнейсов, гранитов, габбро и других пород (Половников, 1910).

П. И. Преображенский, работавший много лет в Северобайкальском нагорье, в 1910 г. прошел вверх по рр. Окунайке и Савкиной, но в своем описании он почти не касается геологического строения этого района (Преображенский, 1911).

В 1911 г. П. И. Преображенский прошел маршрутом вверх по р. Мине, перевалил в вершину р. Окунайки, спустился к р. Тые по ее правому притоку Панонде и вышел на берег Байкала через прииски на кл. Кавынах (Преображенский, 1912). На этом маршруте П. И. Преображенский описывает в вершине р. Окунайки свиту кристаллических сланцев с известняками, аналогичную встреченной нами в вершине р. Тылокит и несомненно представляющую ее продолжение.

К сожалению, большой и интересный материал, собранный П. И. Преображенским, остался необработанным и известен лишь по предварительным отчетам.

В 1913—1914 гг. в районе наших работ производил маршрутную геологическую съемку М. М. Тетяев (1915, 1916). Им была составлена площадная геологическая карта масштаба 1 : 210 000. На основании двухлетних работ, М. М. Тетяев дает подробное описание геоморфологии и геологии всего района.

Все породы Байкальского нагорья М. М. Тетяев делит на две свиты — кристаллическую и метаморфическую. Метаморфическая свита залегает несогласно на кристаллической.

Кристаллическая свита подразделяется снизу вверх на очковые гнейсы, гнейсы биотитовые и роговообманковые, амфиболовые сланцы, кристаллические известняки и известковистые сланцы и гранато-хлоритоидные кристаллические сланцы.

К метаморфической свите относятся песчаники и сланцы с прослоями известняка.

Описанные породы образуют синклинал северо-восточного направления, с постепенным погружением оси к северо-востоку. Северо-западное крыло синклинала на р. Кунерме обрывается интрузивными породами (порфиры и граниты), на которые трансгрессивно налегают нормальноосадочные породы нижнего и среднего кембрия Приленской плоской возвышенности. Юго-восточное крыло обрывается сбросом береговой линии оз. Байкала.

¹ ВСОРГО — Восточносибирский отдел Русского географического общества.

Из интрузивных пород, кроме упомянутых на р. Кунерме, М. М. Тетяев выделяет на берегу оз. Байкала габбро и граниты и на перевале Гоуджокит—Кунерма дайки гранита, габбро и монцонита.

К сожалению, весь обширный материал М. М. Тетяева совершенно не обработан химико-петрографически, вследствие чего в отчете М. М. Тетяева имеются некоторые неправильные сопоставления и выводы, сделанные на основании либо только полевых данных, либо предварительного изучения пород.

Очковые гнейсы в долине р. Кунермы М. М. Тетяев считает седиментогенными. Такое заключение, повидимому, вызвано отсутствием химических анализов и точных петрографических определений. Приводимые ниже анализы этих пород и сопоставление данных химико-петрографических исследований с типичными граносиенитами Унгдара не оставляют сомнения в их магматической природе.

Несмотря на отдельные неточности, при маршрутном характере своих работ, М. М. Тетяев дал настолько подробное геолого-геоморфологическое описание, что его работа для нашего района всегда останется основной, освещающей общий характер геологического строения до этого совершенно не обследованного района.

В 1934 г. по маршруту М. М. Тетяева прошел геолог В. В. Домбровский, давший маршрутную геологическую карту масштаба 1 : 500 000 и краткое описание геологии и геоморфологии (Домбровский, 1935). Он впервые отмечает следы древнего оледенения, отрицаемого М. М. Тетяевым (1915). Граниты, порфиры и очковые гнейсы М. М. Тетяева, залегающие в долине р. Кунермы, В. В. Домбровский относит целиком, без дальнейших подразделений, к гранитпорфирам. Кварциты, известняки и сланцы, встреченные им в долине рч. Горбылек и в нижнем течении р. Тыи, В. В. Домбровский условно относит к протерозою.

Во время наших работ обнаружены в пределах нагорья многочисленные следы очень мощного древнего оледенения. Этому вопросу посвящена специальная работа (Маслов, 1936).

II. ГРАНИТО-ГНЕЙСЫ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Гранито-гнейсы

В долине кл. Давап-Гоуджокитский маршрутом пересечены гранито-гнейсы, залегающие с отчетливым северо-восточным простиранием и пологим падением к юго-востоку. С востока, повидимому согласно, на них налегают с тем же простиранием тонкополосатые гнейсы различного состава. С запада к гранито-гнейсам примыкают лейкократовые милонитизированные породы гранитного состава, местами превращенные в гнейсы, местами — в типичный милонит.

По внешнему облику гранито-гнейсы представляют собой неравнозернистые порфировидные породы розовато-серого цвета с более или менее ясно выраженной параллельной текстурой, обусловленной чередованием богатых и бедных темными составными частями слоев породы, а также лицевым расположением темноцветных компонентов. Лейкократовые полосы обычно более крупнозернисты. В среднезернистой (0.1—0.2 мм) основной массе породы присутствуют многочисленные крупные (до 5—6 мм) порфировые выделения полевых шпатов с округлыми, иногда как бы оплавленными, контурами, причем лейкократовые и меланократовые полосы основной массы явно огибают порфировые выделения. Эти последние составляют приблизительно 50% породы.

Под микроскопом порода сложена следующими минеральными компонентами: микроклин, альбит (в некоторых разностях — альбит-олигоклаз), кварц, биотит и роговая обманка; в незначительном количестве встречаются апатит, ильменит, сфен, ортит и флюорит, а также вторичные минералы, развивающиеся по цветным компонентам и плагиоклазу.

Микроклин-микропертит, чистый или слегка пелитизированный, с хорошо выраженной микроклиновой решеткой и сильно развитыми пертитовыми вростками, волокнистыми или жилковидными, иногда образующими тонкую паутинную сеть.

По микроклину часто развивается постмагматический альбит, причем альбитизация выражается в образовании тонких альбитовых оторочек вокруг крупных зерен микроклина или в прорастании последних мелкими различно ориентированными лейстовидными зернами вторичного альбита. Микроклин образует аллотриоморфные зерна в основной массе и порфиroidные выделения неправильно округлой формы, с простыми контурами, изредка с бухтообразными углублениями, выполненными основной массой.

Плагиоклаз слегка пелитизирован и серицитизирован, с полисинтетическими двойниками. По данным измерения углов максимального симметрического погасания, он принадлежит к альбиту № 9—10, в некоторых разностях — к альбит-олигоклазу № 15. Образует удлиненные лейстовидные зерна с неправильными очертаниями; так же, как микроклин, присутствует в основной массе и в порфиroidных выделениях. Для последних нередко антипертитовое прорастание микроклином.

Роговая обманка зеленая с цветами плеохроизма: по Ng — темный, синевато-зеленый, по Nm — темный оливково-зеленый, по Np — желтовато-зеленый; абсорбция $Nm \geq Ng > Np$. Более или менее хорошо выражена спайность по (110). Роговая обманка образует удлиненно-призматические кристаллики, обычно параллельно ориентированные по удлинению. Изредка замещается мелкими зернами минералов группы эпидота и чешуйками зеленого хлорита.

Бiotит. Мелкие таблички и прямоугольные пластинки с интенсивным плеохроизмом: по Ng — темный буровато-зеленый, почти до полной абсорбции, по Np — желтовато-зеленый. Местами образует небольшие скопления в ассоциации с рудным минералом. Неправильные и изометричные зерна последнего часто обрастают каемками сфена и, судя по этому, относятся к ильмениту.

Апатит. Обычные мелкие призмочки, рассеянные по всей породе.

Циркон образует немногочисленные, довольно крупные (0.2 мм) идиоморфные кристаллы.

Флюорит в шлифах бесцветен; это — мелкие аллотриоморфные зерна, рассеянные редко по всей породе.

Для описываемых пород характерно присутствие ортита. Мелкие зерна последнего лишены правильных кристаллографических очертаний и обладают заметным плеохроизмом в желтовато-бурых тонах. Иногда ортит образует оторочки вокруг зерен ильменита, в свою очередь окруженные каемками сфена.

Структура породы определяется порядком идиоморфизма: акцессорные $>$ роговая обманка $\geq$ биотит $>$ плагиоклаз $>$ кварц $\geq$ микроклин, а также наличием округлых порфиroidных выделений полевых шпатов, придающих структуре характер очковой. По количественному минералогическому составу графито-гнейсы соответствуют нормальным гранитам.

Милониты

Породы этого типа встречены в долине кл. Даван-Куерминский. По внешнему облику милонитизированные породы довольно различны, преимущественно светлорозовых и серых оттенков; несут следы интенсивного катаклаза, раздроблены и пересечены многочисленными микросдвигами с бороздами скольжения; местами заметны порфиroidбасты. Мелкие трещинки выполнены мелкозернистыми скоплениями фисташково-зеленого эпидота.

По минералогическому составу милониты очень близки к описанным выше графито-гнейсам и несомненно принадлежат к тем же древним ин-

трузивным породам грапитной ма́гмы, в значительной степени окварцованным и перетертым надвиговыми тектоническими перемещениями. Единственным отличием милонитов является почти полное отсутствие в них темноцветных минералов (табл. I — 1). Основной состав: микроклин-микропертит, альбит-олигоклаз, кварц, в незначительном количестве биотит и акцессорные минералы.

М и к р о к л и н - м и к р о п е р т и т, чистый или слегка замутненный, встречается как в мелкозернистой основной массе, так и в форме крупных порфиробластических выделений с обильными пертитовыми вростками. Формы пертитовых прорастаний весьма разнообразны, от довольно крупных включений шахматного порядка до совершенно мелких, морщинистых криптопертитов. Нередко наблюдаются вторичные пертиты замещения, причем от первоначального зерна микроклина иногда остаются лишь незначительные пятна с одинаковой оптической ориентировкой среди агрегатов вторичного альбита.

П л а г и о к л а з, аналогично микроклину, образует изометричные зерна в основной массе и более крупные порфиробластические выделения. Слегка пелитизирован и серицитизирован. По измерениям угла максимального симметрического погасания относится к альбит-олигоклазу № 12—13.

Из темноцветных в незначительном количестве встречается мелколистоватый бурый биотит, обычно приуроченный к тонким трещинкам в породе и нередко замещающийся зеленым слабо плеохроичным хлоритом.

В некоторых разностях в изобилии появляется рудный минерал в тесной ассоциации со сфеном.

Ц и р к о н всегда встречается в хорошо образованных удлинённых кристалликах. Редкие мелкие выделения флюорита, бесцветного в шлифе, выполняют промежутки между зернами других минералов.

Структурные отношения определяются, с одной стороны, наличием довольно многочисленных порфиробластов и гранобластической структурой основной массы и, с другой стороны, признаками, возникшими в результате интенсивного катаклаза. Основная масса неравнозернистая, более крупные зерна всегда принадлежат полевым шпатам, тогда как кварц часто образует вокруг них оторочку из мелких зерен роговикового строения с резким облачным погасанием. На ряду с крупнозернистыми участками существуют совершенно перетертые мелкозернистые (брекчиевидные). Резкий катаклиз выражен также в облачном погасании не только кварца, но и полевых шпатов. Нередко наблюдаются микросдвиги и другие нарушения в зернах плагиоклазов.

Описанные милониты занимают в долине кл. Даван II огромную зону, мощностью не менее километра. В устье этого же ключа залегают развалцованные тонкосланцеватые граносиениты (см. ниже) с зажатыми в них обрывками кварцитов и хлоритово-кварцитовых сланцев, с северо-восточным простиранием при падении на юго-восток.

Наличие очень мощной милонитовой зоны, переходящей далее в развалцованные граносиениты, дает возможность предполагать с большой вероятностью наличие здесь надвига крупного масштаба. Повидимому, гранито-гнейсы здесь надвинуты на граносиениты и вмещающие их ранее осадочные породы, причем крупные обрывки последних оказались зажатыми в плоскости надвига под милонитизированными гранито-гнейсами. Не исключена возможность, что предполагаемый надвиг является одним из проявлений молодой чешуйчато-надвиговой тектоники Прибайкалья, подробно освещенной Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936).

Гнейсы биотит-роговообманковые

Породы, объединенные в этой группе, относятся к типичным гнейсам гранитного состава и занимают значительную площадь в районе наших исследований. В пределах маршрутов гнейсы встречены по долине р. Гоуд-

жokit (выше устья кл. Амнундакан), по долине рч. Грамны, в районе нижних озер, и на плоскогорье Унгдар, в вершине рр. Грамна — Гоуджokit. Общее северо-восточное (35—50°) простираие гнейсов прекрасно выдерживается по всем маршрутам. В верхнем течении р. Гоуджokit, как указано выше, гнейсы согласно залегают на более древних гранито-гнейсах.

Все описываемые гнейсы характеризуются серой или розовато-серой окраской и слоисто-параллельной текстурой, ясно выраженной благодаря чередованию различных по составу полос и линейной ориентировке темноцветных компонентов. Так же как и в гранито-гнейсах, лейкократовые слои в гнейсах более крупнозернисты, чем меланократовые.

Разграничение слоев отчетливое, постепенные переходы встречаются редко. Ширина полос очень незначительна, обычно не больше нескольких миллиметров; местами она еще уменьшается и находится уже в пределах микроскопического исследования. Структура обычно порфиробластическая или очковая.

По преобладанию тех или иных темноцветных компонентов гнейсы разделяются на биотитовые, роговообманково-биотитовые и эпидотово-биотитово-роговообманковые (табл. I — 2), связанные между собой постепенными переходами, причем эти разности имеют различное пространственное распределение. Так, в долине Гоуджokита преобладают биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы, в долине р. Грамны — преимущественно эпидотово-биотитово-роговообманковые. В нижнем течении р. Грамны в гнейсах наблюдаются линзы и тонкие прослои кварцево-полевошпатового состава, иногда ориентированные под углом к общей «слоистости» породы и, по-видимому, являющиеся результатом инъекии в гнейсы пегматитового расплава. В этих же гнейсах нередко наблюдается обильная вкрапленность мелких, хорошо образованных кристалликов магнетита, равномерно рассеянных в массе породы.

Минералогический состав гнейсов следующий: темноцветные минералы, представленные роговой обманкой, биотитом и эпидотом (как указано выше, в тех или иных комбинациях для отдельных разновидностей, причем некоторые из них являются главными минералами породы, а количество других варьирует до полного отсутствия), микроклин, плагиоклаз; затем встречается рудный минерал: сфен, ортит и, в незначительном количестве, апатит и гранат.

М и к р о к л и н образует зерна двоякого рода. Одни из них — более крупные, табличатые, с неправильными и округлыми контурами, изредка с простыми двойниками, по размерам приближаются к порфиробластам. Другие аллотриоморфные зерна, размером 0.1—0.2 мм, вместе с кварцем и плагиоклазом слагают основную массу породы. Микроклиновая решетка в тех и других ясно выражена. Изредка присутствует микроклин-микрoпертит. Пертитовые вростки, обычно, тонкие, волокнистые или жилковатые, реже — шахматного строения.

П л а г и о к л а з, подобно микроклину, встречается как в виде порфиробластов или гломеробластических сростков, так и в основной массе. Крупные порфиробласты призматической и неправильной формы с полисинтетическими двойниками, по данным измерения угла максимального симметрического погасания, принадлежат альбит-олигоклазу № 15. В незначительной степени они замещаются мелкозернистыми эпидотово-серицитовыми агрегатами, обычно — в центральной части кристаллов. Аллотриоморфные зерна основной массы значительно свежее. Плагиоклаз преобладает в меланократовых «слоях» породы, микроклин — в светлых, более крупнозернистых.

Р о г о в а я о б м а н к а встречается в удлиненно призматических кристаллах, ориентированных параллельно «слоистости» породы; лишь в крупнозернистых более лейкократовых полосах ее мелкие призмочки располагаются беспорядочно. Угол погасания CNg колеблется в отдельных разностях от 17 до 23°. Плеохроизм по Ng — густой сине-зеленый, по Nm — тем-

нозеленый, по Nr — светлый желтовато-зеленый. Угол оптических осей — большой и отрицательный. Ясно выражена спайность по (110).

Б и о т и т обладает зеленовато-бурыми цветами плеохроизма и почти полной абсорбцией по Ng . Неправильные и прямоугольные листочки его часто ассоциируются с роговой обманкой и эпидотом и замещаются, в незначительной степени, зеленым, плеохроичным хлоритом (из группы пеннина).

Э п и д о т во многих разностях является существенным породообразующим минералом наравне с роговой обманкой и биотитом. Идиоморфные кристаллики эпидота с хорошо выраженными кристаллическими гранями в шлифе почти всегда бесцветны или слабо плеохроируют в зеленовато-желтых тонах и так же, как и другие темноцветные компоненты, параллельно ориентированы. Эпидот находится в тесной ассоциации с роговой обманкой и биотитом, почти всегда идиоморфнее последнего и образует в нем идиоморфные включения.

О р т и т. Идиоморфные и неправильные зерна с интенсивной и неравномерной окраской и плеохроизмом в красновато-бурых или зеленовато-желтых тонах, иногда зональные, причем центральная часть кристаллов окрашена темнее, чем периферические зоны. Часто его зерна окружены каяемками эпидота. Ортит присутствует во всех разностях гнейсов, но по количественному содержанию нигде не достигает значения породообразующего минерала. Зерна ортита нередко окаймлены бесцветным эпидотом. Размеры отдельных кристаллов достигают 0.8—1.0 мм.

Т и т а н о - м а г н е т и т. Мелкие, неправильные изометричные зерна, ассоциирующиеся со сфеном. Бурые, округленные или клиновидные зерна последнего равномерно рассеяны в массе породы и лишь изредка образуют скопления.

Кроме того, из аксессуарных минералов присутствуют **а п а т и т** и **ц и р к о н**, оба в небольшом количестве, в мелких кристалликах; циркон всегда образует включения в цветных минералах, окруженные плеохроичными ореолами, особенно резко выделяющимися в хлорите.

В некоторых разностях присутствует бесцветный **г р а н а т** в изометрических неправильных зернах, переполненных включениями кристалликов эпидота и неправильных зерен кварца. Гранат совершенно изотропен, не обнаруживает аномалий и часто образует скопления.

Структура гнейсов обычно порфиробластическая, иногда приближающаяся к очковой, с неравнозернистой гранобластической основной массой; сравнительно редко встречаются равнозернистые гнейсы.

Для всех разностей характерны отчетливо выраженные признаки катаклаза. Мелкие трещинки, иногда ступенчатые, располагаются как вдоль «слоистости» пород, так и перпендикулярно к ней, пересекая отдельные кристаллы полевых шпатов, роговой обманки и других минералов. Эти трещинки выполнены вторичными минералами: альбитом, кварцем, бурыми агрегатами минералов группы эпидота.

Пластинки биотита и хлорита часто деформированы (изогнуты) и обнаруживают волнистое погасание; зерна кварца также имеют волнистое и мозаичное погасание.

По ассоциации минеральных компонентов описанная группа гнейсов относится к катазоне Грубецмана.

При сопоставлении данных химических анализов и магматических формул, вычисленных для гнейсов описанной группы, с имеющимися в литературе, выясняется близкое сходство наших гнейсов с типичными гнейсами Олекмо-Витимской горной страны (Цавловский и Цветков, 1934), а также со средними магматическими формулами гранитов.

Гнейсы нашего района химически вполне соответствуют группе гранитов (табл. 1) и являются, по всей вероятности, ортогнейсами, образовавшимися путем перекристаллизации нормальных гранитов под влиянием термального динамометаморфизма.

Химический состав гнейсов

Компоненты	Гранито- гнейс (вер- шина кл. Даван-Гоуд- жокитский)		Тонкополо- сатый гнейс (верховья р. Грамны, Унгдар)		Тонкопо- лосатый гнейс (доли- на р. Грам- ны у Ниж- него озера)		Биотит-ро- говообман- ковый гнейс (Олекмо-Ви- тимская горная страна)		Микроклин- биотитовый гнейс (Олек- мо-Витим- ская горная страна)	
	Обр. № 563а		Обр. № 543а		Обр. № 529		Обр. № 223*		Обр. № 244*	
	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO ₂	65.56	1.093	65.04	1.084	71.48	1.192	73.50	1.225	67.25	1.121
TiO ₂	0.66	0.009	0.67	0.009	0.49	0.006	следы	—	0.43	0.005
Al ₂ O ₃	14.10	0.138	15.10	0.104	12.64	0.124	14.37	0.141	16.48	0.162
Fe ₂ O ₃	3.48	0.022	1.77	0.011	2.90	0.019	0.76	0.005	1.29	0.008
FeO	3.79	0.053	4.44	0.062	2.43	0.034	1.07	0.015	1.88	0.026
MnO	0.05	0.001	0.07	0.001	следы	—	0.17	0.002	0.03	0.001
MgO	0.51	0.013	0.49	0.012	0.25	0.006	0.80	0.020	1.24	0.031*
CaO	2.18	0.039	2.10	0.038	1.72	0.031	2.38	0.043	4.04	0.072
Na ₂ O	4.12	0.067	5.02	0.081	3.76	0.060	3.36	0.054	4.32	0.070
K ₂ O	5.46	0.058	5.24	0.056	4.24	0.046	3.00	0.032	1.64	0.017
H ₂ O	0.04	—	0.17	—	0.07	—	0.12	—	0.11	—
Потеря при про- каливании . .	0.76	—	0.59	—	0.23	—	0.46	—	1.21	—
Σ	100.71	—	100.70	—	100.21	—	99.99	—	99.92	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Обр. № 563а	Обр. № 543а	Обр. № 529	Обр. № 223	Обр. № 244
1.44 $\overline{RO}$:6.83 SiO ₂	2.17 $\overline{RO}$:9.42 SiO ₂	1.24 $\overline{RO}$: :8.36 SiO ₂	* 1.11 $\overline{RO}$: :8.45 SiO ₂	1.27 $\overline{RO}$: :6.61 SiO ₂
$\alpha = 3.08$	$\alpha = 3.64$	$\alpha = 3.94$	$\alpha = 4.11$	$\alpha = 3.10$
R ₂ O : RO = 1.18:1	R ₂ O:RO = 1.21:1	R ₂ O:RO = = 1.49:1	R ₂ O:RO = = 1.13:1	R ₂ O:RO = = 1:1.48

Среди гнейсов долины р. Гоуджокит констатированы шлировые выделения и пропластки темнозеленого среднезернистого, сланцеватого амфиболита с белыми тонкими прожилками кварц-полевошпатового состава. Под микроскопом видно, что порода в основном состоит из субпараллельно расположенных кристаллов зеленой роговой обманки и более или менее вытянутых зерен плагиоклаза. Порода свежая, без вторичных изменений.

Роговая обманка плеохроичная, по Ng — синевато-зеленая, густо окрашенная, по Nm — темнозеленая, по Np — бледная желтовато-зеленая. Схема абсорбции Nm > Ng > Np. Погасание CNg = 22°.

Плагиоклаз, по определению максимального угла погасания в симметричной зоне, принадлежит к андезину № 30—31. Средний размер зерен 0.2—0.5 мм; изредка наблюдаются порфиробласты плагиоклазов до 2 мм.

В подчипенном количестве присутствует кварц в мелких округлых зернах, равномерно рассеянных по всей породе, а местами образующих небольшие скопления, вытянутые в виде пропластков согласно общей сланцеватости породы.

* (Павловский и Цветков, 1934).

Из второстепенных минералов встречаются ильменит в ассоциации со сфеном и, в незначительном количестве, зерна и призматические кристаллики бесцветного и зелено-желтого эпидота.

Двуслюдяные гнейсы

Значительное отклонение от описанного типа представляют двуслюдяные гнейсы — мелкозернистые, кварцитовидного облика, лейкократовые породы розовой и серой окраски, лишенные «слоистости», ясно выраженной в других разновидностях.

Параллельная текстура двуслюдяных гнейсов проявляется в однообразии ориентировки пластинок слюды, приуроченных к определенным плоскостям в породе. Структура — типичная гранобластическая. Цветные минералы представлены исключительно слюдами, преимущественно мусковитом, образующим неправильные, лапчатые листочки, обычно в пойкилитовом прорастании с полевыми шпатами. Пластинки темного буровато-зеленого биотита встречаются значительно реже.

Полевые шпаты представлены микроклином и альбит-олигоклазом, замечен некоторый идиоморфизм последнего по отношению к кварцу и микроклину. По определению угла максимального симметрического погасания, плагиоклаз определяется как № 9—11.

Спорадически встречаются относительно крупные (0.5 мм) неправильные зерна бесцветного граната.

Количественные соотношения кварца и полевых шпатов варьируют в различных пределах, но всегда с преобладанием кварца.

В долине р. Гоуджокит, близ устья кл. Амундакан, двуслюдяные гнейсы переходят в мелкозернистые слюдяно-кварцевые кристаллические сланцы, совершенно сходные с ними по внешнему облику. Лишь под микроскопом обнаруживается полное отсутствие полевых шпатов и отчетливо выраженное линейное расположение овальных зернышек кварца.

Кристаллические сланцы Тылокита

Свита тылокитских сланцев, довольно разнообразная по минералогическому составу, имеет ряд сходных признаков, соответствующих общему генезису всей свиты. Мы постараемся вкратце охарактеризовать всю свиту, описав некоторые наиболее распространенные типы пород.

Типовые разграничения описываемой свиты зависят, главным образом, от вариаций их минералогического состава и степени метаморфизма (фиг. 6, 7).

Наличие среди толщи сланцев мощных прослоев кристаллических известняков и других известковистых пород доказывает, что генетически вся свита кристаллических сланцев первоначально представляла собой глинисто-известковисто-мергелистую осадочную толщу, перекристаллизованную под влиянием термального динамометаморфизма и, частично, инъекции пегматитового расплава.

Двуслюдяные и мусковитовые кристаллические сланцы представляют собой типичные слюдяные сланцы серого и зеленовато-черного цвета, грубо рассланцованные с параллельной или волосатой текстурой (табл. I — 3). В мусковитовых сланцах местами наблюдается довольно грубая инъекция микроклинового пегматита с ильменитом.

Размеры рудных включений черного и стальпо-серого цвета достигают 3—5 см.

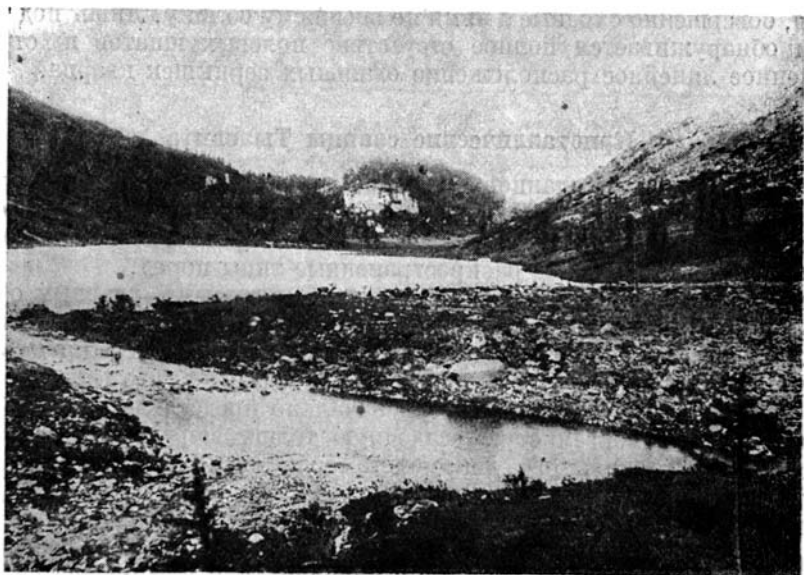
Главными породообразующими минералами являются кварц, плагиоклаз и слюды; в подчиненном, но значительном количестве присутствуют гранат, ортит, рудный минерал; немногочислен апатит.

Биотит — в крупных удлиненных пластинках, одинаковая ориентировка которых обуславливает параллельную текстуру породы. Интенсивно плеохроирует от темного зеленовато-бурого до почти бесцветного.

М у с к о в и т также встречается в крупных выделениях, играя перво-
степенную роль в мусковитовых сланцах и соответственно в подчиненном
количестве в двуслюдяных.



Фиг. 6. Долина р. Тылокита. На переднем плане — р. Грамна.



Фиг. 7. Озеро Известковое в вершине р. Тылокита. Выходы кри-
сталлических сланцев и известняков.

П ла г и о к л а з количественно преобладает над кварцем, обычно в изо-
метричных зернах, редко сдвойникованных. По симметрическому погаса-
нию и показателю преломления определяется как олигоклаз № 23, что под-
тверждается сравнением N плагиоклаза с N кварца:

Перекрещенное положение:

$$Ng' \geq \omega; Np' < \varepsilon$$

Параллельное положение:

$$Ng' < \omega; Np' < \varepsilon$$

Изредка в зернах плагиоклаза наблюдается слабое облачное погасание. Вторичные изменения выражаются в легкой пелитизации и серицитизации или замещении плагиоклаза тонкозернистыми буроватыми агрегатами минералов группы эпидота.

К в а р ц всегда аллотриоморфен, чистый или слегка запыленный.

Г р а н а т бесцветен, совершенно изотропен, без оптических аномалий. Идиоморфные, относительно крупные (0.5 мм) кристаллы его спорадически рассеяны в породе.

О р т и т образует местами скопления мелких призматических кристалликов, с характерной пятнистой окраской, резко зональных, плеохроирующих в зеленовато-желтоватых тонах.

Р у д н ы й м и н е р а л, ильменит или магнетит, местами достигает количества порообразующего минерала.

Неправильные зерна **а п а т и т а** достигают 1 мм.

Изучение шлифов рудных выделений, описанных выше, показывает следующее. Минералогический состав: ильменит 50—65%, магнетит 25—30%, рутил — около 5—8% и сфен 2—3%. В массе прозрачных минералов присутствуют крупные (25×6; 20×10 мм) и мелкие (до 3×0.5 мм) ангдральные, а иногда правильной призматической формы выделения ильменита с магнетитом.

Имеются выделения с правильной, полосчатой структурой отложения, обязанной чередованию полос ильменита и магнетита. Некоторые выделения представлены основной массой ильменита с неправильными вростками магнетита размером 1×1 мм.

При просмотре шлифов с иммерсией наблюдается в ильмените тонкая, довольно равномерная вкрапленность магнетита, рутила и сфена. Вкрапленность магнетита — разнообразной формы; наблюдаются тонкие, удлиненные выделения, нередко отлагающиеся параллельно; в некоторых случаях они состоят из агрегатов мелких зерен; встречаются квадратные и ромбические сечения зерен магнетита.

Р у т и л встречается почти всегда в виде тончайших игл, пронизывающих всю массу ильменита, иногда они образуют остроугольную решетку. Ориентировка кристаллов крайне разнообразная; в некоторых случаях они расположены параллельно друг другу, но нередко также и перпендикулярно к удлиненным выделениям магнетита. Иглы рутила местами образуют сростки, которые имеют зигзагообразную форму.

С ф е н наблюдается в виде мельчайших ангдральных выделений, иногда в сростании с рутилом. Рутил и сфен часто отлагаются в виде тонкой каемочки на границе между выделениями магнетита и ильменита.

В массе крупных выделений **м а г н е т и т а** вблизи контакта с **и л ь м е н и т о м** наблюдаются тонкие иглы последнего.

Повидимому, в некоторых случаях ильменит выделился раньше магнетита.

Последовательность выделения минералов не ясна.

Г р а н а т о в ы е и к в а р ц е в о - с л ю д я н ы е сланцы с гранатом и ставролитом.

По внешнему облику темносерые, сланцеватые породы с ясно выраженной узловатой текстурой. В мелкозернистой основной массе кварцево-слюдяного состава выделяются крупные (до 0.8 см) буровато-красные кристаллы граната, преимущественно в форме хорошо образованных ромбоидов — каздров.

Под микроскопом состав породы следующий: основными компонентами являются кварц, биотит, мусковит, в подчиненном, но значительном количестве присутствуют гранат, рудный минерал и ставролит, редко — циркон, апатит и турмалин (табл. I — 4).

К в а р ц — чистый, в вытянутых аллотриоморфных зернах.

Б и о т и т — прямоугольные и неправильные пластинки с плеохронизмом: по Ng — красновато-бурый, по Nr — бледножелтым, почти бесцвет-

Мусковит также встречается в крупных выделениях, играя первостепенную роль в мусковитовых сланцах и соответственно в подчиненном количестве в двуслюдяных.



Фиг. 6. Долина р. Тылокита. На переднем плане — р. Грамна.



Фиг. 7. Озеро Известковое в вершине р. Тылокита. Выходы кристаллических сланцев и известняков.

Плагиоклаз количественно преобладает над кварцем, обычно в изометричных зернах, редко сдвойникованных. По симметрическому погасанию и показателю преломления определяется как олигоклаз № 23, что подтверждается сравнением N плагиоклаза с N кварца:

Перекрещенное положение:

$$Ng' \geq \omega; Np' < \varepsilon$$

Параллельное положение:

$$Ng' < \omega; Np' < \varepsilon$$

Изредка в зернах плагиоклаза наблюдается слабое облачное погасание. Вторичные изменения выражаются в легкой пелитизации и серицитизации или замещении плагиоклаза тонкозернистыми буроватыми агрегатами минералов группы эпидота.

К в а р ц всегда аллотриоморфен, чистый или слегка запыленный.

Г р а н а т бесцветен, совершенно изотропен, без оптических аномалий. Идиоморфные, относительно крупные (0.5 мм) кристаллы его спорадически рассеяны в породе.

О р т и т образует местами скопления мелких призматических кристалликов, с характерной пятнистой окраской, резко зональных, плеохроирующих в зеленовато-желтоватых тонах.

Р у д н ы й м и н е р а л, ильменит или магнетит, местами достигает количества породообразующего минерала.

Неправильные зерна **а п а т и т а** достигают 1 мм.

Изучение шлифов рудных выделений, описанных выше, показывает следующее. Минералогический состав: ильменит 50—65%, магнетит 25—30%, рутил — около 5—8% и сфен 2—3%. В массе прозрачных минералов присутствуют крупные (25×6; 20×10 мм) и мелкие (до 3×0.5 мм) ангедральные, а иногда правильной призматической формы выделения ильменита с магнетитом.

Имеются выделения с правильной, полосчатой структурой отложения, обаянной чередованию полос ильменита и магнетита. Некоторые выделения представлены основной массой ильменита с неправильными вросками магнетита размером 1×1 мм.

При просмотре шлифов с иммерсией наблюдается в ильмените тонкая, довольно равномерная вкрапленность магнетита, рутила и сфена. Вкрапленность магнетита — разнообразной формы; наблюдаются тонкие, удлиненные выделения, нередко отлагающиеся параллельно; в некоторых случаях они состоят из агрегатов мелких зерен; встречаются квадратные и ромбические сечения зерен магнетита.

Р у т и л встречается почти всегда в виде тончайших игл, пронизывающих всю массу ильменита, иногда они образуют остроугольную решетку. Ориентировка кристаллов крайне разнообразная; в некоторых случаях они расположены параллельно друг другу, но нередко также и перпендикулярно к удлиненным выделениям магнетита. Иглы рутила местами образуют сrostки, которые имеют зигзагообразную форму.

С ф е н наблюдается в виде мельчайших ангедральных выделений, иногда в сростках с рутилом. Рутил и сфен часто отлагаются в виде тонкой каемочки на границе между выделениями магнетита и ильменита.

В массе крупных выделений **ма г н е т и т а** вблизи контакта с **и л ь м е н и т о м** наблюдаются тонкие иглы последнего.

Повидимому, в некоторых случаях ильменит выделился раньше магнетита.

Последовательность выделения минералов не ясна.

Г р а н а т о в ы е и к в а р ц е в о - с л ю д я н ы е сланцы с гранатом и ставролитом.

По внешнему облику темносерые, сланцеватые породы с ясно выраженной узловатой текстурой. В мелкозернистой основной массе кварцево-слюдяного состава выделяются крупные (до 0.8 см) буровато-красные кристаллы граната, преимущественно в форме хорошо образованных ромбододекаэдров.

Под микроскопом состав породы следующий: основными компонентами являются кварц, биотит, мусковит, в подчиненном, но значительном количестве присутствуют гранат, рудный минерал и ставролит, редко — циркон, апатит и турмалин (табл. I — 4).

К в а р ц — чистый, в вытянутых аллотриоморфных зернах.

Б и о т и т — прямоугольные и неправильные пластинки с плеохроизмом: по Ng — красновато-бурый, по Np — бледножелтый, почти бесцвет-

ным; содержит включения мелких идиоморфных кристалликов циркона, окруженных плеохроичными ореолами.

М у с к о в и т — неправильные и удлинённые листочки с извилистыми контурами.

Г р а н а т — бесцветный, без оптических аномалий; образует крупные идиоморфные порфиروبласты, выделяющиеся в среднезернистой основной массе и переполненные пойкилитовыми вростками аллотриоморфных зерен кварца и призмочек турмалина, не равномерно окрашенного в синевато-бурые тона.

С т а в р о л и т. Удлиненно-призматические кристаллы с плеохроизмом от золотисто-желтого до светложелтого. Длина призмочек — до 1 мм. Довольно многочисленны мелкие изометричные зернышки рудного минерала.

Структура породы — порфиробластическая, с крупными порфиробластами граната и ясно сланцеватой гранобластической основной тканью, в которой удлинённые пластинки слюды и вытянутые зерна кварца располагаются параллельно общей сланцеватости породы, огибающей порфиробласты.

А к т и н о л и т о в ы е с л а н ц ы. Крупнозернистая (с кристаллами актинолита до 10 см) тонкосланцеватая порода, существенно состоящая из актинолита, кальцита и клинохлора. В подчинённом количестве встречаются: олигоклаз, кварц, рутил, биотит, рудный минерал и эпидот. Микроскопическое изучение показало, что мы имеем послойное чередование тех или других минеральных ассоциаций. Прослойки актинолита с резко подчинённым количеством остальных минералов постепенно переходят в полосы, состоящие почти исключительно из кальцита или клинохлора (табл. II — 5).

А к т и н о л и т слабо плеохроичен; по Ng — бледный голубовато-зеленоватый, по Nm — светлозеленый, по Np — желтовато-зеленоватый, почти бесцветный. $CNg = 15^\circ$. Абсорбция $Nm \geq Ng > Np$. Сильно вытянутые, волокнистые кристаллы, без хорошо образованных конечных граней.

К л и н о х л о р образует удлинённые пластинки, ориентированные по сланцеватости породы; встречаются лучистые и сноповидные агрегаты. Бесцветный, иногда со слабым зеленоватым оттенком. Цвета интерференции низкие, грязновато-серые, первого порядка, без аномальных оттенков; погасание прямое или близкое к прямому ($3-4^\circ$), удлинение отрицательное.

П л а г и о к л а з, по углу погасания в разрезах $\perp (010)$, определен как олигоклаз. Аллотриоморфные зерна его отличаются резкой зональностью, обычно замещаются кальцитом и серицитом и образуют вместе с кварцем мелкозернистые агрегаты.

Среди сланцев залегают прослойки темносерого кристаллического и известняка, с постепенными переходами между ними.

В верховьях р. Тылокита толща существенно плагиоклазовых кристаллических сланцев переслаивается с кристаллическими известняками большой мощности.

Мелкозернистые, серые и светлосерые породы под микроскопом состоят из аллотриоморфных мелких зерен чистого двойникованного плагиоклаза, по углу погасания в симметричной зоне ($\angle = 27-28^\circ$) определенного как лабрадор № 52, свежего микроклина с ясно выраженной решеткой и пластинок слюды, плеохроичующей от бледножелтого до бесцветного (вермикулит?). В незначительном количестве присутствуют акцессорные минералы: рутил, сфен и магнетит. Структура породы роговиковая. В сланцах констатированы мелкие рудные жилки и линзочки, преимущественно пиритового состава, располагающиеся по сланцеватости.

При микроскопическом изучении рудных выделений в отраженном свете обнаружены в незначительном количестве и другие минералы, состав прожилков следующий: пирит — 60—70%, пирротин — около 20%, халькопирит — 2—3%, рутил — до 10%.

В основной массе прозрачных минералов параллельными полосами расположены агрегаты рудных минералов — пирита и пирротина.

П и р и т образует как крупные (1×2 мм), так и мелкие (0.02×0.02 мм) выделения, преимущественно правильной формы, иногда в сростании с пирротинном, причем последний частично корродирует зерна пирита.

П и р р о т и н наблюдается в виде разнообразных по форме и размерам выделений (от 0.01×0.01 до 0.2×0.4 мм). Обычно очертания этих выделений прямолинейны.

Х а л ь к о п и р и т встречается крайне редко, в сростании с пирротинном и пиритом, в виде мелких ангедральных выделений (0.2×0.03 мм).

Р у т и л присутствует в массе прозрачных минералов в виде мелких игловатых зерен и, в редких случаях, в виде крупных (около 0.5×0.1 мм). В скрещенных николях, в одном из зерен рутила выявляется тонкая двойниковая структура, напоминающая полисинтетические двойники.

Последовательность выделения минералов не ясна.

Белые, неравнозернистые кристаллические и з в е с т н я к и содержат местами большое количество силикатов: тремолита и диопсида. Призматические кристаллы последнего достигают величины 1—2 см, что придает структуре породы характер порфиробластический. Очертания зерен кальцита — зубчатые или округлые, с полисинтетическими двойниками.

Вариации в количественном соотношении минеральных компонентов создают ряд разновидностей этих пород — от чистых кристаллических известняков до ципполинов, связанных взаимными переходами.

Этой толще подчинены довольно мощные прослой эпидот-роговообманковых сланцев с ленточной текстурой, обусловленной чередованием темно-зеленых полос роговообманкового состава и фиштакково-зеленых эпидотовых полос. К этим главным компонентам в подчиненном, но значительном количестве присоединяется кварц, в меньшем — плагиоклаз.

Зеленые сланцы

Зеленые сланцы встречены в долине р. Тыи почти от ее устья вверх до устья р. Гоуджокит и по долине последней до устья кл. Амнундакан. К этой группе пород относится мощная свита зеленых сланцев с подчиненными им кварцитами и кристаллическими известняками, указывающими на их осадочное происхождение.

По внешнему облику породы этой свиты довольно однообразны: тонкосланцеваты, зеленого цвета различных оттенков, — от темнозеленого, почти черного, у амфиболовых сланцев, до светлого фиштакково-зеленого и грязного серовато-зеленого у эпидотовых сланцев. Плойчатость характерна для всех разновидностей (фиг. 8).

На общем темнозеленом фоне пород нередко выделяются тонкие, белые и серые кварцево-полевошпатовые прослой, выдерживающиеся на значительном протяжении.

Микроскопическое изучение показало, что породы этой группы имеют близкий минералогический состав и связаны взаимными переходами от одного типа к другому. Колебаниями в количественном содержании главных породообразующих минералов обуславливаются значительные существующие между породами этой группы отличия, на основании которых



Фиг. 8. Микроскладчатость в роговообманковых сланцах. (Уменьшено.)

можно выделить следующие четыре типа: роговообманковые сланцы, хлоритовые сланцы, кварцево-эпидотовые сланцы и слюдисто-хлоритово-кварцитовые сланцы.

Роговообманковые сланцы содержат до 75% темноцветных минералов, среди которых преобладает роговая обманка; в подчиненном количестве присутствуют минералы эпидот-цоизитовой группы и, в качестве незначительной примеси, биотит, хлорит (пеннин), мусковит, сфен и местами рудный минерал. Бесцветные минералы представлены кварцем и плагиоклазом.

Зеленая роговая обманка обладает плеохроизмом: по Ng — светлая голубовато-зеленая, по Nm — светлозеленая до зеленой, по Np — бледнозеленоватая и желтовато-зеленоватая, почти бесцветная; $2V = 78^\circ$. Схема абсорбции: $Nm \geq Ng > Np$; CNg = 19 — 20°.

Вытянутые кристаллы роговой обманки, располагающиеся параллельно сланцеватости породы, достигают нескольких миллиметров по длинной оси. Концевые грани обычно плохо развиты.

Минералы группы эпидота — в неправильных зернах, более или менее удлинённых, также ориентированы длинной осью по сланцеватости. Ассоциируются с роговой обманкой, нередко замещая последнюю.

Плагиоклаз образует удлинённые зерна с округленными контурами, в процессе вторичных изменений почти нацело превращённые в бурые, непрозрачные агрегаты мелких зерен минералов группы эпидота и тонкочешуйчатого

серицита. В редких, более свежих зернах определен угол максимального симметрического погасания; по данным этого измерения плагиоклаз принадлежит альбит-олигоклазу № 13—15.

Кварц рассеян довольно равномерно по всей породе и в большинстве своем выполняет мелкие промежутки между другими минералами.

При увеличении количественного содержания хлорита и эпидота и соответственном уменьшении количества роговой обманки, роговообманковые сланцы переходят в эпидот-хлоритовые или хлоритовые сланцы.

Для хлоритовых сланцев особенно характерна интенсивная плейчатость (фиг. 9). Минералогический состав в них меняется в сторону преобладания минералов, типичных для эпизоны Грубенмана, в отличие от предыдущих, характерных для мезозоны. Обыкновенная роговая обманка замещается бледнозеленоватой актинолитовой с большим отрицательным углом оптических осей и $\angle CNg = 19^\circ$.

Игольчатые кристаллы актинолита располагаются по сланцеватости, образуя в некоторых случаях лучистые и сноповидные агрегаты, напоминающие турмалиновые солнца.

Взамен альбит-олигоклаза в хлоритовых сланцах развивается альбит в аллотриоморфных округленных зернах (по большей части лишенных полисинтетических двойников), всегда ассоциирующийся с кварцем. Количественные соотношения этих двух минералов варьируют.

Эпидот в мелких грязнобуроватых зернах переполняет породу. С постепенным увеличением его содержания хлоритовые сланцы переходят



Фиг. 9. Микроскладчатость в хлоритовых сланцах.
(Натуральная величина.)

в эпидотовые с подчиненным количеством хлорита и других темноцветных компонентов.

Замечается некоторая закономерность в распределении бесцветных минералов; в хлоритовых сланцах альбит обычно превалирует над кварцем, тогда как в эпидотовых сланцах соотношение обратное. Вторичные изменения в альбите — совершенно ничтожные, обычно зерна его свежие.

В тонкослоистых хлоритовых сланцах лейкократовые прослои резко выделяются своей чистотой, довольно часто они попеременно раздуваются и выклиниваются, образуя полосы четковидных линз. Центральная часть таких кварцево-альбитовых линзочек обычно выполнена чистым кристаллическим кальцитом, овальные зерна которого также ориентированы согласно общей сланцеватости породы. Местами кальцит образует значительные прослои и превращается в существенный породообразующий минерал.

Из второстепенных минералов в значительном количестве встречается магнетит, в мелких, хорошо образованных кристалликах, и рутил в виде мелких высокополяризующих кристалликов и неправильных зерен.

Слюдяно-хлоритово-кварцевые сланцы отличаются от вышеописанных значительным содержанием слюды (биотита, мусковита и вермикулита?), в виде мелких удлиненных пластинок и иголочек, и количественным преобладанием лейкократовых минералов — кварца и альбита — над темноцветными (табл. II — 6).

Альбит иногда образует в общей среднезернистой массе крупные зерна, напоминающие фенокристы.

Чередование темных и светлых полос выдерживается так же закономерно, как и в прочих разностях.

Макроскопически слюдяно-хлоритово-кварцевые сланцы отличаются кварцитовидным обликом и буровато-серой окраской.

В долине р. Тыи, как указано выше, сланцам подчинена толща окварцованных кристаллических известняков (табл. 2), макроскопически среднезернистых, голубовато-серого цвета.

Микроскопически главными образующими породу минералами являются кальцит и кварц, в соотношениях приблизительно 1 : 2. Редко встречаются мелкие листочки мусковита.

Структура — паналлотриоморфная, несколько неравнозернистая; зерна кальцита — изометричные, с полисинтетическими двойниками и простыми кошутами. Для зерен чистого, воднопрозрачного кварца характерны извилистые очертания.

Очевидно, что описанные карбонатные породы относятся к доломитам и доломитизированным известнякам, в значительной степени окварцованным, тем самым подтверждая наше предположение об известково-мергелистом составе первоначальной осадочной толщи.

Сравнивая между собой кристаллические сланцы рр. Тылокита и Тыи, мы убеждаемся, что их состав довольно близкий, и у нас нет данных считать их разновозрастными свитами.

Гораздо естественнее предположить некоторые различия первоначальных осадков в связи с фациальными изменениями.

С другой стороны, различия состава обуславливаются также неодинаковой степенью метаморфизма. В сланцах и известковых породах р. Тылокита преобладающие минеральные ассоциации характерны для ката- и мезозоны с их постепенными переходами: в сланцах — основной плаггио-

Таблица 2
Химический состав окварцованных известняков

Компоненты	Обр. № 17	Обр. № 521
SiO ₂	83.02	65.28
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	0.28	0.36
CaO	6.30	11.23
MgO	3.30	7.30
CO ₂	8.50	16.78
	101.40	100.95

клас, гранат, ставролит, а в известково-доломитовых породах — пироксен и тремолит.

В зеленых сланцах р. Тыи преобладают минеральные ассоциации, характерные, главным образом, для эпизоны и, частично, для мезозоны. Например, в сланцах эпидот и хлорит — типичные минералы эпизоны, и розовая обманка — более характерна для мезозоны. В известковых породах отсутствуют образования пироксена и амфибола, преобладающего в карбонатных породах р. Тылокита.

III. КВАРЦЕВЫЕ ЖИЛЫ

Кварцевые жилы в нашем районе имеют значительное распространение как в гнейсах, так и в кристаллических сланцах.

В кристаллических сланцах жилы кварца, обычно небольшой мощности (до 0.5—1.0 м), располагаются большей частью по сланцеватости свиты с многочисленными мелкими апофизами, переходящими в нитевидные разветвления.

Часто встречаются жилы четковидного строения, располагающиеся также по сланцеватости. Линзы кварца соединяются между собой проводниками незначительной мощности, иногда всего в несколько миллиметров.

На плоскогорье Унгдар в гнейсах встречены жилы и дайки кварца до 20—30 м мощности, которые в гораздо меньшей степени подвержены выветриванию, почему часто выделяются на пологих склонах в виде небольших останцев.

Жильный кварц — молочно-белого цвета, без примесей других минералов, обычно крупнозернистый или среднезернистый, с облачным погасанием.

Изредка в кварцевых жилах, залегающих в гнейсах, встречается незначительная примесь зерен щелочных полевых шпатов.

IV. ПОРОДЫ ОСНОВНОЙ МАГМЫ И ИХ ПРОИЗВОДНЫЕ

Большой массив, пересеченный береговым маршрутом от устья рч. Курла до юго-западного конца Курлинской губы, является сложным комплексом пород габбровой магмы.

На основании геолого-петрографических исследований, соответственно различиям в минералогическом составе и структуре пород, представилось возможным выделить из этого комплекса следующие разновидности: крупнозернистое диаллаговое габбро, средне- и мелкозернистый оливиновый габбро-норит, мелкозернистый габбро-порфирит, средне- и крупнозернистое сосюритизированное габбро, вероятно продукт автометаморфизма; и как продукт динамометаморфизма перечисленных пород — тонкорассланцованный цоизит-амфиболовый сланец (фиг. 10, 11).

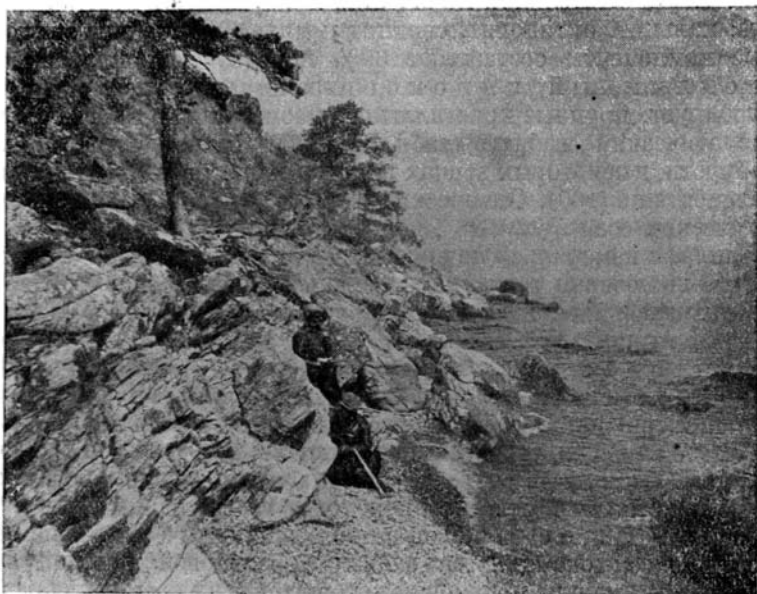
Количественно преобладает средне- и крупнозернистое сосюритизированное габбро и в более свежих выходах — диаллаговое габбро. Ближе к периферии массива и, главным образом, к берегу Байкала среди сосюритизированного габбро залегают цоизит-амфиболовые сланцы. Оливиновый габбро-норит и габбро-порфирит встречаются спорадически внутри массива в виде обособленных крупных даек и шпировых выделений.

К северо-востоку от устья рч. Курла, по берегу Байкала, обнажаются меланократовые амфиболовые породы, инъецированные байкальским пегматитовидным гранитом, в своем происхождении, вероятно, связанные с описываемым комплексом габбровых пород.

Диаллаговое габбро

Диаллаговое габбро — крупнозернистая порода массивной текстуры. Макроскопически различимы короткопризматические кристаллы черного пироксена, достигающие величины 1.5 см, и зерна серовато-белого плагио-

клаза размером до 1 см. На полированной поверхности в некоторых участках заметно выражен идиоморфизм плагиоклаза по отношению к пироксену: призмочки плагиоклаза (размером 30—50 мм) врезаются в кристаллы пи-



Фиг. 10. Озеро Байкал. Курлинская губа. Выходы рассланцованного габбро (цоизит-амфиболовые сланцы).



Фиг. 11. Долина р. Тыи. Сган экспедиции.

роксена или образуют в них пойкилитовые вроски, что обуславливает скелетную структуру некоторых кристаллов пироксена. Распределение цветных компонентов в породе беспорядочно-неравномерное. Местами порода обогащается темновыми минералами, и идиоморфизм плагиоклаза почти не наблюдается.

Под микроскопом порода представляет собой крупнозернистое, мезократовое габбро, состоящее из плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки и обычных аксессуарных минералов — титано-магнетита и апатита. В незначительном количестве присутствуют постмагматические минералы: кальцит, актинолит, серицит и минералы группы эпидота. Темноцветные компоненты составляют 39% породы, лейкократовые — 61%.

Моноклинный пироксен заметно окрашен в бурый цвет, не плеохроирует, крупные кристаллы его изометричны, иногда слабо выражены призматический габитус (табл. II — 7). Кроме обычной призматической спайности, в некоторых зернах заметна характерная тонкая диаалоговая отдельность по (100). Оптические свойства его следующие: $\angle \text{CNg} = 46^\circ$, угол оптических осей $2V = +48^\circ$, двупреломление $\text{Ng} - \text{Np} = 0.023 - 0.022$ (толщина шлифа измерялась по способу де Шона). Пироксен содержит многочисленные включения тончайших иголочек или пластинок рудного минерала, располагающихся в двух направлениях под углом, близким к 70° , образуя решетку.

Уралитовая роговая обманка, — буровато-зеленого цвета, волокнистая, с углом погасания, равным 22° , и слабым плеохроизмом, — обрастает с периферии кристаллы пироксена или образует в них многочисленные вросстки, часто замещая пироксен почти нацело, так что от первоначального кристалла остаются лишь разъединенные обрывки в теле роговой обманки. Замещение кристалла пироксена происходит всегда одним зерном уралитовой роговой обманки, с одинаковой или близкой оптической ориентировкой. Нередко пироксен окаймляется сначала уралитовой роговой обманкой, а затем цоизитом, мелкие призмочки которого в этих каемках образуют прихотливые «кружевные» сростки.

Плагиоклаз — в крупных изометричных или широкопризматических зернах с полисинтетическим двойниковым строением; по данным измерения двойников на Федоровском столике, принадлежит лабрадору.

Координаты двойниковой оси (шлиф № 519а):

$$\begin{array}{l} \nearrow \text{Ng} = 26 \\ \text{В} \nearrow \text{Nm} = 68.5; \text{ № 53 } \perp (010) \\ \searrow \text{Np} = 76 \end{array}$$

Плагиоклаз свежий, лишь в небольшом количестве замещается мелкими чешуйками серицита и зернышками эпидота.

Магнетит образует в породе изометричные и неправильные зернышки, пронизанные тончайшими иглами ильменита, иногда образующего сетки в периферийных частях выделений магнетита. В незначительном количестве в породе рассеяны также мелкие кубики пирита. Часто магнетит замещает пироксен (определения рудных минералов производились минералогическим способом).

Апатит встречается в обычных эвгедральных кристалликах.

Актинолит — в виде тонких, мелких иголочек, в незначительном количестве рассеянных в плагиоклазе.

Кальцит — в отдельных небольших зернышках, иногда в ассоциации с эпидотом, очень редко встречается в пироксене, очевидно, замещая последний.

Наблюдавшиеся на полированной поверхности пойкилитовые вросстки плагиоклаза в пироксен в нескольких изученных шлифах обнаружены не были. Напротив, под микроскопом — структура породы панидиоморфно зернистая, обусловленная почти равным идиоморфизмом пироксена и плагиоклаза. Можно предположить, что пойкилитовые прорастания не являются характерными для структуры диаалогового габбро, тем более, что и на полированной поверхности они отмечены лишь в некоторых кристаллах пироксена.

Диаалоговое габбро связано постепенными переходами через соскюритизированное габбро с породами, нацело измененными метаморфиче-

скими процессами. Крайними членами этого переходного ряда, прекрасно прослеживающегося на ряде образцов и шлифов, являются цоизитово-актинолитовые сланцы.

С о с ю р и т и з и р о в а н н о е г а б б р о. Массивная среднезернистая порода с пятнистой окраской: на светлосером фоне полевых шпатов выступают коротко-призматические и неправильные зерна темноцветного минерала. Полевошпатовая масса, повидимому в результате замещения плагиоклаза, представляется афанитовой; лишь местами сохранились призматические формы отдельных кристаллов. По внешнему облику порода напоминает форелленштейн.

Некоторые разности макроскопически ничем не отличаются от описанного диаллагового габбро, в других ясно намечаются параллельно вытянутое расположение темноцветной части и постепенный переход в тонкорассланцованные породы.

Под микроскопом порода представляется сильно измененной. Темноцветные компоненты нацело замещены кристаллобластическими агрегатами актинолита, хлорита, в небольшом количестве кальцита, эпидота, иногда с примесью крупных ангедральных и сидеронитовых зерен рудного минерала, обрастающих сфеном, и мелких иголочек рутила. Лишь изредка среди этих минералов встречаются обрывки буровато-зеленой уралитовой роговой обманки.

П л а г и о к л а з обильно усеян призматическими и неправильными зернышками минералов группы эпидота и чешуйками серицита, местами замещающих его почти нацело; иногда в нем встречаются также аллотриоморфные вроски эпимагматических кварца и альбита.

В табл. 3 приведены данные исследования двойников в образцах сосюритового габбро в различных стадиях сосюритизации.

По сравнению со свежим диаллаговым габбро, содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе сосюритового габбро значительно уменьшается. Несмотря

на интенсивность изменений, в породе еще сохранились реликты первичной панидиоморфной структуры: очертания зерен плагиоклаза, а также — формы разрезов первичного темноцветного компонента — пироксена; его зерна, выполненные агрегатами постмагматических минералов, по краям окружены каемками скелетных зерен цоизита, аналогичными таковым в свежем диаллаговом габбро.

В образцах, представляющих дальнейшую стадию изменения, более основной плагиоклаз совершенно замещается альбит-олигоклазом, цоизитом и серицитом; структура породы переходит в кристаллобластическую, обусловленную взаимоотношениями постмагматических минералов.

Цоизитово-актинолитовые сланцы

Цоизитово-актинолитовые сланцы макроскопически — мелкозернистая, тонкосланцеватая порода серовато-зеленого цвета, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости.

Под микроскопом минералогический состав ее следующий: главными образующими породу минералами являются актинолит, минералы группы эпидота и мусковит; в подчиненном количестве присутствует альбит-оли-

Таблица 3

Оптические константы двойников плагиоклазов сосюритового габбро

№ обр.	Координаты двойниковой оси			Погасание $\perp (010)$	2V	№ плагио- клаза
	Ng	Nm	Np			
515a	—	—	—	+22°	—	42
8в	—	—	—	+17°	—	37
10	—	—	—	+15°	—	35
10	14	78	83	—	—	32
						$\perp (010)$

гоклаз и кварц; рудный минерал, рутил и кальцит представляют незначительные примеси (табл. II — 8).

А к т и н о л и т представлен удлиненно-призматическими кристаллами, с ромбическими поперечными сечениями, лишенными хорошо выраженных конечных граней. Бледно окрашен и слабо плеохроирует: Ng — голубовато-зеленый, Nm — голубовато-зеленый, Np — почти бесцветный, с едва заметным зеленоватым оттенком. $Ng=Nm>Np$; $\angle CNg=16^\circ$, угол оптических осей — большой и отрицательный (близок к 90°), двупреломление высокое. В сравнительно редких зернах актинолита, превосходящих по величине размеры зерен основной массы, наблюдается буроватый оттенок; оптические свойства тех и других одинаковы.

М у с к о в и т. Прямоугольные и неправильные пластинки, иногда изогнутые или плейчатые, однообразно, ориентированные по удлинению, бесцветные или слегка окрашенные в желтоватый цвет окислами железа.

Минералы группы э п и д о т а представлены, главным образом, поизитом с характерными аномальными синеватыми цветами поляризации; клиноцоизит и, в особенности, эпидот встречаются значительно реже. Образуют столбчатые кристаллы и неправильные вытянутые зерна, ориентированные согласно общей сланцеватости породы.

Несмотря на такой, казалось бы довольно разнородный, по своему минералогическому характеру комплекс пород, химический состав их удивительно тождественен — лишь с незначительными отклонениями (табл. 4).

Химический состав габбро

Таблица 4

Компоненты	Соскюритизированное габбро (Курлинская губа)		Соскюритизированное габбро (кл. Тошка)		Измененный габбро-порфирит (Курлинская губа)		Тонкосланцеватый поизит-актинолитовый сланец (Курлинская губа)		Амфиболит (мыс. Курла)	
	Обр. № 10		Обр. № 581а		Обр. № 516		Обр. № 11а		Обр. № 513а	
	Вес %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO ₂	46.38	0.773	47.87	0.798	49.28	0.822	48.00	0.800	45.57	0.760
TiO ₂	0.40	—	1.63	—	0.82	—	0.66	—	1.21	—
Al ₂ O ₃	21.76	0.213	20.46	0.200	18.48	0.181	25.35	0.249	17.33	0.170
Fe ₂ O ₃	2.84	0.018	4.27	0.027	2.93	0.019	2.28	0.015	2.93	0.019
FeO	4.78	0.067	5.27	0.073	8.65	0.120	3.33	0.047	6.34	0.088
MnO	0.09	0.001	0.15	0.002	0.11	0.002	0.04	0.001	0.17	0.002
MgO	6.48	0.162	3.75	0.094	4.74	0.118	2.91	0.073	9.01	0.225
CaO	11.49	0.205	9.63	0.172	8.65	0.016	11.28	0.202	12.31	0.221
Na ₂ O	2.50	0.040	3.56	0.057	3.31	0.053	3.20	0.051	2.42	0.039
K ₂ O	0.21	0.002	1.31	0.014	0.57	0.006	0.52	0.006	0.50	0.005
P ₂ O ₅	0.15	0.001	—	—	—	—	—	—	0.21	0.001
CO ₂	1.04	0.024	—	—	—	—	0.30	0.007	—	—
Cl	следи.	—	следи.	—	следи.	—	следи.	—	следи.	—
S	0.11	—	0.03	—	0.02	—	0.05	—	0.04	—
H ₂ O+	1.94	—	2.27	—	1.80	—	2.03	—	1.98	—
H ₂ O-	0.28	—	0.08	—	0.22	—	0.08	—	0.10	—
Σ	100.45	—	100.28	—	100.36	—	100.03	—	100.12	—
O = S*	-0.06	—	-0.01	—	-0.01	—	-0.02	—	-0.02	—
И т о г о	100.39	—	100.27	—	100.35	—	100.01	—	100.10	—

* O = S — количество кислорода, эквивалентное найденному количеству серы для образования пирита (соответственно вычитается из общей суммы).

Обр. № 10	Обр. № 581a	Обр. № 516	Обр. № 11a	Обр. № 513a
1.95 $\overline{RO}$:3.34 SiO ₂	1.81 $\overline{RO}$:3.51 SiO ₂	1.58 $\overline{RO}$: :4.12 SiO ₂	1.41 $\overline{RO}$: :3.03 SiO ₂	3.04 $\overline{RO}$: :4.02 SiO ₂
$\alpha = 1.35$	$\alpha = 1.46$	$\alpha = 1.80$	$\alpha = 1.37$	$\alpha = 1.33$
R ₂ O:RO = 1:9.65	R ₂ O:RO = 1:4.8	R ₂ O:RO = = 1:4.35	R ₂ O:RO = = 1:5.55	R ₂ O:RO = = 1:12.06

Для удобства сравнения приведем здесь же анализ амфиболита, инъецированного байкальским гранитом.

Химический состав всего габбрового массива весьма однообразен, несмотря на значительные минералогические отклонения отдельных разновидностей. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1933) характеризует средний валовой состав габбро следующей формулой: 2.6 $\overline{RO}$: R₂O₃ : 4.12 SiO₂; R₂O : RO=1:9; $\alpha = 1.5$. Формула оливинового габбро, вычисленная Дэли из 17 анализов (Левинсон-Лессинг, 1933), имеет такой вид: 2.75 $\overline{RO}$: R₂O₃ : 3.94 SiO₂ при $\alpha = 1.36$ и R₂O : RO=1 : 11.

При сравнении полученных нами результатов с приведенными средними величинами легко убедиться, что главное различие заключается в значительном отклонении в сторону уменьшения группы $\overline{RO}$, которое, возможно, произошло в результате постмагматических изменений, широко развитых в нашем массиве. Анализа свежего крупнозернистого габбро по техническим причинам не удалось выполнить.

Оливиновый габбро-норит

Макроскопически оливиновый габбро-норит представляет собой массивную среднезернистую породу, темного зеленовато-серого цвета. Под микроскопом порода складывается следующими минералами: оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, роговая обманка, плагиоклаз, акцессорные — шпинель, рутил, апатит, титанит, магнетит и постмагматические минералы. К последним относятся минералы группы эпидота, тальк, актинолитовая роговая обманка и серпентин.

О л и в и н находится в породе в небольшом количестве в виде неправильно-округлых зерен, реже встречаются формы толстых ромбов с закругленными углами. Минерал совершенно бесцветен, оптически отрицателен, с углом оптических осей $2V = -87^\circ$, Ng — Np=0.037. По диаграмме Винчелла соответствует оливину с содержанием 20 мол. % фаялита (Fe₂SiO₄). Кристаллы оливина разбиты обычными для этого минерала грубыми неправильными трещинами, выполненными мелкозернистым магнетитом; последний развивается также по краям зерен. Местами происходит замещение оливина спутанными агрегатами иголок актинолита и мелких чешуек талька, серпентина и желтого волокнистого или пластинчатого минерала, с относительно высокими цветами интерференции, повидимому принадлежащего к бовлингиту. Изредка примешиваются зернышки кальцита.

Кристаллы оливина обычно окружены венчиками сложного состава; непосредственно к оливину прилегает узкая кайма гиперстена. Кайма образована одним кристаллическим неделимым. Кристаллы гиперстена обнаруживают прямое погасание, слабый плеохроизм от розоватого до бесцветного, и низкие цвета поляризации. За каймой гиперстена следует бурая роговая обманка, затем — кайма актинолитовой роговой обманки, тонкие волокна которой обычно ориентированы тангенциально к очертаниям каймы (табл. III — 9, 10).

Ромбический пироксен (гиперстен), помимо венчиков вокруг оливина, образует крупные призматические кристаллы, с хорошо выраженной спайностью по призме (110) и ясным плеохроизмом от розового до зеленоватого цвета. Погасание прямое, двупреломление 0.012, оптически отрицателен. Иногда заметно замещается листочками серпентинового минерала и волокнистой уралитовой роговой обманкой. Гиперстен часто встречается в тесном срастании с моноклинным пироксеном; небольшие зерна последнего иногда образуют включения в крупных кристаллах гиперстена. Изредка моноклинный пироксен образует тонкую каемку вокруг гиперстена, окруженную затем полосками, состоящими из актинолитовой роговой обманки, серпентина и цоизита. Серпентин располагается непосредственно за пироксеном, внешнюю часть каймы составляют призмочки актинолитовой роговой обманки, нарастающие перпендикулярно к ее очертаниям, и мелкие игольчатые кристаллики цоизита, без определенной ориентировки переплетающиеся с роговой обманкой.

Моноклинный пироксен — единственный из темноцветных компонентов, который не входит в состав венцов, окружающих оливин, а, как выше указано, лишь изредка окаймляет гиперстен. Обычно моноклинный пироксен образует самостоятельные кристаллы, идиоморфные, но плохо образованные, с ясно выраженной призматической спайностью, нередко с полисинтетическими двойниками. Моноклинный пироксен бесцветен; угол погасания $CNg = 46^\circ$, угол оптических осей $2V$ от 50 до 57° , $Ng - Nr = 0.025$; относится к авгиту. Замещается волокнистой зеленоватой уралитовой роговой обманкой, обрастает бурой роговой обманкой, затем — актинолитом, волоконца которого (как и в других описанных случаях) располагаются перпендикулярно к очертаниям каймы.

Плагиоклаз представлен крупными призматическими с полисинтетическим двойниковым строением кристаллами, усеянными зернышками цоизита, изредка также чешуйками серицита. В некоторых участках по плагиоклазу развивается бесцветный пренит в виде удлиненных призмочек или лучистых агрегатов с характерным шахматным погасанием. Встречаются зональные плагиоклазы с более кислой периферийной каймой и более основным ядром. Результаты измерений двойников сведены в табл. 5.

Таблица 5

Оптические константы двойников плагиоклазов

№ обр.	Координаты двойниковой оси			Погасание $\perp M$	$2V$	№ плагио- клаза	Примечание
	Ng	Nm	Np				
515в	—	—	—	$+36^\circ$	—	61	Зональный плагиоклаз, ядро — № 59, периферия № 52
517а	—	—	—	$+35$	—	60	
517а	—	—	—	$+34$	—	59	
517а	—	—	—	$+31$	—	52	
11d	—	—	—	$+37$	—	63	
11d	—	—	—	$+38$	—	64—65	
517а	36	61.5	69	—	$+82$	68 $\perp$ (010)	

Зерна плагиоклазов иногда окружены бурой роговой обманкой, образуя в ней идиоморфные кристаллы, в других случаях — окружены каемками актинолита с обычным тангенциальным расположением его призматических кристалликов по отношению к контурам плагиоклаза.

Роговая обманка в оливиновом габбро-норите представлена тремя разновидностями.

Бурая роговая обманка явно первичная, образует реакционные каймы вокруг оливина и пироксена или самостоятельные крупные зерна. Развитие обычно мезостатическое, спайность по (110) более или менее отчетлива.

Плеохроизм по Ng — красновато-бурый, по Nm — бурый, по Np — желто-бурый. $Ng \geq Nm > Np$; $CNg = 16^\circ$; $2V = -77^\circ$. По краям зерна бурой роговой обманки иногда обесцвечиваются, причем цвета поляризации несколько повышаются.

Волокнистая уралитовая роговая обманка, слабо окрашенная в грязно-зеленый цвет, местами бесцветная, замещает пироксен, иногда почти цело, так что в крупном кристалле роговой обманки остаются разрозненные обрывки пироксена, с одинаковой оптической ориентировкой. Угол погасания ее $CNg = 13-15^\circ$, цвета поляризации низкие — до желтых первого порядка.

А к т и н о л и т — бледнозеленый, плеохроизм почти незаметен. Угол погасания $CNg = 19^\circ$, угол оптических осей — большой и отрицательный, относительно высоки цвета интерференции. Актинолит встречается в виде каемок вокруг оливина, пироксенов и плагиоклаза, в тонких призматических кристалликах или иголочках, всегда расположенных нормально к очертаниям каемок. К иголочкам актинолита часто примешиваются зернышки цоизита; количественные соотношения их варьируют, причем в некоторых случаях цоизит даже преобладает.

Местами спутанные агрегаты актинолита замещаются темноцветными минералами; в этих агрегатах встречаются иногда хорошо образованные кристаллы с призматической спайностью.

Р у т и л, в виде мелких бурых иголочек или неправильных зернышек, встречается в небольшом количестве включениями в плагиоклазе и в темноцветных минералах.

Ш п и н е л ь. Октаэдрические и неправильные мелкие (до 0.2 мм) зерна травяно-зеленого цвета. Обычно ассоциируется с рудным минералом, образуя включения в крупных выделениях последнего. На границе с рудным минералом зеленая окраска шпинели часто постепенно переходит в бурую и дальше в черную, непрозрачную, сливающуюся с рудными выделениями.

Р у д н ы й м и н е р а л. Неправильные зерна различной величины, неравномерно рассеянные в породе. По данным минераграфического определения, принадлежит титано-магнетиту.

С е р п е н т и н встречается в породе как продукт замещения оливина и в венчиках вокруг ромбического пироксена. Слабо окрашен в желтовато-зеленый цвет, не плеохроит. Характер развития волокнистый, удлинение положительное, погасание прямое, очень низкие цвета поляризации, в противоположность ярко поляризующему и плеохроичному бовлингиту, также замещающему оливин.

Т а л ь к. Бесцветный, с очень высоким двупреломлением. Образует мелкозернистые, спутанно-чешуйчатые агрегаты, замещающие темноцветные минералы; в небольшом количестве чешуйки талька примешиваются к агрегатам цоизита и актинолита.

Ц о и з и т. Мелкие призматические и неправильные зернышки в составе каемок вокруг темноцветных минералов, а также рассеянные по плагиоклазу; с характерными, аномальными, синеватыми цветами интерференции, прямым погасанием и относительно высоким преломлением.

А п а т и т. Обычные мелкие эвгедральные кристаллики.

Структура породы — ярко выраженная друзитовая, обусловленная интенсивным развитием реакционных венцов. Наиболее идиоморфным минералом, после аксессуарных, является оливин; все остальные темноцветные компоненты, кроме моноклинного пироксена, образуют вокруг него реакционные венчики. Непосредственного контакта оливиновых зерен с другими минералами, вследствие этих венчиков, не наблюдалось.

Призматические кристаллы плагиоклаза иногда врезаются в пироксены; из этих последних наиболее идиоморфен гиперстен, который иногда окаймляется моноклинным пироксеном. Бурая роговая обманка, как указывалось выше, мезостатически выполняет промежутки между остальными главными минералами.

Количественные соотношения главных минеральных компонентов породы (подсчитанные на пушннтеграторе) следующие: плагиоклаз — 51%, оливин — 9%, пироксены, роговая обманка и акцессорные — 40%.

Габбро-порфирит

По внешнему облику это — мелкозернистая порода темного зеленовато-серого, почти черного цвета, с ржаво-бурой корочкой выветривания.

Под микроскопом — порфировая порода, состоящая из оливина, гиперстена, моноклинного пироксена, бурой и зеленой роговой обманки, плагиоклаза и акцессорных минералов — апатита и магнетита.

Порфировые выделения представлены оливином и плагиоклазом, причем оливин присутствует лишь в виде фенокристов, плагиоклаз — в фенокристах и в основной массе. Измерение двойников плагиоклаза (табл. 6) на федоровском столике дало следующие результаты:

Таблица 6

Оптические константы двойников плагиоклазов

№ обр.	Координаты двойниковой оси			Координаты полюса двойникового шва			2 V	№ плагиоклаза	Примечание
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
519в	71	34.5	61.5	35.5	60.5	71	+88°	№ 69 $\perp$ (001) (010)	Плагиоклаз вкрапленников
519в	30.5	66	72	30.5	66.5	71.5	+78	№ 60 $\perp$ (010)	Плагиоклаз основной массы

Главные образующие породу минералы ничем не отличаются от описанных выше для оливинового габбро-норита, и поэтому отдельно описывать их мы не будем (табл. III — 11).

Так же как и в габбро-норите, в габбро-порфирите встречаются друзитовые каемки вокруг оливина, но менее сложного состава: внутреннюю кайму составляет ромбический пироксен, внешнюю — роговая обманка.

Порода свежая, постмагматические минералы — цоизит, серицит, актинолит — встречаются в ничтожных количествах.

Структура породы порфировая; структура основной массы обусловлена некоторым идиоморфизмом плагиоклаза относительно пироксена. Плагиоклаз образует удлинненно-призматические, субпараллельно расположенные кристаллы, местами врезающиеся в неправильные и изометрические зерна пироксена. Иногда плагиоклаз образует пойкилитовые вроски в пироксене, но встречается и обратное соотношение. Роговая обманка присутствует лишь в виде реакционных каемок вокруг пироксена и оливина.

В некоторых разностях структура основной массы приближается к панидиоморфнозернистой; зерна плагиоклаза в них более или менее изометричны, но все же наблюдается некоторый идиоморфизм плагиоклаза относительно темноцветных минералов (кроме оливина).

Метаморфизованный порфирит

На байкальском побережье, близ устья рч. Курла, крупнозернистое габбро прорвано жилами темного порфирита небольшой мощности (от 5 до 20 см). Линия контакта жилы с вмещающим габбро извилистая. В нескольких миллиметрах от контакта, в массе крупнозернистого габбро, наблю-

даются прожилкообразные выделения ильменита с неправильными извилистыми очертаниями, размером 0.5×12 мм, 3×3 мм и др. Ориентировка рудных выделений преимущественно параллельна направлению контакта.

При изучении аншлифа со скрещенными николями выявляется среднезернистая внутренняя структура, с размером неделимых 0.1×0.1 мм. Среди ильменита выделяются небольшие (0.2×0.2 мм) антедральные зерна гематита.

Жильная афанитовая порода темного зеленовато-серого цвета, с мелкими, немногочисленными фенокристами зеленовато-белого полевого шпата, составляющими под микроскопом около 8—10% всей породы. Фенокристы представлены исключительно идиоморфными, призматическими кристаллами плагиоклаза, достигающими величины 2 мм.

Плагиоклаз фенокристов резко зонален, иногда с хорошо образованными гранями. Измерение двойников на федоровском столике дает следующие результаты (шлиф № 11 с):

$$\begin{array}{lll} \begin{array}{l} \nearrow \text{Ng} = 73 \\ \nearrow \text{Nm} = 41 \\ \searrow \text{Np} = 53 \end{array} & \begin{array}{l} \nearrow \text{Ng} = 16 \\ \nearrow \text{Nm} = 77 \\ \searrow \text{Np} = 81 \end{array} & \begin{array}{l} 2V = -88^\circ \\ \text{№ 40 [001]} \end{array} \end{array}$$

Основная масса состоит из синевато-зеленой роговой обманки, эпидота, мусковита, кислого плагиоклаза и кварца. Кварц присутствует в небольшом количестве.

Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, темноцветные компоненты идиоморфны по отношению к лейкократовым; роговая обманка образует длинные призмочки, эпидот и поизит — идиоморфные короткостолбчатые кристаллики. Аллотриоморфные зерна плагиоклаза и кварца несколько вытянуты в одном направлении; призмочки темноцветных также имеют параллельнолинейную ориентировку. Местами основная масса огибает фенокристы.

Некоторые особенности структуры и минералогического состава, например антедральные формы зерен плагиоклаза, образующих вместе с кварцем основную ткань породы, сходную с роговиковой, обилие идиоморфных кристалликов эпидота и поизита, а также лапчатых листочков мусковита, — указывают на значительное изменение породы метаморфическими процессами (табл. III — 12).

Амфиболиты

Толща амфиболовых сланцев, изученная на байкальском побережье, в районе мыса Курла, залегает с постоянным северо-восточным простиранием и падением на северо-запад. На последней геологической карте М. М. Тетяева (1916) амфиболовые сланцы частично отнесены к гранитам, что является ошибочным.

На юго-западе амфиболиты примыкают к габбровому массиву, без резкого контакта. В теле самого габбрового массива имеются постепенные переходы к амфиболовым сланцам, о чем говорилось выше. На северо-востоке, в районе нижнего течения кл. Тошка, с амфиболитами контактирует байкальский лейкократовый гранит, который близ контакта значительно рассланцован и переходит в милонитизированную сланцеватую породу, местами — в типичный лейкократовый гранито-гнейс, нередко с катакластической структурой.

На контакте гранита с амфиболитами совершенно отчетливо вырисовывается картина инъекции последних. Непосредственно близ контакта наблюдается чрезвычайно грубая, послойная и секущая инъекция. Прослои инфильтрующего серовато-белого пегматитовидного гранита достигают 20—30 м мощности, так же как и секущие жилы.

Постепенно удаляясь от контакта, мы на целом ряде обнажений можем легко и наглядно проследить переход от описанной грубой инъекции до очень тонкой мигматизации и превращения амфиболитов в ленточные гнейсы

Количественные соотношения главных минеральных компонентов породы (подсчитанные на пушннтеграторе) следующие: плагиоклаз — 51%, оливин — 9%, пироксены, роговая обманка и аксессуарные — 40%.

Габбро-порфирит

По внешнему облику это — мелкозернистая порода темного зеленовато-серого, почти черного цвета, с ржаво-бурой корочкой выветривания.

Под микроскопом — порфировая порода, состоящая из оливина, гиперстена, моноклинного пироксена, бурой и зеленой роговой обманки, плагиоклаза и аксессуарных минералов — апатита и магнетита.

Порфировые выделения представлены оливином и плагиоклазом, причем оливин присутствует лишь в виде фенокристов, плагиоклаз — в фенокристах и в основной массе. Измерение двойников плагиоклаза (табл. 6) на федоровском столике дало следующие результаты:

Т а б л и ц а 6

Оптические константы двойников плагиоклазов

№ обр.	Координаты двойниковой оси			Координаты полюса двойникового шва			2 V	№ плагиоклаза	Примечание
	Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
519в	71	34.5	61.5	35.5	60.5	71	+88°	№ 69 $\perp$ (001) (010)	Плагиоклаз вкрапленников
519в	30.5	66	72	30.5	66.5	71.5	+78	№ 60 $\perp$ (010)	Плагиоклаз основной массы

Главные образующие породу минералы ничем не отличаются от описанных выше для оливинового габбро-норита, и поэтому отдельно описывать их мы не будем (табл. III — 11).

Так же как и в габбро-норите, в габбро-порфирите встречаются друзитовые каемки вокруг оливина, но менее сложного состава: внутреннюю кайму составляет ромбический пироксен, внешнюю — роговая обманка.

Порода свежая, постмагматические минералы — цоизит, серицит, актинолит — встречаются в ничтожных количествах.

Структура породы порфировая; структура основной массы обусловлена некоторым идиоморфизмом плагиоклаза относительно пироксена. Плагиоклаз образует удлинённо-призматические, субпараллельно расположенные кристаллы, местами врезающиеся в неправильные и изометрические зерна пироксена. Иногда плагиоклаз образует пойкилитовые вроски в пироксене, но встречается и обратное соотношение. Роговая обманка присутствует лишь в виде реакционных каемок вокруг пироксена и оливина.

В некоторых разностях структура основной массы приближается к панидиоморфнозернистой; зерна плагиоклаза в них более или менее изометричны, но все же наблюдается некоторый идиоморфизм плагиоклаза относительно темноцветных минералов (кроме оливина).

Метаморфизованный порфирит

На байкальском побережье, близ устья рч. Курла, крупнозернистое габбро прорвано жилами темного порфирита небольшой мощности (от 5 до 20 см). Линия контакта жилы с вмещающим габбро извилистая. В нескольких миллиметрах от контакта, в массе крупнозернистого габбро, наблю-

даются прожилкообразные выделения ильменита с неправильными извилистыми очертаниями, размером 0.5×12 мм, 3×3 мм и др. Ориентировка рудных выделений преимущественно параллельна направлению контакта.

При изучении ашлифа со скрещенными николями выявляется среднезернистая внутренняя структура, с размером неделимых 0.1×0.1 мм. Среди ильменита выделяются небольшие (0.2×0.2 мм) антедральные зерна гематита.

Жильная афанитовая порода темного зеленовато-серого цвета, с мелкими, немногочисленными фенокристами зеленовато-белого полевого шпата, составляющими под микроскопом около 8—10% всей породы. Фенокристы представлены исключительно идиоморфными, призматическими кристаллами плагиоклаза, достигающими величины 2 мм.

Плагиоклаз фенокристов резко зонален, иногда с хорошо образованными гранями. Измерение двойников на федоровском столике дает следующие результаты (шлиф № 11 с):

$$\begin{array}{lll} \begin{array}{l} \nearrow \text{Ng} = 73 \\ \nearrow \text{Nm} = 41 \\ \searrow \text{Np} = 53 \end{array} & \begin{array}{l} \nearrow \text{Ng} = 16 \\ \nearrow \text{Nm} = 77 \\ \searrow \text{Np} = 81 \end{array} & \begin{array}{l} 2V = -88^\circ \\ \text{№ 40 [001]} \end{array} \end{array}$$

Основная масса состоит из синевато-зеленой роговой обманки, эпидота, мусковита, кислого плагиоклаза и кварца. Кварц присутствует в небольшом количестве.

Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, темноцветные компоненты идиоморфны по отношению к лейкократовым; роговая обманка образует длинные призмочки, эпидот и цоизит — идиоморфные короткостолбчатые кристаллики. Аллотриоморфные зерна плагиоклаза и кварца несколько вытянуты в одном направлении; призмочки темноцветных также имеют параллельнолинейную ориентировку. Местами основная масса огибает фенокристы.

Некоторые особенности структуры и минералогического состава, например антедральные формы зерен плагиоклаза, образующих вместе с кварцем основную ткань породы, сходную с роговиковой, обилие идиоморфных кристалликов эпидота и цоизита, а также лапчатых листочков мусковита, — указывают на значительное изменение породы метаморфическими процессами (табл. III — 12).

Амфиболиты

Толща амфиболовых сланцев, изученная на байкальском побережье, в районе мыса Курла, залегает с постоянным северо-восточным простиранием и падением на северо-запад. На последней геологической карте М.М. Тетяева (1916) амфиболовые сланцы частично отнесены к гранитам, что является ошибочным.

На юго-западе амфиболиты примыкают к габбровому массиву, без резкого контакта. В теле самого габбрового массива имеются постепенные переходы к амфиболовым сланцам, о чём говорилось выше. На северо-востоке, в районе нижнего течения кл. Топка, с амфиболитами контактирует байкальский лейкократовый гранит, который близ контакта значительно рассланцован и переходит в милонитизированную сланцеватую породу, местами — в типичный лейкократовый гранито-гнейс, нередко с катакластической структурой.

На контакте гранита с амфиболитами совершенно отчетливо вырисовывается картина инъекции последних. Непосредственно близ контакта наблюдается чрезвычайно грубая, послойная и секущая инъекция. Прослой инъецирующего серовато-белого пегматитовидного гранита достигают 20—30 м мощности, так же как и секущие жилы.

Постепенно удаляясь от контакта, мы на целом ряде обнажений можем легко и наглядно проследить переход от описанной грубой инъекции до очень тонкой мигматизации и превращения амфиболитов в ленточные гнейсы

с чередованием темнозеленых и серовато-белых полос, мощностью в несколько миллиметров (фиг. 12, 13).

При внедрении флюидного пегматитовидного расплава в инъецируемое тело амфиболитов, естественно обладающих значительным сопротивлением, лейкократовые (инъецирующие) прослои образуют характерную пегматитовую складчатость, постоянно встречающуюся в местах тонкой инъекции (фиг. 14):

Макроскопически амфиболиты представляют собой темнозеленую, местами почти черную, грубосланцеватую породу с лейкократовыми прослоями, как упомянуто выше. Не всегда ясно выражена сланцеватость породы,



Фиг. 12. Амфиболит, инъецированный гранитом. (Натуральная величина.)

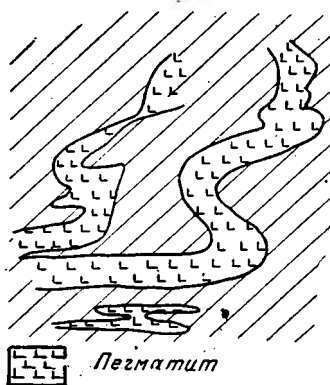
нередки разности почти массивной текстуры с беспорядочным расположением удлинённых таблитчатых кристаллов темнозеленой, почти черной, роговой обманки, достигающих 0.5 см по призме.

Под микроскопом видно, что порода состоит из амфибола, плагиоклаза, эпидот-цоизитового минерала, биотита, мусковита, кварца и незначительного количества акцессорных — рутила, сфена, циркона, апатита и рудного минерала. В значительном количестве присутствуют серицит и хлорит как обычные продукты замещения плагиоклаза и темноцветных минералов (табл. IV — 13).

Роговая обманка. Вытянутые или широкопризматические кристаллы, располагающиеся согласно общей сланцеватости породы, за исключением крупнозернистых разностей последней, где кристаллы роговой обманки располагаются беспорядочно. Большею частью роговая обманка имеет

волокнистое строение без ясно выраженных коротких граней. Преобладает амфибол зонально окрашенный, с плеохроизмом: по Ng — синевато-зеленый по краям зерен и густозеленый с желтовато-буроватым оттенком в центре, по Nm — темозеленый, по Np — желто-зеленый до бледнозеленоватого, почти бесцветного. Схема абсорбции в различных случаях не одинакова: $Ng \geq Nm > Np$. Угол погасания также не всегда постоянен, колеблется от 16 до 19° и нигде не превышает 20°. Местами отчетливо выражена спайность по (110). Нередко наблюдается скелетная структура, обычно прорастающая мелкими зернами вторичного кварца. Изредка кристаллы роговой обманки по краям обесцвечиваются и замещаются цоизитом, в других случаях — зеленым плеохронным хлоритом.

Плагноклаз в подавляющем большинстве замещен агрегатами вторичных продуктов, слабо действующими на поляризованный свет, и потому почти недоступен для определения. Удлиненно-овальные зерна его располагаются субпараллельно в тех породах, где заметна сланцеватость. В массивных разностях он как бы выполняет (вместе с кварцем) промежутки между вытянутыми и неправильно располагающимися кристаллами роговой обманки. Очень редко встречаются зерна с полисинтетическими двойниками. При сравнении показателя преломления плагноклаза с показателем преломления кварца, первый определяется как олигоклаз № 22.



Фиг. 13 Инъекция амфиболитов пегматитом. (Уменьшено.)

Перекрещенное положение

$$Ng' > \infty;$$

$$Np' < \epsilon$$

Параллельное положение

$$Ng' < \epsilon;$$

$$Np' \leq \infty.$$

В некоторых разностях, путем сравнения показателя преломления плагноклаза с канадским бальзамом, обнаружено, что плагноклаз относится к альбит-олигоклазу и, в редких случаях, к альбиту.



Фиг. 14. Птигматитовая складчатость в инъецированных амфиболитах. (Натуральная величина.)

Зерна плагноклаза при изменении превращаются в грязнобурый непрозрачный агрегат вторичных продуктов. Преобладает замещение плагноклаза агрегатом тонкоигольчатого цоизита, лучистого строения. Замещение всегда начинается в центре зерна плагноклаза. Иголочки цоизита настолько малы, что едва различимы с крупным увеличением.

Минералы группы эпидота, помимо описанных тонкозернистых агрегатов по плагноклазу, встречаются в породе в виде крупных широкотаблитчатых и неправильных зерен. Бесцветны или слабо плеохроируют в жел-

товато-зеленоватых тонах, с характерными аномальными цветами интерференции. Крупные зерна и призматические кристаллы их располагаются отдельными скоплениями. Иногда эпидот образует каемки вокруг кристаллов амфибола.

Некоторые кристаллы эпидота и цоизита переполнены червеобразными вростками чистого, водяно-прозрачного плагиоклаза, по форме напоминающими мирмекитовые прорастания, и вследствие этого приобретают скелетную структуру (табл. IV — 14). Местами в центре кристалла эпидота заключены округлые зерна буровато-желтого ортита, окраска которого к периферии бледнеет до полного обесцвечивания.

Б и о т и т в некоторых разностях достигает значения породообразующего минерала, образует удлиненные пластинки, с интенсивным плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах, обычно ассоциирующиеся с амфиболом; иногда пластинки биотита окаймляют кристаллы амфибола. Биотит замещается зеленым хлоритом.

М у с к о в и т. Мелкие, удлиненные, иногда плейчатые пластинки, ориентированные параллельно сланцеватости породы; присутствует в незначительном количестве в более мелкозернистых ясносланцеватых разностях.

К в а р ц никогда не образует скопления; ксеноморфные зерна его равномерно рассеяны по всей породе в незначительном количестве, всегда водяно-прозрачны, чаще — с облачным погасанием. Некоторые зерна кварца с извилистыми очертаниями выполняют промежутки между другими минералами.

Из аксессуарных минералов в значительном количестве встречается сфен, в мелких чечевицеобразных и неправильных зернах, и мелкие кристаллики и скопления рутила.

А п а т и т образует обычно мелкие неправильные зерна или призматические кристаллики. Иногда апатит встречается в виде крупных зерен буровато-серого цвета, почти непрозрачных, местами с едва заметным плеохроизмом.

Р у д н ы й м и н е р а л присутствует в ассоциации со сфеном или с другими темноцветными минералами, изредка образует небольшие скопления.

Ц и р к о н. Хорошо образованные прямоугольные кристаллики, реже — неправильные мелкие зерна. Вокруг включений циркона в роговой обманке наблюдаются плеохроичные ореолы.

Структура породы — гранобластическая, с некоторым идиоморфизмом роговой обманки относительно других породообразующих компонентов; в существенно амфиболовых разностях приближается к нематобластической.

Содержание роговой обманки колеблется в пределах 60—80% общего состава породы. Все остальные минералы — в резко подчиненном количестве; среди них преобладает плагиоклаз.

Для сравнения амфиболитов с породами габбрового массива, выше (табл. 4) приведен химический состав амфиболита из района мыса Курла. Там же приведены анализы химического состава пород габбрового массива. Сходство химического состава сравниваемых пород очевидно.

Представляется вероятным, что амфиболовые породы мыса Курла являются продуктом изменений пород габбровой магмы и в своем происхождении связаны с габбровым массивом Курлинской губы. Высказанное положение подкрепляется весьма значительным сходством химического состава габбро и амфиболитов, некоторыми, отмеченными выше, особенностями текстуры последних и тесной связью обеих групп пород в пространственном отношении.

У. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Гнейсовидный нефелиновый сиенит

Массив нефелинового сиенита обнаружен на склоне правого берега р. Гоужокита, против устья р. Грамны. Вследствие маршрутного характера работы оконтурить массив не было возможности.

Обнаженность в районе плохая, весь склон долины густо зарос таежной растительностью (хвойный и лиственный лес). Обнажение нефелинового сиенита, встреченное на этом склоне долины, представляет собой коренной выход гнейсовидной породы до 30—50 м высоты, в виде отдельной сопочки среди густой тайги. В обнажении ясно выделяется сланцеватость породы, ориентированная по направлению общего простирания пород, характерного для всего района. Элементы залегания: простирание 50° , падение $\angle 90^\circ$.

Контакт сиенита с вмещающими роговообманковыми и хлоритовыми сланцами оказался скрытым и при нашем маршруте не обнаружен.

По внешнему виду нефелиновый сиенит представляет серую среднезернистую породу, в которой различимы беловатые зерна полевого шпата, серые зерна нефелина и пластинки биотита. Последние образуют скопления в виде тонких полос или вытянутых линз, что обуславливает гнейсовидный облик сиенита.

Под микроскопом порода состоит из следующих минералов: биотит, микроклин-пертит, нефелин, альбит, канкринит, мусковит, кальцит, минералы группы эпидота (цоизит и клиноцоизит), анальцит, рутил.

Химический состав породы приведен в табл. 7.

Из полевых шпатов преобладает микроклин-пертит. Свежий, с хорошо выраженной микроклиновой решеткой и тонкими волокнистыми, реже — хлопьевидными пертитовыми вростками; иногда образует карлсбадские двойники. По трещинкам и с периферии зерна микроклина развешаются альбитом; обычно развитие лейсточек альбита на границе микроклина и нефелина. Размер зерен микроклина колеблется в широких пределах от 0.15 до 1.7 мм; благодаря существующим в этих пределах переходам, структура породы ближе к неравнозернистой, чем к порфировидной.

Мелкие зерна изометричны, крупные — неправильной, табличатой или удлиненной формы, с извилистыми контурами; часто содержат мелкие беспорядочно ориентированные вросстки альбита.

Биотит железистый (лэпидомелан) обладает интенсивным плеохроизмом от светлорусого до бледножелтого цвета и в сходящемся свете дает интерференционную фигуру одноосного кристалла. Пластинки биотита содержат многочисленные вросстки иголок рутила, образующих сагенитовую решетку, и редкие мелкие включения неправильных зернышек бесцветного минерала с высоким преломлением, вокруг которого в био-

Таблица 7

Химический состав сиенита

Компоненты	Нефелиновый сиенит (долина р. Гоуджонит) обр. № 527	
	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	48.70	0.812
TiO ₂	0.66	0.009
Al ₂ O ₃	23.71	0.232
Fe ₂ O ₃	0.85	0.005
FeO	5.51	0.076
MnO	0.08	0.001
MgO	1.36	0.034
CaO	4.36	0.077
Na ₂ O	6.48	0.105
K ₂ O	5.94	0.063
CO ₂	1.90*	0.043
H ₂ O	0.05	—
Потеря при прокаливании	0.87	—
Σ	100.47	—

Магматическая формула
по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.32 \overline{RO} : 3.43 SiO_2$$

$$\alpha = 1.59$$

$$R_2O : RO = 1.17 : 1$$

$$Na_2O : K_2O = 1.66 : 1$$

* CO₂ определена в химической лаборатории Геологического института Академии Наук.

тите образуются плеохроичные ореолы. Пластинки биотита неравномерно распределены в породе, образуя, вместе с примесью мусковита, кальцита и канкринита, значительные скопления, вытянутые в виде полос.

Нефелин. Свежий, с низким двупреломлением, изредка заметны спайные трещинки.

Мелкие (0.2—0.4 мм) изометрические зерна, местами образующие скопления, реже встречаются более крупные (0.7 мм) зерна, иногда имеющие вид четырехугольников с закругленными углами. Нефелин чист и прозрачен; лишь изредка в нем встречаются единичные мелкие чешуйки мусковита, округлые зернышки анальдима и пластинки канкринита, являющиеся продуктами замещения.

Альбит. Мелкие зернышки, неправильные или удлиненно-призматического габитуса, изредка с полисинтетическими двойниками; иногда образует лейстовидные включения в кристаллах микроклина. По углу погасания в симметричной зоне определяется как альбит № 8.

В зернах альбита присутствуют многочисленные очень мелкие вроски бесцветного минерала с серыми цветами интерференции и преломлением более высоким, чем у альбита (скорее всего — нефелин или более основной плагиоклаз: ничтожная величина зерен не позволяет произвести точные измерения). Эти вроски имеют форму округлых и неправильных зернышек; местами принимают червеобразную, изогнутую нитевидную форму; морфологически сходны с мирмекитом.

Канкринит. Неправильные зерна, иногда со спайностью в одном направлении. Характерное низкое преломление, прямое погасание, отрицательное удлинение. Канкринит распределен в породе неравномерно, преимущественно образует скопления вместе со слюдами и кальцитом, реже — единичные зернышки в нефелине.

Мусковит. Немногочисленные пластинки, прямоугольные или лишенные правильных очертаний, с цветами интерференции второго порядка. Мелкие чешуйки мусковита замещают нефелин.

Анальцит. Очень мелкие аллотриоморфные изотропные зернышки с преломлением ниже, чем у канкринита; в одном случае наблюдалась спайность по кубу. Присутствует в породе в небольшом количестве; местами образует тонкую вкрапленность в нефелине и микроклин.

Кальцит, в виде неправильных, иногда лапчатых, зерен, в значительном количестве рассеян по всему шлифу; часто ассоциируется с биотитом, канкринитом и мусковитом.

Минералы группы эпидота — цоизит и клиноцоизит — образуют немногочисленные призматические кристаллы (0.2—0.3 мм), иногда с изъеденными краями, пойкилитовые, проросшие округлыми зернышками полевых шпатов и нефелина. Удлинение всегда отрицательное, погасание прямое или близкое к прямому.

Апатит не обладает в этой породе обычным для него идиоморфизмом; довольно крупные (0.2 мм) удлиненные зерна его имеют округленные очертания (как бы оплавлены).

Рудного минерала в породе очень немного; мелкие зернышки его равномерно рассеяны по всему шлифу.

Структура породы — гнейсовидная, резко неравнозернистая. На ряду с крупными (1.7 мм) зернами микроклина и нефелина присутствуют мелкозернистые участки, окаймляющие крупные зерна или вытянутые в виде полос. Скопления листочков биотита также образуют более или менее параллельные полосы, иногда огибающие крупные кристаллы микроклина и нефелина; в этих скоплениях пластинки-слюд обычно расположены субпараллельно (табл. IV — 15).

Слюды и минералы группы эпидота идиоморфнее других минералов; структурные отношения между остальными минералами неясны.

Некоторые особенности описываемой породы (отсутствие щелочных роговых обманок и эгирина и довольно значительное развитие канкринита

и, в особенности, кальцита) согласуются с химическим ее составом, где мы имеем повышенное содержание FeO и CaO и значительное преобладание FeO над Fe₂O₃.

Повышенное содержание CaO вероятнее всего объясняется некоторой ассимиляцией вмещающих нефелиновый сиенит известковистых метаморфических сланцев.

По составу и структуре наш нефелиновый сиенит сходен с биотитовым нефелиновым сиенитом из бассейна р. Ципы, описанным Ю. И. Половиной (1922).

Сиенит с р. Ципы также характеризуется полным отсутствием щелочных роговых обманок и пироксена, а из феррических минералов содержит только железистый биотит (лепидомелан), но отличается значительным преобладанием Na₂O над K₂O и менее высоким содержанием FeO и CaO.

VI. ГРАНИТОИДЫ

Представители группы гранитоидов преимущественно развиты в западной части области. Наибольшее распространение имеют породы переходного типа — граносиениты, к которым относятся массив Унгдара и крупный, частично развальцованный, массив долины р. Кунермы.

Близкие к нормальным порфировидные граниты встречаются в долине р. Окунайки и представляют, очевидно, некоторое видоизменение той же магмы.

На побережье оз. Байкала (восточный край планшета) обнажается узкий, вытянутый в северо-восточном направлении массив белого лейкократового пегматитовидного гранита, инъецирующего амфиболовые породы мыса Курла.

Граносиениты

Граносиениты Унгдара и р. Кунермы, чрезвычайно близкие по своему химическому и петрографическому составу, различаются лишь особенностями текстуры.

Унгдарский массив граносиенита представлен неравнозернистой породой, в которой различимы светлосерые кристаллы полевого шпата и зеленовато-черные пятнышки темноцветного минерала; в незначительном количестве видны мелкие зернышки полупрозрачного серого кварца. На ряду с крупными (до 2.5 мм) зернами полевого шпата встречаются мелкозернистые участки.

Под микроскопом минералогический состав породы следующий: моноклинный пироксен, зеленая роговая обманка, биотит, микроклин-пертит, плагиоклаз, кварц, акцессорные минералы — сфен, апатит, циркон, ильменит — и постмагматические — серицит, минералы группы эпидота, хлорит.

Из полевых шпатов преобладает микроклин; плагиоклаз присутствует в изчистном количестве; содержание кварца не превышает 20%. Темноцветные компоненты представлены преимущественно роговой обманкой; биотита и пироксена обычно немного (табл. IV — 16).

М и к р о к л и н - м и к р о п е р т и т. Крупные и мелкие неправильные зерна, свежие, обычно с микроклиновой решеткой. Форма обильных пертитовых вростков разнообразная; на ряду с тонким морщинистым прорастанием, иногда переходящим в криптопертитовое, встречаются червеобразные, прожилковидные или ленточные, вростки, которые, пересекаясь, образуют неправильные пятна.

В более крупных пятнах заметно полисинтетически-двойниковое строение. С развитием пятен альбита, в некоторых зернах тип прорастания приближается к антипертиту: в поле первичного зерна, почти нацело замещенного шахматным альбитом, сохраняются отдельные неправильные обрывки микроклина.

Тонкие каемки альбита часто окружают зерна микроклина, не сливаясь с пертитовыми вростками. Крупные зерна трещиноваты, иногда трещинки выполнены тонкочешуйчатыми скоплениями светлобурого биотита.

П л а г и о к л а з — в неправильных зернах более или менее идиоморфных лейстах с полисинтетическими двойниками; в результате измерений двойников на федоровском столике (обр. № 26а) отнесен к альбит-олигоклазу:

$$\begin{array}{l} \rightarrow \text{Ng } 84 \\ \text{В} \rightarrow \text{Nm } 16 \\ \searrow \text{Nr } 75 \end{array} \quad \begin{array}{l} 2V = -89.5^\circ \\ \text{№ } 15 = [001] \end{array} \quad \begin{array}{l} \text{Ng}' \leq \text{к. б.} \\ \text{Nr}' < \text{к. б.} \end{array}$$

Некоторые зерна зональны. В отличие от микроклина, альбит-олигоклаз пелитизирован и замещается чешуйками серицита и мелкими зернышками минералов группы эпидота, причем в зональных кристаллах интенсивнее изменена всегда центральная часть. Нередко содержит вростки призмочек роговой обманки и листочков биотита. Некоторые зерна альбит-олигоклаза окружены каемками микроклина.

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н в шлифе бесцветен; идиоморфные зерна, лишенные правильных ограничений; призматическая спайность и тонкие трещинки отдельности по (100), иногда выполненные мелкими чешуйками бурого биотита и зернышками рудного минерала. Угол погасания $\text{CNg} = 46^\circ$. Угол оптических осей $2V$ — около 55° .

Зерна пироксена почти всегда окружены реакционными каемками зеленой роговой обманки; местами пироксен замещается бурым биотитом и волокнистым бледнозеленым амфиболом.

Зеленая роговая обманка образует каемки вокруг зерен пироксена и самостоятельные кристаллы удлиненно-призматической формы, иногда как бы разорванные, с извилистыми очертаниями. Плеохроизм по Ng — темный синева-зеленый, Nm — темнозеленый, местами почти до полной абсорбции, Nr — желтовато-зеленый.

Угол оптических осей $2V = -74^\circ$. Угол погасания ($\text{CNg} = 27-30^\circ$) больше нормальных углов погасания обыкновенных роговых обманок. Это обстоятельство, вместе с ясно синими оттенками плеохроизма, указывает на принадлежность минерала к группе полущелочных роговых обманок (надо отметить, что в отдельных случаях $\angle \text{CNg} = 19-20^\circ$).

Роговая обманка содержит многочисленные включения зерен акцессорных минералов, а также пойкилитовые вростки аллотриоморфных зерен кварца, благодаря чему кристаллы ее имеют характерный скелетный габитус. Обычно ассоциируется с биотитом, который обрастает и прорастает кристаллы роговой обманки; прорастание ее биотитом вместе с зернышками рудного минерала имеет характер замещения.

Б и о т и т. Неправильные листочки с интенсивным плеохроизмом от зеленовато-бурого, почти непрозрачного, до желтовато-зеленого. Образует скопления, часто ассоциируется с роговой обманкой и пироксеном; чешуйки биотита выполняют также мелкие трещинки в породе. Судя по характеру выделения, повидимому, принадлежит к минералам последней фазы кристаллизации или даже эпимагматическим.

К в а р ц. Чистый или слегка запыленный, в ксеноморфных мелких или средней величины зернах. Изредка образует пойкилитовые вростки в полевых шпатах.

Ц и р к о н — в мелких эвгедральных кристалликах, тесно ассоциирующихся с темноцветными минералами (биотитом и роговой обманкой) или образующих в последних включения, окруженные плеохроичными ореолами.

А п а т и т. Неправильные зерна, так же, как и циркон, обычно в виде включений в темноцветных минералах или в ассоциации с ними.

Р у д н ы й м и н е р а л образует многочисленные мелкие включения в роговой обманке и пироксене в форме изометричных зернышек.

С ф е н. Мелкие бурые неправильные зерна, реже остро ромбические разрезы. Обычно — в тесном срастании с биотитом, иногда окаймляет зерна рудного минерала.

Структура породы — гипидиоморфная, неравнозернистая. Взаимные отношения минералов следующие: наиболее идиоморфные акцессорные минералы, затем — пироксен, роговая обманка, плагиоклаз, микроклин-пертит и кварц; местами лейсты плагиоклаза врезаются в зерна роговой обманки, несколько нарушая изложенный порядок идиоморфизма.

Акцессорные и темноцветные минералы преимущественно ассоциируются в виде неправильных скоплений; также группируются и более мелкие зерна лейкократовых компонентов, что обуславливает несколько гломерокристаллический характер структуры.

Порода в незначительной степени подверглась вторичному, окварцеванию. Заметны слабые следы катаклаза: волнистое погасание лейкократовых компонентов, образование по краям хрупких зерен — мелкозернистых (раздробленных) агрегатов; некоторые зерна полевых шпатов разбиты трещинками, выполненными тонкими кварцевыми прожилками.

Количественный минералогический состав породы, подсчитанный в некоторых шлифах на пушинтеграторе, выражается данными, приведенными в табл. 8.

Т а б л и ц а 8

Минералы	Обр. № 24а	Обр. № 25в	Обр. № 26а	Обр. № 43а
Микроклин	56.0	46.5	42.0	53.2
Плагиоклаз	15.0	15.0	21.5	16.0
Темноцвет- ные + ак- цессорные	12.5	22.5	14.3	11.1
Кварц . . .	16.5	16.0	22.2	19.7

В районе гольца Сегмун граносиениты, в связи с приближением к контакту с роговообманковыми гнейсами, обогащаются темноцветными компонентами и представляют некоторые отклонения от описанного типа, но связаны с ним взаимными переходами.

Макроскопически породы краевой фации граносиенитов более меланократовые, резко выраженная неравнозернистость местами придает им порфировидный облик.

Под микроскопом они, в общем, слагаются теми же минералами. Основные вариации выражаются в изменении состава плагиоклаза и некоторых оптических свойств темноцветных компонентов.

Плагиоклаз в краевой фации принадлежит основному олигоклазу или андезину. Измерение двойников на федоровском столике дает следующие результаты:

Т а б л и ц а 9

Оптические константы двойников плагиоклазов

№ образца	Погаса- ние $\perp (010)$	Координаты двой- никовой оси			Координаты по- люса двойнико- вого шва			2 V	№ плагио- клаза	Прелом- ление
		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np			
544в	—	85	59.5	31	13.5	77.5	89	—87°	№ 37 $\perp [001]$ (010)	$N'g \} > \text{к. б.}$ $N'p \} > \text{к. б.}$
545	—	73.5	16	87	—	—	—	—	№ 32 $\perp (001)$	
544в	11—13°	—	—	—	—	—	—	—	№ 30	> к. б.

Роговая обманка сходна с роговой обманкой граносиенита, по угол погасания CNg в ней не превышает $19-20^\circ$, угол оптических осей $2V$ достигает -84° , и окраска по оси Nm несколько менее интенсивна. Замещается актинолитовой роговой обманкой.

Угол погасания пироксена также опускается до 38° .

В числе акцессорных минералов появляется буровато-желтый, слабо плеохроичный ортит в виде неправильных зерен. В остальном минералы, слагающие породы краевой фации, ничем не отличаются от описанных выше для граносиенитов. Взаимоотношения между минералами, определяющие структуру, остаются неизменными.

Значительно варьирует количественный минералогический состав, как показывают подсчеты (табл. 10), произведенные в нескольких разновидностях. По сравнению с граносиенитами, в породах краевой фации резко уменьшается количество кварца и микроклина и увеличивается содержа-

ние плагиоклаза и, в особенности, темноцветных компонентов.

Т а б л и ц а 10

Количественный минералогический состав краевой фации граносиенитов (в %)

Минералы	Обр. № 545	Обр. № 544в	Обр. № 546
Микроклин . .	42.0	24.5	13.5
Плагиоклаз .	30.0	40.3	35.2
Темноцветные + акцессор- ные	20.0	33.0	45.0
Кварц	7.0	2.2	6.3

Граносиениты р. Ку- нермы

По внешнему облику граносиениты р. Кунермы представляют слегка порфириовидные породы серого цвета; иногда мелкозернистые участки вытянуты в виде более или менее параллельных полос, обогащенных тем-

ноцветными компонентами. Такой характер граносиенит имеет в среднем течении р. Кунермы, ниже устья р. Дельбетинды (фиг. 15, 16).

Вверх по течению р. Кунермы порода приобретает полосатую текстуру от расположения темноцветных минералов и более заметного выделения порфиробластов полевых шпатов.

Еще выше по течению, близ устья кл. Даван II, граносиенит обладает типичной полосатой текстурой и, при приближении к зоне милонита, переходит в сланцеватую породу очковой структуры, где округлые зерна (порфиробласты) полевых шпатов резко выделяются на мелкозернистом темном фоне, изредка псевдофлюидального облика (фиг. 17).

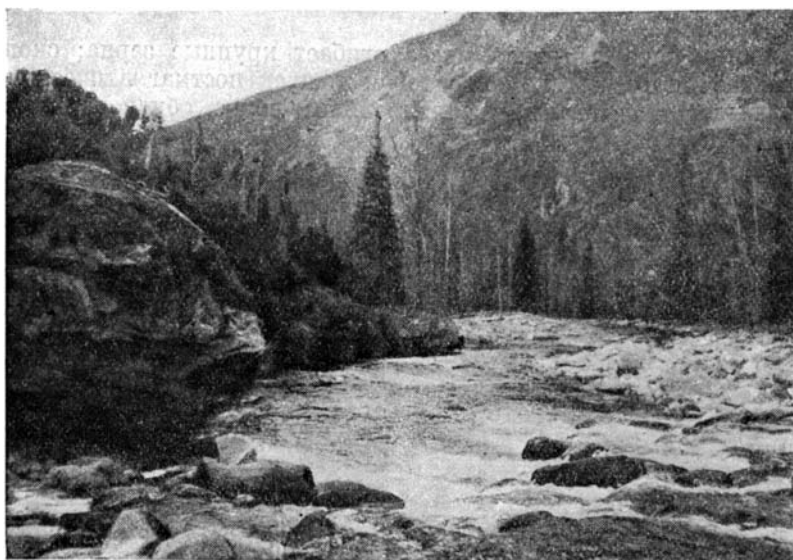
Под микроскопом видно, что минералогический состав граносиенитов р. Кунермы тождественен с составом унгарского граносиенита. Некоторые наблюдающиеся отличия не существенны.

Можно отметить постоянную примесь желтовато-бурого ортита, образующего включения в биотите, и довольно крупные идиоморфные кристаллики грязнобуроватого циркона. Встречаются рудный минерал и апатит в крупных неправильных выделениях. В микроклин-пертите, помимо густой сети пертитовых вростков изменчивого характера, наблюдаются неправильные пойкилитовые вростки плагиоклаза, окруженные каймой чистого альбита.

Местами интерстиции между крупными зернами выполнены м и к р о п е г м а т и т о м. Следует отметить более интенсивное проявление процессов альбитизации и амфиболитизации в кунерминских граносиенитах. Характер амфибола тот же, что и в Унгарском массиве: относительно большой угол погасания $CNg = 27^\circ$, отчетливо синие оттенки плеохроизма, интенсивная окраска минерала — по оси Nm почти до полной абсорбции. Бесцветный пироксен в кунерминских граносиенитах встречается в незначительном количестве и всегда окружен роговой обманкой.

В структурном отношении граносиениты Кунермы несколько отличаются от предыдущих. Признаки первичной гипидиоморфнозернистой структуры маскируются изменениями, возникшими в результате динамометаморфизма.

Крупные зерна полевых шпатов разбиты трещинами, по которым наблюдаются микросдвиги. Трещинки выполнены скоплениями чешуек буро-



Фиг. 15. Река Кунерма в среднем течении. Выходы граносиенитов.



Фиг. 16. Долина р. Кунермы и гольцы левого берега.

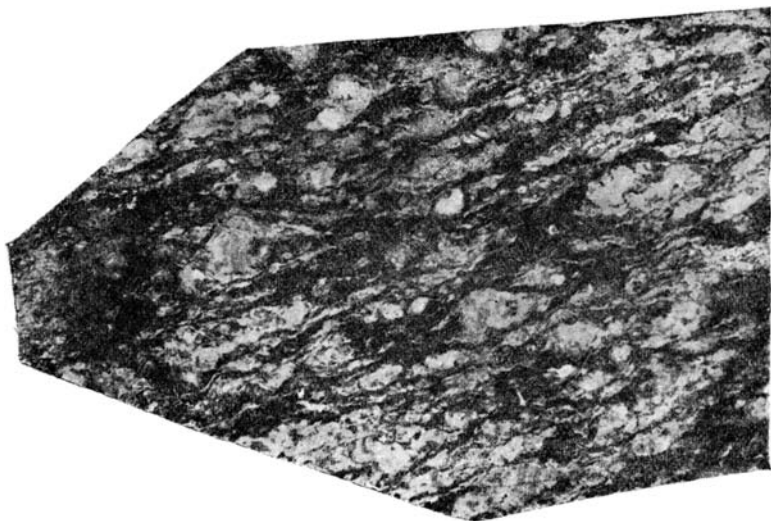
зеленого, повидимому постмагматического биотита вместе с зернышками кварца и минералами группы эпидота.

Кварц обнаруживает сильно волнистое погасание. Отдельные участки породы превращены в мелкозернистую мозаичную кварцево-полевошпатовую массу, придающую породе порфировидный характер и как бы цементирующую крупные неделимые.

Темноцветные минералы группируются отдельными кучками; призматические кристаллы роговой обманки иногда слегка изогнуты.

В дальнейшей стадии рассланцевания пород образуется очковая структура. Остаточные крупные зерна полевых шпатов, имеющие характер псевдопорфировых выделений, всегда округлой формы, с облачным погасанием и зубчатыми ограничениями, постепенно переходят в мозаичные агрегаты (табл. V — 17).

Основная мелкоагрегатная масса огибает крупные зерна; скопления первичных темноцветных компонентов и чешуек постмагматического биотита, вытянутые в виде тонких параллельных полос, обуславливают гнейсовидный облик породы.



Фиг. 17. Развальцованный граносиент. (Увеличено в 2 раза.)

В развальцованных граносиенитах, так же как и в близлежащих милопитах, значительно распространен процесс прорастания калишпатов вторичным альбитом (вторичный пертит замещения). Значительное распространение приобретают эпимагматические минералы: хлорит, эпидот, биотит, — замещающие роговую обманку и выполняющие мелкие трещинки в породе.

Сходство химического состава описанных выше пород наглядно иллюстрировано в табл. 11.

Довольно резко отличается состав породы из краевой фации унгдарских граносиенитов близ контакта с архейскими гнейсами.

Роговообманково-биотитовый гранит

Роговообманково-биотитовый гранит слагает крупный массив в долине р. Окунайки. Маршрут партии пересекал периферию массива близ контакта гранита с ортофирами.

По внешнему облику роговообманково-биотитовый гранит представляет собой неравнозернистую породу розовато-серого цвета, с мелкими включениями фиолетового флюорита, приуроченными к тонким трещинам в породе. В эндоконтактной зоне неравнозернистость становится резче, и породе приближается к порфировидному граниту.

В виду широкого распространения в западной части нагорья граносиенитов, представляется вероятным, что окунайский гранит генетически связан с ними, что подтверждается близостью их минералогического состава.

Химический состав граносиенита

Компоненты	Граносиенит (водораздел Гуджонгита и Дельбетинды. (Унгдар)		Граносиенит (долина р. Куермы в среднем течении)		Развальцованный граносиенит (долина р. Куермы выше кл. Даван II)		Краевая фация граносиенита (голец Сегмун. Унгдар)	
	Обр. № 26а		Обр. № 557		Обр. № 548		Обр. № 545	
	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO ₂ ..	64.93	1.082	65.42	1.090	65.67	1.094	59.15	0.985
TiO ₂	0.67	—	0.84	0.011	0.81	—	0.27	—
Al ₂ O ₃	15.33	0.150	14.67	0.144	14.87	0.145	11.05	0.108
Fe ₂ O ₃	2.01	0.013	3.55	0.022	3.00	0.019	10.12	0.638
FeO	4.46	0.062	3.27	0.046	2.92	0.041	4.83	0.068
MnO	0.16	0.002	0.07	0.001	0.09	0.001	0.15	0.002
MgO	0.28	0.007	0.69	0.017	0.89	0.023	1.13	0.028
CaO	2.54	0.046	3.43	0.062	2.71	0.049	4.74	0.084
Na ₂ O	3.50	0.056	3.05	0.049	3.47	0.056	4.21	0.068
K ₂ O	5.40	0.057	4.24	0.046	4.94	0.053	3.97	0.042
P ₂ O ₅	0.22	0.002	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	следы	—	следы	—
S	0.04	—	—	—	0.14	—	0.05	—
H ₂ O+	0.51	—	0.89*	—	0.40	—	0.69	—
H ₂ O-	0.04	—	0.17	—	0.06	—	0.04	—
Σ	100.09	—	100.29	—	99.97	—	100.40	—
·O = S	-0.02	—	—	—	-0.07	—	-0.03	—
Итого	100.07	—	100.29	—	99.90	—	100.37	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Обр. № 26а	Обр. № 557	Обр. № 548	Обр. № 545
1.39 $\overline{RO}$:6.63 SiO ₂	1.32 $\overline{RO}$:6.57 SiO ₂	1.35 $\overline{RO}$:6.65 SiO ₂	0.39 $\overline{RO}$:1.32 SiO ₂
$\alpha = 3.02$	$\alpha = 3.04$	$\alpha = 3.06$	$\alpha = 0.78$
R ₂ O:RO = 1:1	R ₂ O:RO = 1:1.33	R ₂ O:RO=1:1.04	R ₂ O:RO = 1:1.64

Основным отличием окунайского гранита является повышенное содержание кварца, достигающего значения породообразующего минерала, и меньшее количество цветных компонентов. Под микроскопом состав породы следующий: микроклин-пертит, альбит, кварц, роговая обманка, биотит, эпидот, серицит и акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит, ортит, ильменит и флюорит (табл. V — 18).

Из полевых шпатов преобладает микроклин-пертит; он значительно свежее плагиоклаза, содержит пертитовые вросстки и имеет ясно выраженную решетку. Характер пертитовых прорастаний разнообразен, как и в граносиенитах. Помимо самостоятельных зерен, микроклин образует широкие

* Потеря при прокаливании.

каемки вокруг крупных лейст плагиоклаза и антипертитовые вроски в последнем.

П л а г и о к л а з по данным измерения угла погасания (010) принадлежит альбиту. Показатели преломления его Ng' и Np' < показателя преломления канадского бальзама. Как правило, его призматические и лейстовидные кристаллы мутны, серицитизированы и обильно усеяны мелкими зернышками минералов группы эпидота.

К в а р ц — чистый, всегда аллотриоморфен.

Среди темноцветных минералов преобладает сине-зеленая роговая обманка, тождественная с описанной выше в составе граносиенитов. В под-

чиненном количестве присутствует зеленовато-бурый биотит в виде мелкошешуйчатых скоплений.

А п а т и т и **ц и р к о н** образуют обычные эвгедральные кристаллики.

С ф е н в неправильных зернах окружает каемками ильменит, кристаллики которого достигают величины 0.8×0.2 мм.

О р т и т. Довольно крупные зерна, лишены правильных ограничений, грязнобурого цвета. В некоторых случаях почти непрозрачен, в других — отчетливо плеохроирует от светлого до красноватобурого. Окаймляется бесцветным или слабо плеохроирующим эпидотом.

Б е с ц в е т н ы й ф л ю о р и т мезоста-

тически выполняет мелкие интерстиции между другими компонентами.

Порода несет на себе ясные признаки катаклаза, более или менее маскирующие первичную гипидиоморфно зернистую структуру. Очертания почти всех зерен зубчатые, часть из них обращена в мелкозернистые скопления, располагающиеся полосами между крупными неделимыми. Темноцветные компоненты местами ориентированы субпараллельно направлению сланцеватости породы, вместе с удлиненными зернами кварца.

Анализ породы (табл. 12) подтверждает нормальный состав гранита.

Лейкократовый гранит

На побережье Байкала, в районе пос. Нижнеангарска, обнажается лейкократовая неравнозернистая порода, состоящая из зерен беловатого полевого шпата, полупрозрачного кварца и пластинок светлой слюды. Средний размер зерен $0.5—0.8$ мм, с отклонениями в ту и другую сторону от 0.1 до 2.5 мм.

Под микроскопом порода складывается следующими минералами: альбит, микроклин, кварц, мусковит, биотит, эпидот, сфен, апатит и ортит.

Т а б л и ц а 12

Химический состав гранита

Компоненты	Обр. № 61в (р. Оку- найка)	
	Вес %	Мол. кол.
SiO ₂	72.28	1.205
TiO ₂	0.25	0.003
Al ₂ O ₃	14.43	0.141
Fe ₂ O ₃	0.97	0.006
FeO	1.20	0.017
MnO	следы	—
MgO	0.09	0.002
CaO	1.09	0.019
Na ₂ O	3.39	0.054
K ₂ O	5.82	0.062
F	—	—
Влага	0.09	—
Потеря при прокаливании	0.45	—
Σ	100.06	—

Магматическая формула
по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

$$1.05 \overline{RO} : 8.20 \text{ SiO}_2$$

$$\alpha = 4.05$$

$$R_2O : RO = 3.01 : 1$$

А л ь б и т образует всегда изометрические, призматические лейстовидные кристаллы с тонкими полисинтетическими двойниками, пелитизированные и усеянные мелкими чешуйками серицита. Измерение двойников на федоровском столике дает следующие результаты (обр. № 584в):

$$\begin{array}{lll} \begin{array}{l} \nearrow Ng = 15.5 \\ \rightarrow Nm = 74.5 \\ \searrow Np = 89 \end{array} & \begin{array}{l} \nearrow Ng = 15.5 \\ \rightarrow Nm = 74.5 \\ \searrow Np = 89 \end{array} & \begin{array}{l} 2V = + 81^{\circ} \\ N \approx 4 \perp (010) \end{array} \end{array}$$

В некоторых разностях плагиоклаз зонален; по определению погасания в сечениях $\perp (010)$ центральные части кристаллов принадлежат альбит-олигоклазу № 13—15. Местами наблюдается антипертитовое прорастание альбит-олигоклаза микроклином.

М и к р о к л и н - п е р т и т более ксеноморфен, чем плагиоклаз, — чистый, свежий, с прекрасной микроклиновой решеткой и легким облачным погасанием. Образует неправильные или изометричные зерна с тонкими пертитовыми вростками.

М у с к о в и т. Немногочисленные удлиненные и неправильные пластинки, иногда образующие сложное прорастание с полевыми шпатами, подобное микропегматитовому, что указывает на пневматолитовый характер минерала.

Б и о т и т присутствует в незначительном количестве в мелких листочках с интенсивным плеохроизмом от бурого до светложелтого.

Минералы группы э п и д о т а. Крупные идиоморфные кристаллы, иногда с хорошо образованными гранями; некоторые зерна плеохроируют в лимонно-желтых тонах. Содержат вростки аллотриоморфных зернышек кварца и местами, подобно мусковиту, образуют тонкое прорастание с полевыми шпатами, по типу напоминающее пегматитовое.

О р т и т. Небольшие хорошо образованные кристаллы зеленоватого, бурого и красновато-бурого цвета, со слабым плеохроизмом и низкими цветами поляризации, маскирующимися собственной окраской минерала. Обычно окружен каемками эпидота.

А п а т и т — грязновато-бурого цвета, встречается в форме обычных идиоморфных призмочек и шестиугольных разрезов.

С ф е н. Редкие мелкие бурые зернышки, рассеянные по всей породе.

Первичная структура породы — гипидиоморфно зернистая, несколько порфирированная, более или менее осложнена следами катаклаза.

По интенсивности изменения можно выделить три типа.

В первоначальной стадии признаки механических воздействий на породу выражаются в облачном погасании кварца, изредка полевых шпатов. Некоторые зерна имеют зубчатые контуры, иногда раздроблены.

В более измененных разностях структура породы приближается к грабобластической, но сохраняет еще реликты гипидиоморфной структуры. Крупные зерна кварца и полевых шпатов почти всегда имеют волнистое погасание, нередко деформированы и в отдельных участках превращены в мелкозернистую массу. Пластинки слюд огибают крупные кристаллы.

В результате наиболее интенсивного катаклаза порода ясно сланцевата. Реликтовые крупные неделимые полевых шпатов приняла форму округлых или вытянутых, согласно общей сланцеватости, зерен, со всех сторон обтекаемых мелкозернистой кварцево-полевошпатовой основной массой.

Некоторые зерна кварца превращены в линзовидные мозаичные агрегаты, ориентированные по сланцеватости породы так же, как и пластинки слюды.

По химическому и минералогическому составу байкальский гранит принадлежит к типичным пегматитовидным гранитам с характерными для них пневматолитовыми проявлениями.

Для сравнения приведем (табл. 13) анализ мусковит-плагиоклазового пегматита Мамско-Витимского района (Альтгаузен, 1935) и формулу, вы-

численную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (1933) из 13 анализов, произведенных для письменных гранитов: $0.95 \overline{RO}$; $8.75 SiO$; $\alpha=4.38$; $R_2O : RO=5.2:1$.

С байкальским лейкократовым гранитом, инъецирующим амфиболиты мыса Курла, тесно связаны пегматиты, в изобилии констатированные на байкальском побережье. Сложная картина инъекции описана выше.

Макроскопически пегматиты ничем существенным не отличаются от описанного гранита; они крупнозернисты, белого цвета, кварц-полевошпатового состава; содержат крупные выделения мусковита, граната и ортита.

Таблица 13

Химический состав гранита и мусковит-плагноклазового пегматита

Компоненты	Лейкократовый гранит (Байкальский р-н, кл. Тошка)		Мусковит-плагноклазовый пегматит (Мамско-Витимский р-н)	
	Обр. № 584f			
	Вес %	Мол. кол.	Вес %	Мол. кол.
SiO ₂	73.89	1.232	74.67	1.245
TiO ₂	0.07	—	0.09	—
Al ₂ O ₃	14.94	0.146	15.56	0.152
Fe ₂ O ₃	0.31	0.002	0.10	0.001
FeO	0.09	0.001	0.79	0.011
MnO	0.01	—	0.01	—
MgO	0.03	0.001	0.17	0.004
CaO	0.03	0.026	1.10	0.020
Na ₂ O	1.43	0.076	5.67	0.092
K ₂ O	4.70	0.040	1.04	0.015
P ₂ O ₅	3.78	—	—	—
CO ₂	0.02	—	0.13	0.003
H ₂ O+	—	—	0.74	—
H ₂ O-	0.41	—	0.08	—
Σ	99.80	—	100.15	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Обр. № 584f	Мусковит-плагноклазовый пегматит (Мамско-Витимский р-н)
$0.98 \overline{RO}:8.4 SiO_2$	$0.9 \overline{RO}:8.1 SiO_2$
$\alpha = 4.22$	$\alpha = 4.39$
$R_2O:RO = 4.28:1$	$R_2O:RO = 3.2:1$

кварц, мусковит, гранат, ортит, минералы группы эпидота, серицит.

П л а г и о к л а з, по измерению максимального угла симметричного погасания, принадлежит альбит-олигоклазу или олигоклазу. Крупные изометрические и вытянутые кристаллы часто деформированы, с закругленными очертаниями. Замещается серицитом и агрегатами мелких зерен минералов группы эпидота.

К в а р ц, по сравнению с плагноклазом, встречается в мелких ксеноморфных зернах с волнистым угасанием, выполняющих промежутки между крупными зернами плагноклаза. Нередки вытянутые или сплюснутые зерна с зубчатыми очертаниями.

Кристаллы светлосветло-зеленоватого мусковита достигают нескольких сантиметров величины и располагаются отдельными скоплениями — гнездами.

Буро-красный гранат является постоянной примесью. Большей частью он не образует правильных кристаллографических форм, а встречается обычно в виде мелких зерен, в изобилии рассеянных в породе, местами — в виде агрегатов мелких зерен, достигающих 2—3 см в поперечнике.

Ближе к гранитам, в более мощных (до 20 м) послойных пегматитовых жилах, встречаются крупные выделения смоляно-черного ортита, достигающие нескольких сантиметров.

Микроскопический состав пегматита: плагноклаз,

М у с к о в и т, как указывалось, наблюдается отдельными скоплениями в крупных листоватых выделениях, реже — рассеян в породе в виде мелких, часто плейчатых, листочков.

Ц о и з и т и к л и н о ц о и з и т встречен в крупных вытянутых кристаллах или неправильных зернах. Отдельные неделимые достигают 3—5 мм по длинной оси. Как постмагматический — замещает плагиоклаз.

О р т и т образует крупные желто-бурые зерна с ясным плеохроизмом до темнубурого цвета. Характерная пятнистая окраска и зональность ортита выражена местами очень резко.

Первоначальная пегматоидная структура породы, обусловленная приблизительно одновременным выделением главных компонентов, почти всегда в той или иной степени нарушена последующим катаклизмом.

В отдельных случаях пегматиты превращены в плотную брекчию кварц-плагиоклазового состава, сцементированную мелкозернистой массой того же состава с эпидотом. Минералы группы эпидота в этих случаях переполняют породу мелкими кристалликами и неправильными зернами.

В зависимости от степени катаклаза и мощности отдельных прожилков, структура пегматитов изменяется от пегматоидной, слабо нарушенной процессами раздробления, до типичной катакластической.

В процессе инъекции прожилки пегматита подверглись эндоконтактовому метаморфизму значительно сильнее гранита, и этим обусловлены различия в минералогическом составе названных пород.

Пегматиты беднее кварцем; полевые шпаты гранита — микроклин и альбит — заменяются в них олигоклазом.

Десилификация пегматита объясняется, видимо, миграцией SiO_2 и калия, частично натрия, в боковые породы, с некоторым обогащением последних кварцем и биотитом. По всей вероятности, имеется также привнос в пегматиты кальция из вмещающих пород габбровой магмы.

VII. ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Ортофиры

Ортофиры пересечены маршрутом в среднем течении р. Кунермы, выше устья р. Джелтуй и в среднем течении р. Окунайки, на границе Байкальского нагорья с Приленской плоской возвышенностью.

По внешнему облику ортофиры представляют буроватые, темносерые и до черных породы с афанитовой основной массой и розовато-серыми фенокристами полевых шпатов таблитчатой формы.

Под микроскопом порода — порфировая, с немногочисленными фенокристами, представленными преимущественно ортоклазом-микропертитом и кислым плагиоклазом, изредка — голубовато-зеленым амфиболом, почти пацело замещенным зеленым плеохроичным хлоритом с примесью зернышек кварца и минералов группы эпидота.

П л а г и о к л а з образует фенокристы призматической и таблитчатой формы, слегка пелитизированные и усыпанные мелкими чешуйками серицита, с тонкими полисинтетическими двойниками. В табл. 14 приведены результаты измерения двойников плагиоклаза.

Вкрапленники о р т о к л а з а, обычно, — таблитчатой формы, побурелые, с тонкими пертитовыми вростками вторичного альбита с прерывистым расположением двойниковых полосок. Местами почти целиком ортоклаз замещен альбитом.

Количество фенокристов в породе колеблется от 17 до 25—30%.

Часто они сильно оплавлены и корродированы, причем коррозионные пространства выполнены основной массой; местами фенокристы образуют гломерокристаллические сростки. На ряду с крупными (2 мм) кристаллами присутствуют и микровкрапленники, размером 0.2 мм (табл. V — 19).

Мелкозернистая основная масса породы существенно состоит из щелочных полевых шпатов — альбита и ортоклаза (последний превалирует),

№ Об- раз- ца	Координаты двой- никовои оси			Погасание L (010)	2 V	Прелом- ление	№ плагио- клаза	Примечание
	Ng	Nm	Np					
32	—	—	—	—12°	—	< к. б.	8—9	Величина угла оптич. осей по- лучена из трех из- мерений по двум осям
33	—	—	—	—11	—	< к. б.	9—10	
33a	73	17	87	—	—	< к. б.	1 [001]	
56	15	75	87	—	+87°	< к. б.	0 [010]	
56	—	—	—	—11	—88	< к. б.	10	

иногда амфибола и варьирующего незначительного количества первичного кварца. По типу структуры можно выделить три разновидности, связанные, впрочем, постепенными переходами: 1) микрогранитовая основная масса; щелочные полевые шпаты образуют лейсточки, таблички и неправильные зерна; на этом фоне обильно рассеяны листочки зеленого хлорита, повиди-

Химический состав ортофиров

Таблица 15

Компоненты	Ортофир (долина р. Куермы) Обр. № 33a		Ортофир (долина р. Окунайки) Обр. № 56		Бескварцевый порфир (шведская Лапландия)	
	Вес %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	62.97	1.049	60.42	1.007	61.24	1.021
TiO ₂	1.08	—	1.15	—	0.82	—
Al ₂ O ₃	14.73	0.144	15.41	0.151	13.95	0.136
Fe ₂ O ₃	1.73	0.011	3.66	0.023	3.81	0.024
FeO	5.61	0.077	4.30	0.060	1.45	0.020
MnO	0.13	0.002	0.08	0.001	0.44	0.002
MgO	3.69	0.092	0.97	0.024	4.23	0.106
CaO	0.84	0.015	2.86	0.051	3.69	0.066
Na ₂ O	3.79	0.061	5.02	0.081	5.13	0.083
K ₂ O	2.02	0.021	4.78	0.051	4.53	0.049
P ₂ O ₅	0.09	0.001	—	—	0.01	—
CO ₂	0.10	0.002	—	—	0.51	0.012
Cl	следы	—	—	—	—	—
S	0.09	—	—	—	0.02	—
BaO	—	—	—	—	0.05	—
H ₂ O +	2.60	—	1.86*	—	0.38	—
H ₂ O -	0.32	—	0.12	—	—	—
Σ	99.79	—	100.63	—	99.96	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Обр. № 33a	Обр. № 56	Бескварцевый порфир (шведская Лапландия)
1.72 $\overline{RO}$:6.77 SiO ₂	1.55 $\overline{RO}$:5.77 SiO ₂	1.96 $\overline{RO}$:6.38 SiO ₂
$\alpha = 2.87$	$\alpha = 2.53$	$\alpha = 2.77$
R ₂ O:RO = 1:2.25	R ₂ O:RO = 0.97:1	R ₂ O:RO = 0.73:1

* Потеря при прокаливании.

мому замещающего темноцветный минерал; в незначительном количестве встречаются аллотриоморфные зернышки кварца; 2) микропойкилитовая структура; плохо раскристаллизованная основная масса распадается на многочисленные, одновременно погасающие участки, лишенные резких ограничений и переполненные вростками тонких кристалликов щелочного полевого шпата. В небольшом количестве присутствует кварц, главным образом постмагматический, в неправильных, лапчатых зернах с характерным мезостатическим развитием; 3) трахитовая структура; флюидальная микролитовая масса, в которой выделяются своим идиоморфизмом длинные призмочки зеленого амфибола, располагающиеся вместе с пластинками биотита и хлорита параллельно общей флюидалности породы. Наблюдается «обтекание» фенокристов основной массой.

Количество и формы развития кварца сходны с описанными выше. Изредка обнаруживается интересное прораствание щелочных полевых шпатов тонкоиглольчатыми агрегатами кварца.

Акцессорные минералы — апатит и ильменит (последний — в тесном сростании со сфеном, местами замещается лейкоксеном) — образуют крупные зерна.

Циркон встречается довольно редко, в виде эвгедральных призмочек.

В породе присутствуют многочисленные миндалины округлой или овальной формы (в последнем случае достигающие 2 мм по длинной оси), выполненные мелкозернистым кварцем и зеленым хлоритом. Обычно эти компоненты образуют ряд концентрических оболочек, попеременно кварцевого и хлоритового состава. Ядро миндалины выполнено хлоритом, иногда с примесью кварца (табл. V — 20).

По содержанию некоторого количества первичного кварца порода отличается от нормальных ортофиоров, но стоит ближе к последним, нежели к кварцевым порфирам, и является эффузивным аналогом описанных выше граносиенитов.

Для удобства сравнения химического состава приведем (табл. 15) анализ типичного бескварцевого порфира (ортофира) из шведской Лапландии, взятого у Розенбуша (1934).

Приведенные анализы подтверждают, что по химическому составу наши породы гораздо ближе к ортофирам, чем к кварцевым порфирам.

Диаграмма В. Н. Лодочникова (фиг. 18) наглядно иллюстрирует графическое расположение точек различных пород Северобайкальского нагорья, вычисленных по данным приводимых выше химических анализов.

VIII. ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

На всем протяжении наших маршрутов не встречено никаких фаунистически охарактеризованных горизонтов, которые помогли бы решению вопроса точной стратиграфии и возраста описываемых пород. В согласии с прежними геологическими исследованиями, мы относим весь комплекс кристаллических сланцев нашего района к архею.

Кварцитовые и хлоритовые сланцы и кристаллические известняки низовьев р. Тьи, относимые В. В. Домбровским в протерозой, за отсутствием отчетливых несогласий также включаются нами условно в архей.

Установление стратиграфических соотношений для нашего района возможно лишь путем сопоставления основных черт геологии и петрографии с геологией близких, более исследованных районов, в которых возраст аналогичных геологических образований определяется более точно.

На основании наших химико-петрографических исследований намечается разделение толщ кристаллических сланцев архея на две основные свиты: нижнюю (A_1) — гранито-гнейсовую, генетически относящуюся к магматогенным породам, и верхнюю (A_2) — пеструю свиту различных кристаллических сланцев и подчиненных им кристаллических известняков и циппинов, относящуюся к породам седиментогенным.

№ Об- раз- ца	Координаты двой- никовои оси			Погасание ⊥ (010)	2 V	Прелом- ление	№ плагио- клаза	Примечание
	Ng	Nm	Np					
32	—	—	—	—12°	—	< к. б.	8—9	Величина угла оптич. осей по- лучена из трех из- мерений по двум осям
33	—	—	—	—11	—	< к. б.	9—10	
33a	73	17	87	—	—	< к. б.	1 [001]	
56	15	75	87	—	+87°	< к. б.	0 [010]	
56	—	—	—	—11	—88	< к. б.	10	

иногда амфибола и варьирующего незначительного количества первичного кварца. По типу структуры можно выделить три разновидности, связанные, впрочем, постепенными переходами: 1) микрогранитовая основная масса; щелочные полевые шпаты образуют лейсточки, таблички и неправильные зерна; на этом фоне обильно рассеяны листочки зеленого хлорита, повиди-

Химический состав ортофиров

Таблица 15

Компоненты	Ортофир (долина р. Куермы) Обр. № 33a		Ортофир (долина р. Окунайки) Обр. № 56		Бескварцевый порфир (шведская Лапландия)	
	Вес %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	62.97	1.049	60.42	1.007	61.24	1.021
TiO ₂	1.08	—	1.15	—	0.82	—
Al ₂ O ₃	14.73	0.144	15.41	0.151	13.95	0.136
Fe ₂ O ₃	1.73	0.011	3.66	0.023	3.81	0.024
FeO	5.61	0.077	4.30	0.060	1.45	0.020
MnO	0.13	0.002	0.08	0.001	0.44	0.002
MgO	3.69	0.092	0.97	0.024	4.23	0.106
CaO	0.84	0.015	2.86	0.051	3.69	0.066
Na ₂ O	3.79	0.061	5.02	0.081	5.13	0.083
K ₂ O	2.02	0.021	4.78	0.051	4.53	0.049
P ₂ O ₅	0.09	0.001	—	—	0.01	—
CO ₂	0.10	0.002	—	—	0.51	0.012
Cl	следы	—	—	—	—	—
S	0.09	—	—	—	0.02	—
BaO	—	—	—	—	0.05	—
H ₂ O +	2.60	—	1.86*	—	0.38	—
H ₂ O -	0.32	—	0.12	—	—	—
Σ	99.79	—	100.63	—	99.96	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Обр. № 33a	Обр. № 56	Бескварцевый порфир (шведская Лапландия)
1.72 $\overline{RO}$:6.77 SiO ₂	1.55 $\overline{RO}$:5.77 SiO ₂	1.96 $\overline{RO}$:6.38 SiO ₂
$\alpha = 2.87$	$\alpha = 2.53$	$\alpha = 2.77$
R ₂ O:RO = 1:2.25	R ₂ O:RO = 0.97:1	R ₂ O:RO = 0.73:1

* Потеря при прокаливании.

мому замещающего темноцветный минерал; в незначительном количестве встречаются аллотриоморфные зернышки кварца; 2) микропойкилитовая структура; плохо раскристаллизованная основная масса распадается на многочисленные, одновременно погасающие участки, лишенные резких ограничений и переполненные вростками тонких кристалликов щелочного полевого шпата. В небольшом количестве присутствует кварц, главным образом постмагматический, в неправильных, лапчатых зернах с характерным мезостатическим развитием; 3) трахитовая структура; флюидальная микролитовая масса, в которой выделяются своим идиоморфизмом длинные призмочки зеленого амфибола, располагающиеся вместе с пластинками биотита и хлорита параллельно общей флюидалиности породы. Наблюдается «обтекание» фенокристов основной массой.

Количество и формы развития кварца сходны с описанными выше. Изредка обнаруживается интересное прорастание щелочных полевых шпатов тонкоиглообразными агрегатами кварца.

Акцессорные минералы — апатит и ильменит (последний — в тесном сростании со сфеном, местами замещается лейкоксереном) — образуют крупные зерна.

Циркон встречается довольно редко, в виде эвгедральных призмочек.

В породе присутствуют многочисленные миндалины округлой или овальной формы (в последнем случае достигающие 2 мм по длинной оси), выполненные мелкозернистым кварцем и зеленым хлоритом. Обычно эти компоненты образуют ряд концентрических оболочек, попеременно кварцевой и хлоритовой состава. Ядро миндалины выполнено хлоритом, иногда с примесью кварца (табл. V — 20).

По содержанию некоторого количества первичного кварца порода отличается от нормальных ортофиоров, но стоит ближе к последним, нежели к кварцевым порфирам, и является эффузивным аналогом описанных выше граносиенитов.

Для удобства сравнения химического состава приведем (табл. 15) анализ типичного бескварцевого порфира (ортофира) из шведской Лапландии, взятого у Розенбуша (1934).

Приведенные анализы подтверждают, что по химическому составу наши породы гораздо ближе к ортофирам, чем к кварцевым порфирам.

Диаграмма В. Н. Лодочникова (фиг. 18) наглядно иллюстрирует графическое расположение точек различных пород Северобайкальского нагорья, вычисленных по данным приводимых выше химических анализов.

VIII. ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЯХ ГОРНЫХ ПОРОД

На всем протяжении наших маршрутов не встречено никаких фаунистически охарактеризованных горизонтов, которые помогли бы решению вопроса точной стратиграфии и возраста описываемых пород. В согласии с прежними геологическими исследованиями, мы относим весь комплекс кристаллических сланцев нашего района к архею.

Кварцитовые и хлоритовые сланцы и кристаллические известняки низовьев р. Тыи, относимые В. В. Домбровским в протерозой, за отсутствием отчетливых несогласий также включаются нами условно в архей.

Установление стратиграфических соотношений для нашего района возможно лишь путем сопоставления основных черт геологии и петрографии с геологией близких, более исследованных районов, в которых возраст аналогичных геологических образований определяется более точно.

На основании наших химико-петрографических исследований намечается разделение толщ кристаллических сланцев архея на две основные свиты: нижнюю (A_1) — гранито-гнейсовую, генетически относящуюся к магматогенным породам; и верхнюю (A_2) — пеструю свиту различных кристаллических сланцев и подчиненных им кристаллических известняков и ципполинов, относящуюся к породам седиментогенным.

Схематически стратиграфическая последовательность кристаллических сланцев по трем основным маршрутам приведена в табл. 16 (фиг. 19, 20, 21, 22).

Таблица 16

Стратиграфическая характеристика кристаллических сланцев

Свита	Долина рр. Тыи—Гоуджонита	Долина р. Грамны	Долина р. Тылокита
A ₂	Зеленые сланцы (эпидот-роговообманково-хлоритовые) и подчиненные им кварциты и кристаллические известняки	—	Кристаллические сланцы (двуслюдяные, мусковитовые, актинолитовые, гранатовые, ставролитовые, полевошпатовые и эпидот-роговообманковые) и подчиненные им ципполины
A ₁	Двуслюдяные гнейсы Биотит-роговообманковые гнейсы и подчиненные им амфиболиты Гранито-гнейсы	— Эпидот-биотит-роговообманковые гнейсы и подчиненные им амфиболиты —	Двуслюдяные гнейсы Эпидот-биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы —

Вся толща архейских пород залегает с северо-восточным простиранием (40—60°) и смята в целый ряд складок того же направления.

Сходные черты литологического состава и возрастного подразделения толщи архейских пород отмечаются в исследованиях Е. В. Павловского и А. И. Цветкова в Западном Прибайкалье в 1935—1936 гг. (Павловский и Цветков, 1936—1937). В бассейнах рр. Сармы, Анги и Бугульдейки названные авторы выделяют в одном случае две, в другом — три свиты архейских пород. Стратиграфическая последовательность в обоих случаях одна и та же и сводится к следующему: 1) район Сармы, свита A₁ — чередование кварцитов сланцев и гнейсов; свита A₂ — в основном кристаллические, карбонатные породы и подчиненные им сланцы и гнейсы; 2) Бугульдейско-Ангинский район; свита A₁ — кварциты и кристаллические сланцы; свита A₂ — кристаллические сланцы и кристаллические известняки; A₃ — кристаллические известняки и кварциты.

Петрографическая характеристика архея такова: свита A₁ — гнейсы биотитовые, двуслюдяные, роговообманковые, эпидот-биотит-роговообманковые и др., сланцы — биотитовые, мусковитовые, слюдяно-гранатовые, основные полевошпатовые и др.; свита A₂ — мраморы, доломиты, известняки диопсидовые, форстеритовые и др. и сланцы, апалогичные входящим в нижнюю свиту.

Верхняя свита A₃ в петрографическом отношении ничем существенным от нижележащих не отличается.

Полное совпадение литологического состава подтверждает правильность вышеприведенной (табл. 16) стратиграфической схемы.

Более сложным является вопрос возрастных соотношений массивно-кристаллических пород.

При обзоре геологических исследований смежных районов легко убедиться, что породы габбровой магмы имеют большое распространение во всем Прибайкалье.

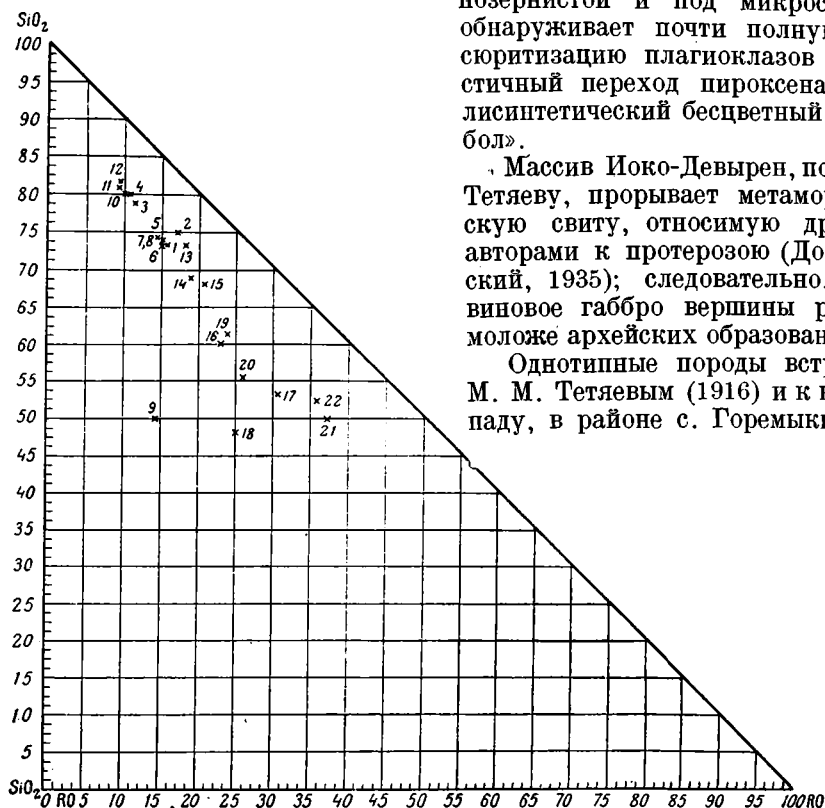
К северо-востоку от нашего района, в вершине р. Тыи, М. М. Тетяевым еще в 1913 г. был отмечен большой габбровый массив Иoko-Девырен, петрографически тождественный с описанным нами (Тетяев, 1915). М. М. Тетяев кратко характеризует его следующим образом: «Единственная массив-

ная порода, встречаемая в области развития метаморфической свиты, принадлежит к типу оливинowego габбро... Она характеризуется присутствием основных плагиоклазов, от лабрадора до анортита, оливина, моноклинного пироксена (диаллага), к которому в центре массива присоединяется еще ромбический пироксен... В центре массива порода темного цвета и сохраняет чрезвычайно свежий вид; ближе к периферии она светлей, становится крупнозернистой и под микроскопом обнаруживает почти полную сосюритизацию плагиоклазов и частичный переход пироксена в полисинтетический бесцветный амфибол».

Массив Иoko-Девырен, по М. М. Тетяеву, прорывает метаморфическую свиту, относимую другими авторами к протерозою (Домбровский, 1935); следовательно, оливинowe габбро вершины р. Тыи моложе архейских образований.

Однотипные породы встречены М. М. Тетяевым (1916) и к юго-западу, в районе с. Горемыки.

Однотипные породы встречены М. М. Тетяевым (1916) и к юго-западу, в районе с. Горемыки.



Фиг. 18.

Графическое изображение химического состава анализированных пород северо-западного Прибайкалья по диаграмме В. Н. Лодочникова

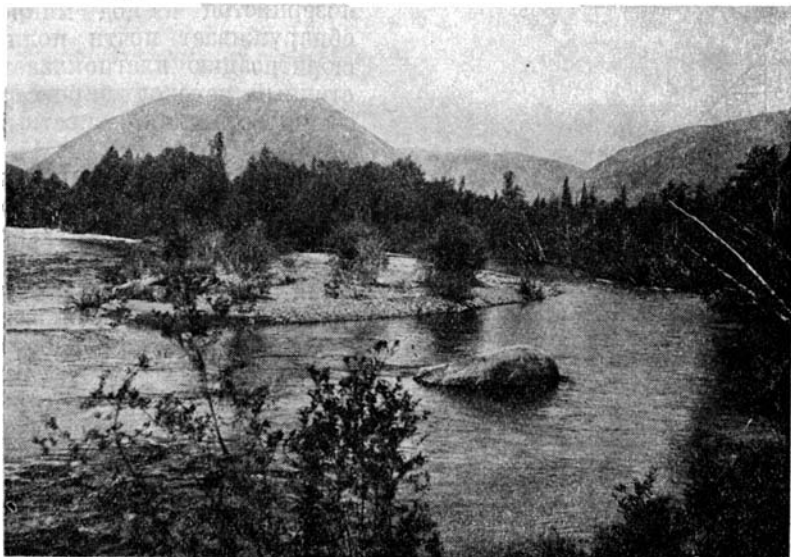
1 — гранито-гнейс, обр. № 563а; 2 — гнейс, обр. № 542а; 3 — гнейс, обр. № 529; 4 — гнейс Олекминский, обр. № 223; 5 — гнейс Олекминский, обр. № 244; 6 — граносенит, обр. № 263; 7 — граносенит, обр. № 557; 8 — разваляцованный граносенит, обр. № 548; 9 — граносенит контакта, обр. № 545; 10 — гранит Окунайский, обр. № 618; 11 — гранит Байкальский, обр. № 584f; 12 — пегматит Мамского района; 13 — ортофир, обр. № 33а; 14 — ортофир, обр. № 56; 15 — бескварцевый порфир, по Розенбушу; 16 — нефелиновый сенит, обр. № 527; 17 — сосюритизированное габбро, обр. № 10; 18 — сосюритизированное габбро, обр. № 581а; 19 — измененный габбро-порфирит, обр. № 516; 20 — цоизит-актинолитовый сланец, обр. № 11а; 21 — амфиболит, обр. № 513а; 22 — диаллаговое габбро Бугульдейско-Ангивского района.

В последнее время геологом А. А. Якжиным (1936) довольно подробно описаны аналогичные породы габбровой магмы в районе Букачанского слюдяного месторождения (Слюдянские горы). А. А. Якжин выделяет следующие разновидности: оливинowe габбро, пироксеновое габбро и габбро-пегматиты.

Роговообманковые гнейсы и амфиболиты, вмещающие габбро, упомянутый автор относит к осадочным породам, не аргументируя этого достаточным фактическим материалом. Судя по петрографическому составу, описанные А. А. Якжиным породы, сложенные местами на 80% роговой обманкой, весьма сходны с амфиболитами мыса Курла, относящимися, по всей вероятности, к измененным и метаморфизованным породам габбровой магмы.

Если мы обратимся к Западному Прибайкалью, то найдем значительное распространение основных пород габбро-диоритового состава, детально

изученных Е. В. Павловским и А. И. Цветковым (1936—1937) в районе Малого моря. По совокупности геолого-петрографических и химико-аналитических исследований упомянутые породы авторы относят к верхнепротерозойскому возрасту. В общем комплексе основных пород Малого моря петрографически выделяются разновидности пироксенового габбро, оливинового



Фиг. 19. Гольц Пактраун. На переднем плане — р. Гоуджokit. По середине реки — ледниковый валун.



Фиг. 20. Вершина гольца Пактраун. Скалы биотит-роговообманковых гнейсов (A_1).

габбро, габбро-норита и полевошпатового амфиболита. Авторы дают характеристику постепенного перехода от свежего габбро к нацело измененным породам.

Небезынтересным представляется сравнение химического состава габбро Бугульдейско-Ангинского района (Павловский и Цветков, 1936) с полученными нами данными (табл. 17).

Сравнительный химический состав габбро

Компоненты	Диаллаговое габбро (Бугульдейско-Ангинский р-н)		Амфиболит (Северо-байкальский район)		Габбро (там же)	
	Обр. № 45		Обр. № 513а		Обр. № 581а	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO ₂	47.35	0.789	45.57	0.760	47.87	0.799
TiO ₂	2.00	0.018	1.21	—	1.63	—
Al ₂ O ₃	17.88	0.175	17.33	0.170	20.46	0.200
Fe ₂ O ₃	0.84	0.005	2.93	0.019	4.27	0.027
FeO	6.62	0.092	6.34	0.088	5.27	0.073
MnO	0.06	0.001	0.17	0.002	0.15	0.002
MgO	5.22	0.130	9.01	0.225	3.75	0.094
CaO	16.28	0.291	12.31	0.221	9.63	0.172
Na ₂ O	2.05	0.034	2.42	0.039	3.56	0.057
K ₂ O	0.40	0.004	0.50	0.005	1.31	0.014
P ₂ O ₅	—	—	0.21	0.001	—	—
S	—	—	0.04	—	0.03	—
H ₂ O-	0.09	—	0.10	—	0.08	—
H ₂ O+	1.80*	—	1.98	—	2.27	—
Σ	100.10	—	100.12	—	100.28	—

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу .

Обр. № 45	Обр. № 513а	Обр. № 581а
3.06 $\overline{RO}$:4.45 SiO ₂	3.04 $\overline{RO}$:4.02 SiO ₂	1.81 $\overline{RO}$:3.51 SiO ₂
$\alpha = 1.47$	$\alpha = 1.33$	$\alpha = 1.46$
R ₂ O:RO = 1:13.5	R ₂ O:RO = 1:12.06	R ₂ O:RO = 1:4.8

Суммируя данные различных исследователей, приходим к выводу, что петрографический и химический состав пород габбровой магмы, широко развитых в Прибайкалье, совершенно однороден. С геологической точки зрения, на первый взгляд кажущаяся разбросанность основных пород на значительном пространстве объясняется расположением отдельных массивов по одной прямой северо-восточного направления, так что все основные породы располагаются в строгом подчинении структурам Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья, имеющим северо-восточное простирание.

Из всего вышеприведенного следует, что изученный нами габбровый массив района Курлинской губы, вместе с перечисленными габброидами близлежащих районов, относится к единому магматическому циклу, вероятно, верхнепротерозойского возраста, имеющему значительное распространение на территории Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья.

Что касается гранитоидов, то М. М. Тетяев (1916) приходит к выводу, что встреченные им на р. Куерме «очковые гнейсы» обязаны своим происхождением метаморфизации каких-либо седиментогенных пород. Он ищет подтверждения своим предположениям в находке небольшого пропластка кварцита в обнажении очковых гнейсов близ устья р. Дельбетинды.

* Потеря при прокаливании.

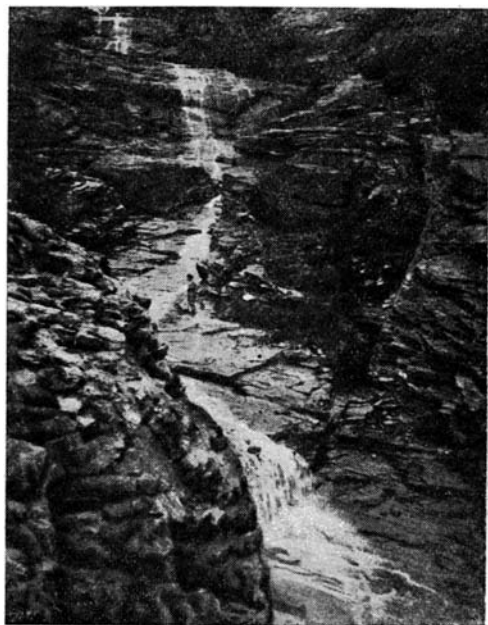
Описывая «очковые гнейсы» как метаморфизованные осадочные породы, М. М. Тетяев здесь же указывает, что вниз по р. Кунерме они переходят в массивные разности того же, т. е. близкого к гранитному, состава. Этот факт сам по себе уже вызывает недоумение.

В результате наших петрографических и химических исследований не остается сомнения в магматической природе «очковых гнейсов». Выше, при описании пород р. Кунермы и при рассмотрении их химического и минералогического состава, отвечающего граносиенитам, мы это показали путем сравнения с неизмененными породами аналогичного состава, развитыми на плоскогорье Унгдар.

В. В. Домбровский совершенно правильно заметил, что встреченный М. М. Тетяевым кварцит принадлежит крупному ксенолиту в теле массивнокристаллических пород, подвергшихся динамометаморфизму. Такие ксенолиты кварцитовых пород отмечены им и в других пунктах на р. Кунерме (Домбровский, 1935).



Фиг. 21. Вершина гольца Пасмурного. Обнажение двухслюдяных сланцев (A_2).



Фиг. 22. Устье ключа на р. Тылоките. Обнажение актинолитово-хлоритовых сланцев (A_2).

В вершине р. Кунермы среди развальцованных граносиенитов нами встречены еще более крупные ксенолиты и пропластки кварцево-слюдяно-хлоритовых сланцев, представляющие обрывки осадочной толщи, вмещающей граносиениты.

Кунерминский массив граносиенита занимает все верхнее течение р. Кунермы, вверх от устья рч. Джелтуй, и прорван мощным излиянием ортофиров, близких по своему химическому составу к граносиенитам.

На западе, по данным М. М. Тетяева (1916) и В. В. Домбровского (1935), на гранитоиды трансгрессивно налегают нормальноосадочные породы нижнего кембрия. Отсюда совершенно точно определяется возраст интрузии как докембрийский.

С другой стороны, при изучении граносиенитов Унгдарского массива, в районе гольца Сегмун, констатированы контактовые изменения пород в результате прорыва граносиенитами архейских роговообманковых гнейсов.

По совокупности всех данных, приведенных выше, возраст граносиенитов, с одной стороны, прорывающих гнейсы архея на Унгдаре, с другой, — перекрывающихся нормально-осадочными породами кембрия в долине р. Кунермы, определяется как протерозойский.

Южнее, в районе Елохина мыса, Е. В. Павловским и А. И. Цветковым изучен большой массив пород гранитного состава, в котором авторам удалось выделить целый ряд разновидностей — от типичных гранитов до почти бескварцевых сиенитовых пород. Минералогический состав некоторых переходных разновидностей тождественен с нашими граносиенитами. По совокупности геолого-петрографических наблюдений и данных прежних исследователей, Е. В. Павловский и А. И. Цветков относят елохинские гранитоиды к протерозойскому времени (Павловский и Цветков, 1936).

Байкальский лейкократовый гранит, инъецирующий породы группы габбро, повидимому, синхроничен наиболее молодым аплитовидным гранитам Прибайкалья, относящимся к верхнему протерозою.

Не исключена возможность синхронизации байкальского гранита с аналогичными слюдоносными гранитами Мамского района.

Невыясненным остается возраст эффузивов, прорывающих граносиениты в долине р. Кунермы и обнаруженные П. И. Преображенским и В. П. Масловым в долине р. Окунайки, на контакте кристаллических пород нагорья с нормальными осадочными породами Приленской плоской возвышенности (Преображенский, 1911). Контакта эффузивов с осадочными породами на р. Окунайке не обнаружено, и поэтому их взаимоотношения не ясны. В долине р. Кунермы эффузивы контактируют только с массивными породами (граносиенитами), очень близкими к ним по химическому составу.

М. М. Тетяев (1916) считает «порфиры» образованиями докембрийского возраста, основываясь на сходстве их с гранитами и принимая обе группы пород за одно целое. На той же точке зрения стоит и В. В. Домбровский (1935), объединяя «порфиры» и граниты в одну группу пород под названием «гранитпорфиры».

В районе Елохина мыса Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1936) описывают крупные экзтрузии порфировых пород, типа кварцевых порфиров, переходящих от кварцевых порфиров к бескварцевым, с фациальными изменениями внутри самого тела порфиров.

Структура и состав основной массы елохинских порфиров чрезвычайно близки к эффузивным породам рр. Кунермы и Окунайки. Главное отличие сводится к отсутствию в наших породах кварцевых вкрапленников и значительно пониженному содержанию кремнекислоты.

Отметим характерную структурную особенность эффузивов: в то время как все гранитоиды, вмещающие эффузивы, в той или иной степени подверглись динамическим и отчасти термальным воздействиям и несут совершенно определенные следы катаклаза, в изученных эффузивах мы ни разу не наблюдали следов деформирования породы как в поле, так и при микроскопическом исследовании шлифов. Этот факт лишний раз подтверждает наше предположение о довольно молодом возрасте эффузивов, прорывающих гранитоиды.

По своему местоположению эффузивы нашего района, вероятно, представляют продолжение полосы порфировых пород Елохина мыса и порфиров, отмеченных М. М. Тетяевым (1916) в долине р. Ирель-Нижняя. Направление полосы порфировых пород ориентировано параллельно краю нагорья, местами приближаясь к контакту с платформой (долина р. Окунайки), местами отдаляясь в глубь нагорья (р. Кунерма).

Представляется вероятным некоторое изменение на таком значительном протяжении химического и минералогического состава порфиров, в зависимости от тех или других, как внешних, так и внутренних, условий излияния.

Порфиры Елохина мыса вышеуказанные авторы (Павловский и Цветков, 1936), по имеющимся в их распоряжении геологическим данным, относят к мезозойскому возрасту.

Для изученных эффузивов рр. Кунермы и Окунайки, к сожалению, в нашем распоряжении нет данных, определяющих их верхнюю возрастную границу. Остается несомненным лишь более молодой возраст их по сравнению с гранитоидами.

SUMMARY

In 1936 the author took part in the work of the North Baikal Geological Party, in the northwest portion of the Baikal-Kirenga watershed (the basin of the Tyia and Kunerma rivers.)

This paper contains the results of that work.

The described region was visited by many investigators. The most considerable works were completed by J. D. Tchersky and M. M. Tetiaiev.

By its relief the region falls distinctly into three different parts: 1) the coast or lowered part, first distinguished by Tchersky; 2) the Goletz (bare mountain, local Russian name) highlands Ungdar described by Preobrazhensky and Tetiaiev and 3) The Alpine range «Namerakit», first distinguished by our work.

Tchersky's geological conceptions are now in their greater part only of the historical importance. M. M. Tetiaiev divides all the stratified rocks into the crystalline and metamorphic series. He was also the first, who gave the scheme of the Baikal district geological structure and traced the chief structures of the northeast direction studied rather thoroughly afterwards by Pavlovsky.

The petrographic study of the materials from the described region was first performed by the author of this paper.

Two chief groups of rocks distinguished by the author are as follows the first one the stratified rocks (granite-gneisses and crystalline schists) and the second one massive-crystalline rocks which fall in their turn into 1) the rocks of the basic magma and their derivatives, 2) alkaline rocks, 3) granitoids and 4) effusive rocks.

Describing a big gabbro intrusive on the Baikal shore the author pays attention to the great variety of separate modifications of rocks and distinguishes the following rocks: diallag-gabbro, olivine gabbro-norite, gabbro-porphyrte, and the derivatives of the gabbro magma — zoisite-actinolite schists and amphibolites.

As to the alkaline rocks, there is described first time for the Baikal district a rather rare type of biotite nepheline syenite.

In the group of granitoids on the base of chemico-petrographic investigations, the author distinguishes granosyenites which in the Kunerma river basin were described by M. M. Tetiaiev as the eye gneisses of sedimentary origin.

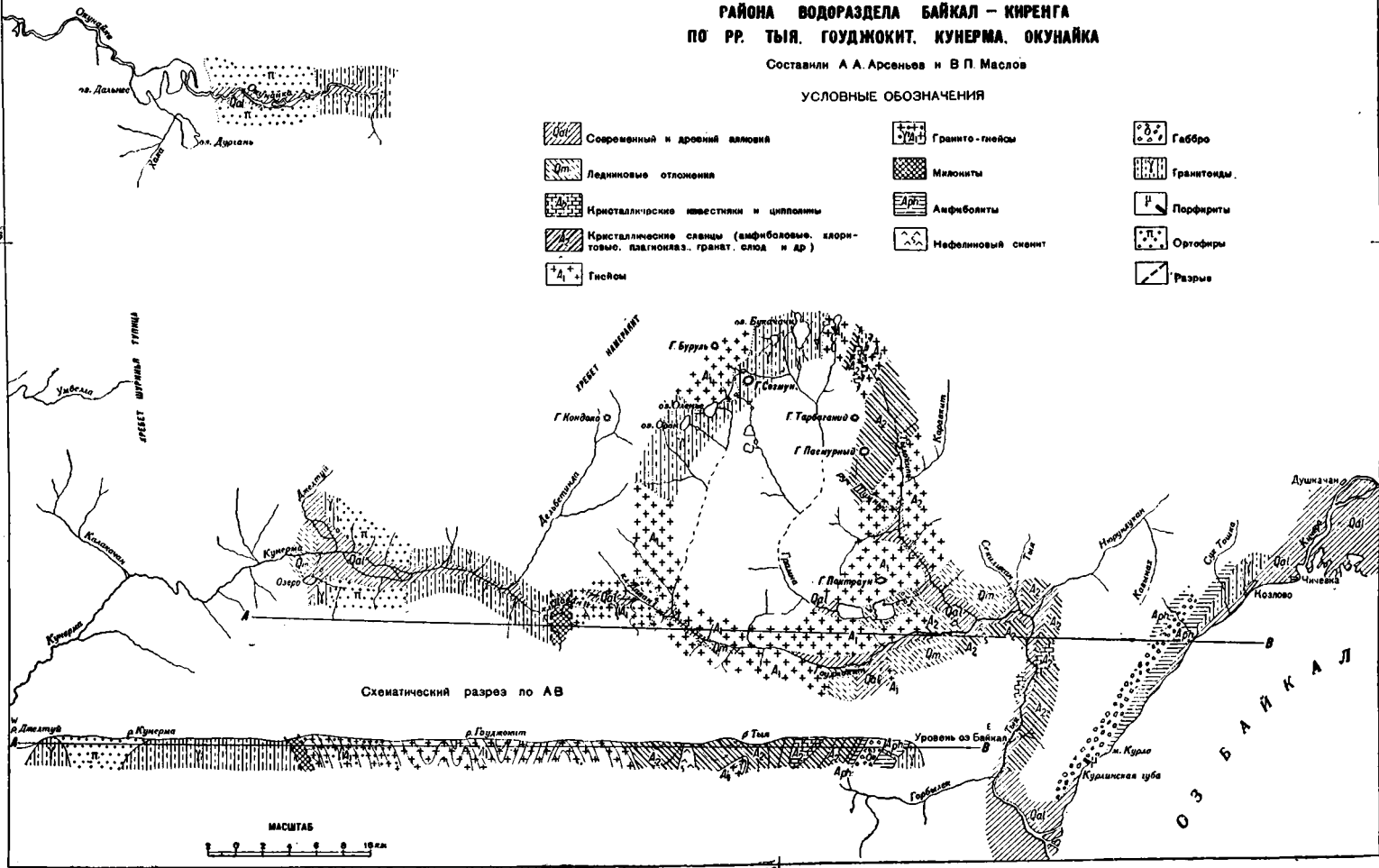
Serie	R. r. Tyia—Goudyokit valley	R. Gramna valley	R. Tylokit valley
A ₂	{ Green schists (epidote-hornblende-chloritic) with subdued quartzites und crystalline limestones	—	Crystalline schists (bimicaceous, muscovite, actinolite, garnet, staurolite, feldspathic and epidotehornblende ones) and the subdued cipolines
A ₁	{ Bimicaceous gneisses Biotite-hornblende gneisses and subdued amphibolites	— Epidote-biotite-hornblende gneisses and subdued amphibolites	Bimicaceous gneisses Epidote-biotite-hornblende and hornblende gneisses
	Granite-gneisses	—	—

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА РАЙОНА ВОДОРАЗДЕЛА БАЙКАЛ — КИРЕНГА ПО РР. ТЫЯ, ГОУДЖОКИТ, КУНЕРМА, ОКУНАЙКА

Составили А. А. Арсеньев и В. П. Маслов

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

	Современный и древний аллювий		Гранито-гнейсы		Габбро
	Ледниковые отложения		Мylonиты		Гранитоиды
	Кристаллические известняки и чирокиты		Амфиболиты		Порфиры
	Кристаллические сланцы (амфиболовые, хлоритовые, тальковые, гранит, гнейс и др.)		Нефелиновый сиенит		Ортогнейсы
	Газсон				Разрывы



Фиг. 23. Маршрутная геологическая карта.

For the first time there were met and described the effusive rocks-orthophyres, apparently the youngest of the described rocks.

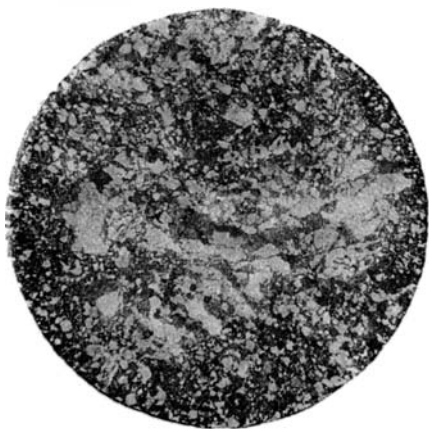
The author accurately correlates the chemical and petrographical composition of all these groups of rocks with that of the more studied similar rocks.

This comparison allows to state the Upper-Proterozoic age of all basic Baikalian intrusions as well as of the intrusions of granosyenitic magma, characterized by small content of SiO_2 and frequently occurring in the more southern portions of the Baikal district.

The completed chemical petrographic and geological investigations enabled the author to make the stratigraphic scheme of gneisses and crystalline schists of the Archaean complex along three parallel routes, these rocks being subdivided into two chief series: A_1 — the lower one (gneisses) and A_2 — the upper one (schists).

ЛИТЕРАТУРА

- А л ь т г а у з е н М. Н. 1935. Месторождение Колотовка Мамско-Витимского района. Труды ВИМС, вып. 86.
- А р с е н ь е в А. А. 1936. Краткое описание маршрута Киренга — Байкал. (*Рукопись.*)
- В о л о ш и н о в Н. А. 1889. Железнодорожная разведка между Ангарой и Байкалом. Изв. Вост.-сиб. отд. РГО, 20, № 5.
- Д о м б р о в с к и й В. В. 1935. Геологический отчет за 1934 г. (*Рукопись.*)
- Л а в р о в М. М. 1933. К геологии Северо-западного Прибайкалья (*Рукопись.*)
- Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. 1933. Петрография. Л. — М.
- М а с л о в В. П. 1936. Признаки древнего оледенения в Северобайкальском нагорье. (*Рукопись.*)
- М а с л о в В. П. 1936. Маршрутное описание пути Байкальской геологической партии 1936 г. (*Рукопись.*)
- М а с л о в В. П. и А р с е н ь е в А. А. 1937. Отчет о работе Северобайкальской геологической партии (*Рукопись.*)
- М о л д а в а н ц е в Е. П. 1924. Щелочные породы левых притоков р. Верхней Ангары. Изв. Геол. ком., 43, № 5.
- О б р у ч е в В. А. 1932. Геологический очерк Прибайкалья и Ленского района. Очерки по геологии Сибири. Л., изд. Акад. Наук.
- О б р у ч е в В. А. 1935. Геология Сибири, I. М. — Л., изд. Акад. Наук.
- П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И. 1934. Южная окраина Олекмо-Витимской горной страны. Труды Геол. инст. Акад. Наук, 4.
- П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И. 1936. Северо-западное Прибайкалье. Геолого-петрографический очерк района Елохина мыса. Труды СОПС, сер. Сибирская, вып. 22.
- П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И. 1937. Западное Прибайкалье. Район западного побережья Малого моря. (*Рукопись.*)
- П а в л о в с к и й Е. В. и Ц в е т к о в А. И. 1938. Западное Прибайкалье. Бугульдейско-Ангинский район. Труды Геол. инст. Акад. Наук, VIII.
- П о л о в и н к и н а Ю. И. 1922. Нефелиновый сиенит в системе р. Ципы. Изв. Геол. ком., 41, № 2—5.
- П о л о в н и к о в В. П. 1910. Рекогносцировочные изыскания железнодорожного пути Иркутск — Бодайбо в 1907—1908 гг. СПб.
- П р е о б р а ж е н с к и й П. И. 1911. Геологические исследования в бассейне рр. Окунайки, Савкиной и Б. Мины. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Ленский район, вып. 7.
- П р е о б р а ж е н с к и й П. И. 1912. Западная окраина Северобайкальского нагорья. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Ленский район, вып. 8.
- П р е о б р а ж е н с к и й П. И. 1913. Маршруты в юго-западной части Северобайкальского нагорья. Геол. исслед. в золотоносн. обл. Сибири, Ленский район, вып. 9.
- Р о з е н б у ш Г. 1934. Описательная петрография. Л. — М.
- Т е т я е в М. М. 1915. Северо-западное Прибайкалье. Бассейн р. Тьи. Труды Геол. ком., Нов. сер., вып. 108.
- Т е т я е в М. М. 1916. Северо-западное Прибайкалье. Область с. Горемыки. Труды Геол. ком., Нов. сер., вып. 126.
- Ч е р с к и й И. Д. 1878; 1880. Предварительный отчет о геологических исследованиях прибрежной полосы оз. Байкала в 1877—1880 гг. Изв. Вост.-сиб. отд. РГО, 9, № 1, 2, 5/6; 11, № 1/2.
- Ш а т с к и й Н. С. 1932. Тектоника Сибирской платформы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. Геол., 10, вып. 3/4.
- Я к ж и н А. А. 1936. Слюдаые месторождения Северо-западного Прибайкалья. (*Рукопись.*)



1. Милонит. Обр. 562. $\times 16$. Николи +.



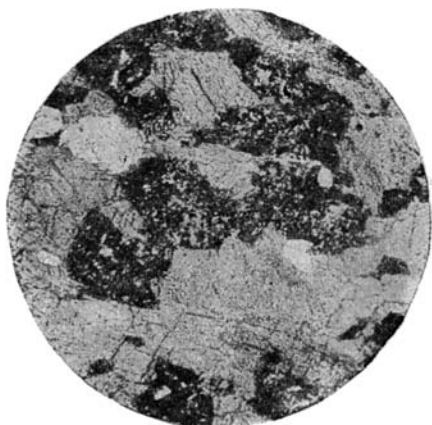
2. Эпидот-биотитовый гнейс. Обр. 528а. $\times 25$. Николи +.



3. Двуслюдяной кристаллический сланец. Обр. 534. $\times 16$. Николи +.



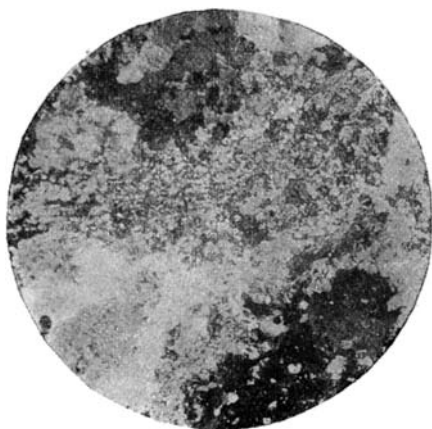
4. Гранатово-слюдистый сланец. Обр. 537. Виден крупный кристалл граната и мелкие кристаллики ставролита. $\times 16$. Николи ||.



13. Амфиболит (темносерое — цоизитизированный плагиоклаз). Обр. 513а. $\times 16$. Николи $\parallel$.



14. Прорастание цоизита (темное) плагиоклазом (белое) в амфиболите Обр. 5. $\times 65$. Николи $+$.



15. Нефелиновый сиенит. Обр. 527. Видны крупные зерна микроклина с решеткой, окруженные альбитом, скопления нефелина (серые) и мелкозернистая масса из полевых шпатов, канкринита, биотита, кальцита. $\times 16$. Николи $+$.



16. Граносиенит Унгдара. Обр. 543в. $\times 16$. Николи $+$.



17. Развальцованный граносиенит
р. Куермы. Обр. 548. Порфироблас-
ты полевых шпатов. $\times 16$. Николи $+$.



18. Роговообманково-биотитовый
гранит р. Окунайки. Обр. 618. $\times 16$.
Николи $+$.



19. Ортофир. Обр. 549. Видны кор-
родированные вкрапленники поле-
вых шпатов в микропйкритовой
основной массе. $\times 25$. Николи $\times$.



20. Ортофир. Обр. 33. Выделяются
миндалины, выполненные вторичным
кварцем (белое) и хлоритом (серое).
 $\times 16$. Николи $\parallel$.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	<i>Стр.</i>
Введение	1
I. Обзор исследований	2
II. Гранито-гнейсы и кристаллические сланцы	5
Гранито-гнейсы	5
Милониты	6
Гнейсы биотит-роговообманковые	7
Двуслюдяные гнейсы	11
Кристаллические сланцы Тылопита	11
Зеленые сланцы	15
III. Кварцевые жилы	18
IV. Породы основной магмы и их производные	18
Диаллаговое габбро	18
Цоизитово-актинолитовые сланцы	21
Оливиновый габбро-норит	23
Габбро-порфирит	26
Метаморфизованный порфирит	26
Амфиболиты	27
V. Щелочные породы	30
Гнейсовидный нефелиновый сиенит	30
VI. Гранитоиды	33
Граносиениты	33
Граносиениты р. Кунермы	36
Роговообманково-биотитовый гранит	38
Лейкократовый гранит	40
VII. Эффузивные породы	43
Ортофиры	43
VIII. Данные о геологических соотношениях горных пород	45
Summary	52
Литература	54

Редактор Л. С. Зайцев. Технический редактор В. М. Юрова. Корректор Х. М. Копман.

Сдано в набор 19/VI 1938 г. Подписано к печати 1/XI 1938 г. Формат 72×110^{1/32}. Объем 3³/₄ п. л.

Учет. авт.-л. 5.86. В 1 п. л. 56 600 печ. зн. Тираж 750 экз. Уполн. Главлита № Б-46156. РИСО № 789.

АНИ № 1100. Заказ № 2804.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига», Москва, Валовая, 28.

ОПЕЧАТКИ

<i>Стр.</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует</i>
12	1 снизу	Ng' < ω; Np' < ε	Ng' < ε; Np' < ω
35	12 сверху	хрупких	крупных
53	На карте вверху	оз. Букачачи	оз. Буручи

Груды ИГЕН, вып. VI

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:

- Савельев, И. И. Геолого-геохимические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол (Ломоносовский институт), 1937. 72 стр. 14 фиг. 1 вкл. Ц. 2 р. 50 к.
- Сборник геологических работ. Под редакцией Б. М. Куплетского (Кольская база имени С. М. Кирова. Труды, вып. 4). 1937. 126 стр. с рис. и вкл. Ц. 5 р. 50 к.
- Славянов, И. И., Грюше, П. А., Машковцев, С. Ф., Карстенс, Э. Э., Сарычева, Т. Г., Лидин, Г. Д., Макаренко, Ф. А. и др. Термы и газы Тянь-Шаня. 1938. 279 стр. Ц. в пер. 13 р. 75 к.
- Сумгин, М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. 2-е дополн. издание. 1937. 380 стр. Ц. в пер. 14 руб.
- Труды Второго совещания по экспериментальной минералогии и петрографии 7—10 мая 1935 г. (Геологическая группа и Петрографический институт им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). 1937. 311 стр. Ц. в пер. 12 р.
- Труды Геологического института. Том VII. 1938. 346 стр. 17 вклеек. Ц. 16 р.
- Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Том V. 1937. 184 стр. 89 фиг. Ц. 6 р.
- Труды Комитета по вечной мерзлоте. Том VI. 1938. 212 стр. Ц. 10 р.
- Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. I. 1937. 171 стр. 3 вкл. Ц. 9 р. 50 к.
- Труды Ломоносовского института геохимии, кристаллографии и минералогии. Вып. X. Минералогическая серия. 1937. 232 стр. Ц. 11 р.
- Труды Петрографического института. Вып. 10. 1937. 196 стр. 39 фиг. Ц. 9 р.
- Труды Петрографического института. Вып. 11. 1937. 156 стр. 61 фиг. Ц. 7 р.
- Труды Петрографического института. Вып. 12. 1938. 234 стр. Ц. 12 р.
- Труды Петрографического института. Вып. 13. 1938. 274 стр. Ц. 16 р.
- Хромыты СССР. Под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехитина. I. (Ломоносовский институт). 1937. 388 стр. 143 фиг.+3 вкл. Ц. в пер. 17 р. 50 к.
- Шифрин, С. З., Гецева, Р. В., Гуляева, А. В., Копелювич, А. В., Эйтелес, М. А., Такоб — месторождение плавикового шпата. Таджикско-Памирская экспедиция. Всесоюзный н.-и. институт минерального сырья. Труды Т. П. Э. Вып. 75. Серия ведущих месторождений. 1937. 409 стр. 3 карты. Ц. 22 р.

ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯТЬ:

Конторе по распространению изданий „Академкнига“ —
Москва, Больш. Черкасский пер., д. № 2.

ФИЛИАЛАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Ленинград 104, проспект Володарского, 53-а.
Киев, ул. Свердлова, 15.
Харьков 3, ул. Свободной Академии, 13.
Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, № 28.
Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.
Минск, Советская, 57.

ПОДПИСНЫМ ПУНКТАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА“

Новосибирск, Центр. почтамт, БОСК 47.
Свердловск, ул. Малышева, 31/8.
Горький, п/я № 46.
Саратов, Советская, 3, кв. 18.
Воронеж, ул. Таранченко, 34, кв. 26.
Тбилиси, ул. Барнова, 22.
Ташкент, Главный почтамт, п/я № 128.

Заказы принимаются также доверенными, снабженными удостоверениями
Конторы „Академкнига“.