



А К А Д Е М И Я    Н А У К    С С С Р

---

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК  
ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СЕКТОР имени Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

**ПЕТРОГРАФИЯ С С С Р**  
СЕРИЯ I. РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ. ВЫПУСК 10

# ПЕТРОГРАФИЯ АЛДАНА

✓  
Ю. А. БИЛИВИН

ПОСЛЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ  
АЛДАНСКОГО РАЙОНА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК С С С Р

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СЕКТОР имени Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

552.53 (с) (с.т.ч.)

15-61

ПЕТРОГРАФИЯ СССР

СЕРИЯ I. РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ. ВЫПУСК 11

# ПЕТРОГРАФИЯ АЛДАНА

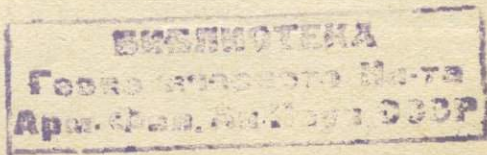
Ю. А. БИЛИБИН

552.32

ПОСЛЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИИ  
АЛДАНСКОГО РАЙОНА

3614

~~3298~~



Главный редактор *Д. С. Белякин*

Ответственный редактор *Б. М. Куплетский*

## ВВЕДЕНИЕ

Алданский район впервые был затронут геологическими исследованиями в 1912 г., когда В. Н. Зверев произвел маршрутную геологическую съемку по долине р. Алдана (1913). При этих исследованиях им были отмечены выходы роговообманковых порфиритов в долине Алдана ниже устья рч. Селигдара и установлена пластообразная форма их залегания. Однако маршрутный характер производившихся работ не позволил тогда установить площадь их развития.

Дальнейшие исследования в Алданском р-не относятся к 1925 г., когда здесь работала экспедиция Геологического комитета под руководством В. Н. Зверева в составе двух геологосъемочных партий. Одна партия под руководством самого В. Н. Зверева засняла в масштабе 1 : 100 000 участок района в верховьях рч. Оргосалы, Селигдара и Томмота; результаты этих работ были опубликованы (1931). Другая партия под руководством Н. Н. Падурова засняла в том же масштабе участок района в бассейне рч. Куранаха и Якокута; результаты работ этой партии опубликованы не были. Работами экспедиции было выяснено в основных чертах геологическое строение района, установлена связь золотоносности с интрузиями сиенитовых пород, прорывающими кембрийские известняки, и собрана богатая петрографическая коллекция этих пород, в том числе интересные щелочные породы с цеолитами из бассейна кл. Золотого (приток рч. Якокута).

В 1926 г., когда трест Алданзолото пригласил меня в качестве геолога, мне удалось, воспользовавшись присутствием на приисках студентов-практикантов Московской горной академии, ныне инженеров, Б. И. Вронского, Н. И. Зайцева, М. Г. Котова и П. М. Шумилова и студента МГА П. Я. Дрожжина, организовать шесть геологосъемочных партий, которые продолжали геологическую съемку района, начатую В. Н. Зверевым. При этих работах было установлено широкое распространение в некоторых участках района мощной свиты песчаников, в которых мне удалось найти юрскую флору. Одновременно мною были установлены интрузивные контакты сиенитов с юрскими песчаниками и доказан послепермский возраст сбросовых дислокаций района. Помимо того, по кл. Дикому, левому притоку рч. Якокута, мною были найдены очень интересные нефелиновые и псевдолейцитовые породы в составе очень сложной интрузии, названной мною впоследствии Якокутским щелочным лакколитом. После описанных К. Хрущевым лейцитовых пород из сборов Лопатина с рч. Подкаменной Тунгуски это была первая находка подобных пород в пределах Союза.<sup>1</sup>

Летом 1927 г. геологосъемочные работы были развернуты трестом Алданзолото несколько шире. Помимо меня, как руководителя и непосредственного участника этих работ, в них принимали участие горный инженер И. Е. Серегин и студенты-практиканты А. П. Бахвалов, П. Я. Дрожжин, Б. П. Елифанов, Н. И. Зайцев, А. А. Семенов, К. Ф. Сивцев и П. М. Шуми-

<sup>1</sup> После этой находки были обнаружены псевдолейцитовые тингуаиты в коллекции В. Н. Зверева, ко времени моей находки еще не обработанной.

лов; в 1927 г. геологическое обследование Алданского р-на в масштабе 1 : 100 000 было закончено. Материалы всех геологопоисковых партий обработаны мною в зимы 1926/27 и 1927/28 гг. в Ленинграде. При этой обработке псевдолейцитовые породы были установлены мною в сборах Вронского, Дрожжина, Шумилова и Серегина из интрузий, названных мною позднее Ыллымахским и Томмотским щелочными лакколитами. Результаты полевых и камеральных работ треста Алданзолото опубликованы не были.

Летом 1928 г. в районе работали лишь две партии по поискам рудного золота: партия Б. П. Елифанова в бассейне рч. Джеконды и партия А. П. Бахвалова в верховьях рч. Томмота, Селигдара, Ортосалы, Якокута, Б. и М. Юхты. Попутно этими партиями был собран некоторый петрографический материал. Материалы Елифанова остались необработанными, материалы Бахвалова были обработаны им вместе с его материалами 1927 г. и опубликованы (1932). Все работы треста Алданзолото, начиная с 1926 г., выполнялись под общим руководством консультанта треста акад. В. А. Обручева.

После 1928 г. все геологические работы в Алданском р-не были прекращены на 4 года. В 1933 и 1935 гг. в Алданском р-не работала от ЦНИГРИ по договору и на средства треста Якутзолото консультационная партия В. Н. Зверева, выполнившая в отдельных участках района детальные геологические съемки. Кроме того, начиная с 1933 г., в районе ежегодно работали партии Якутзолото по поискам рудного золота, попутно производившие также детальную съемку отдельных участков. При этих работах в петрологию района не было внесено чего-либо принципиально нового.

В 1936 и 1937 гг. я работал в районе в качестве консультанта Якутзолото. Помимо посещения месторождений, летом 1936 г. мною был выполнен ряд геологических маршрутов со специальной целью детализировать петрологию района. При этом удалось установить ряд возрастных соотношений между магматическими породами, благодаря чему представилось возможным разбить их на четыре возрастные группы. Более подробно был обследован Якокутский щелочной лакколит, причем были расшифрованы в общих чертах его строение и возрастные соотношения слагающих его магматических пород. В зиму 1936/37 г. мною была проведена в Ленинграде полная камеральная обработка всех геологических материалов по Алданскому р-ну, как старых, так и вновь собранных. Результаты ее изложены мною в «Геологическом очерке Алданского золотоносного района» (1937).

Летом 1937 г. Якокутский щелочной лакколит был по приглашению Якутзолото детально закартирован студенткой (ныне окончившей) Ленинградского университета Э. П. Потаповой. Картирование производилось в масштабе 1 : 25 000 на мензуральной топографической основе при моей консультации. В результате этой работы было достаточно подробно выяснено строение лакколита, собрана систематическая петрографическая коллекция и установлен ряд новых возрастных соотношений между магматическими породами. Камеральная обработка собранных материалов производилась Потаповой в Ленинграде в зимы 1937/38 и 1938/39 гг. при моей консультации. Составление отчета по этой работе в настоящее время заканчивается.

Летом того же 1937 г. я имел возможность посвятить один месяц обследованию Ыллымахского щелочного лакколита, который был мою закартирован в масштабе 1 : 25 000. При этом обследовании удалось вполне достоверно установить строение лакколита и возрастные соотношения большинства слагающих его пород. Исключительная наглядность в строении Ыллымахского лакколита в значительной мере помогла разобраться в более запутанном и далеко не столь наглядном строении Якокутского лакколита. Камеральная обработка материалов произведена мною в зиму 1937/38 г. в Ленинграде. Результаты полевых и камеральных работ изложены в отчете «Ыллымахский щелочной лакколит в Алданском районе» (1938).

Помимо всех этих работ, производившихся в самом Алданском р-не, в прилежащей части Алданской плиты работал в 1931 г. от ЦНИГРИ Д. С. Коржинский специально по изучению петрологии архейского комплекса (1936<sub>1</sub> и 2).

Настоящая сводка основана на результатах всех перечисленных выше работ, но охватывает лишь петрологию послелюрских интрузий, так как петрология архейского комплекса с исчерпывающей полнотой изложена в работах Д. С. Коржинского.

---

## Глава I

### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Алданский р-н расположен в северной части Алдано-Тимптонского водораздела между меридианами  $124^{\circ}00'$  и  $127^{\circ}00'$  в. д. и параллелями  $58^{\circ}00'$  и  $59^{\circ}20'$  с. ш. Он ограничен с севера и запада р. Алданом, с юга его правым притоком Б. Нимгером и с востока р. Тимптоном с его левым притоком Б. Ыллымахом. Общая площадь района в указанных границах составляет около 13 700 км<sup>2</sup>. Административным центром района является пос. Незаметный (районный центр), связанный автодорогой со ст. Б. Невер Амурской ж. д. (648 км) и с пристанью Укулаи на р. Алдане (78 км).

Главнейшие реки, орошающие район, это притоки Алдана: Б. Нимгер (длина в пределах района 140 км) с правым притоком Томмотом (71 км), Правый (53 км) и Левый (68 км) Нимгеркан, сливающиеся вместе в нижнем течении, Ипагли (38 км), Селигдар (91 км) с правыми притоками Ортосалой (42 км) и Куранахом (53 км), Якокут (88 км), Онье (36 км), Элькон (41 км), Джелинда (31 км) и левый приток Тимптона — Б. Ыллымах (134 км) с впадающими в него слева М. Ыллымахом (44 км), Юкунгрой (36 км) с правым притоком Джекондой (27 км), Холодной (30 км) и Русской (30 км).

Все реки, орошающие район, за исключением тех, которые его оконтуривают, текут в общем от центра района к его периферии. В середине района расположен местный водораздельный центр.

Район является составной частью Алданской петрологической провинции, занимающей всю южную часть Алданской плиты и протягивающейся примерно в широтном направлении на 750 км от р. Олекмы на западе до р. Маймакана на востоке. Помимо Алданского р-на, в состав этой петрологической провинции входят районы Верхне-Амгинский, Хатыминский, Тыркандинский, Ламамский и Учурский. Все они характеризуются в общем тем же комплексом послелюрских магматических пород, но не столь полно развитым, и теми же геологическими условиями их залегания. Из Учурского р-на послелюрские магматические породы непрерывно протягиваются на восток через бассейн р. Маймакана вплоть до Алдано-Охотского водораздела.

В геологическом строении Алданского р-на резко различаются два структурных яруса. Нижний структурный ярус представлен породами архея, верхний — нормальными осадочными породами кембрия и юры, интродуцированными послелюрскими магматическими породами. Коржинский расчленяет архейский комплекс Алданской плиты на три толщи (снизу вверх):

- 1) иенгрская толща — основные кристаллические сланцы, кварциты, силлиманитовые и гранатовые гнейсы;
- 2) чарнокитовая толща — гиперстеновые (чарнокитовые) гнейсы, основные и ультраосновные кристаллические сланцы;
- 3) джелтулинская толща — диопсидовые гнейсы с мраморами, гранулиты, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты.



Все три толщи собраны в интенсивные складки и интродуцированы красными аляскистыми или биотитовыми грайтами, одновременными со складчатостью.

Стратиграфическая схема Коржинского вполне приложима и к архею самого Алданского р-на. Наличие в иенгрской толще весьма характерных кварцитов, а в желтулинской — не менее характерных мраморов, диопсидовых и скаполитовых пород позволяет в самых общих чертах построить тектонику архейской толщи в пределах района и проследить распространение в нем отдельных свит этой толщи. Такое прослеживание представляет тем больший интерес, что оно непосредственно затрагивает некоторые вопросы генезиса послелюрских магматических пород и, в частности, вопрос о возможности образования их щелочных разновидностей за счет ассимиляции архейских мраморов.

В самой южной части района проходит крупный Нимгерский мегантиклинал, характеризующийся широким развитием кварцитов и отсутствием мраморов. Очень большим развитием кварцита пользуются по рч. Олонгрокану, правому притоку р. Б. Нимгера, откуда они протягиваются в направлении на северо-запад, примерно вдоль Б. Нимгера, переходя далее на водораздел В. Нимгера и Нимгеркана. Севернее этого крупного антиклинального вздутия проходит примерно в том же северо-западном направлении Нимгерканский мегасинклинал, характеризующийся небольшим развитием кварцитов и появлением пород желтулинской толщи. Эти породы особенно широко распространены в нижнем течении Пр. и Лев. Нимгеркана при отсутствии здесь в то же время кварцитов. Менее значительные участки пород желтулинской толщи в пределах того же синклинального прогиба известны в верховьях рч. Томмота, где они зажаты между более древними породами. Это говорит о том, что ось Нимгерканского мегасинклинала постепенно вздымается в направлении к юго-востоку. Еще дальше в юго-восточном направлении породы архея скрываются под более молодыми осадочными образованиями и не могут быть прослежены.

Севернее Нимгерканского мегасинклинала располагается хорошо выраженный Селигдарский мегантиклинал, в пределах которого чередуются породы иенгрской и чарнокитовой толщ при отсутствии желтулинской толщи. Пласты и линзы кварцитов пользуются в пределах этого вздутия широким распространением в верховьях рч. Инагли, Селигдара и Нючи, опять-таки скрываясь далее к юго-востоку под покровом осадочных пород. К северу от этого мегантиклинала выходы пород иенгрской толщи неизвестны. Здесь можно проследить лишь несколько полос мраморов желтулинской толщи. Наиболее южная из них проходит через пос. Незаметный, рч. Куранах и рч. Золотой, левый приток рч. Якокута. Следующая полоса известна по рч. Курумсале, правому притоку Якокута, и на водоразделе ее с Эльконом. И, наконец, крайняя северо-восточная полоса известна в северо-восточном углу района, между рр. Алданом и Тимптоном. Эти три полосы развития пород желтулинской толщи выделяются мною как Куранаский, Курумсалинский и Тимптонский мегасинклиналы. В промежутках между ними выходы мраморов неизвестны, и развиты породы чарнокитовой толщи. Эти промежуточные вздутия выделены мною как Якокутский и Эльконский мегантиклиналы. Все эти крупные тектонические единицы вытянуты в общем в северо-западном направлении, и каждая из них значительно усложнена более мелкими синклиналами и антиклиналами.

На абрадированной поверхности архейских пород залегают горизонтально или лишь с очень слабыми наклонами нормальные осадочные породы кембрия и юры. В общем поверхность архея обладает слабым уклоном в направлении с юго-востока на северо-запад, в деталях она слабо волниста. Уклоном поверхности архея обусловлено то, что он пользуется преимущественным развитием в южной части района, слагая здесь водоразделы вплоть до самых вершин. В направлении на север на вершинах водоразделов по-

являются известняки кембрия, граница которых далее на север постепенно спускается к уровню речных долин, и, наконец, они совершенно вытесняют архей. Эта правильность в распределении архей и кембрийских известняков несколько нарушается тектоническими поднятиями и опусканиями отдельных участков. Наиболее резко выделяются два таких крупных участка. Один из них расположен в северо-восточной части района и известен под названием Северо-восточного горста. Этот горст со всех сторон, кроме юго-восточной, оконтурен сбросами амплитудой порядка 300—450 м. По направлению к юго-востоку сбросы, оконтуривающие горст, постепенно затухают. Западная граница горста проходит по долине рч. Якокута, южная — по долине рч. Талой, верховьям рч. Юхухты и долине рч. Юкунгры, северная — через верховья рч. Онье в левый приток Элькона кл. Редерги. Высоты залегания архей в пределах горста местами превышают 1500 м, осадочные породы отсутствуют.

Участок погружения занимает верховья Якокута, Джеконды, М. Ыллымаха, правых притоков В. Нимгера и левых притоков Томмота. Вокруг этого участка, в бассейне Томмота, В. Нимгера и Б. Ыллымаха, высота залегания архей изменяется сравнительно немного — в пределах 1000—1100 м, тогда как в середине участка в долине Якокута на высоте 700—800 м повсеместно залегают кембрийские известняки. Это доказывает, что в средней части участка архей опущен не менее чем на 250—300 м. Повидимому, это опускание обусловлено отчасти плавным прогибом архейского фундамента, отчасти рядом оконтуривающих его ступенчатых сбросов. Таким образом, в этом участке как архейский фундамент, так и перекрывающие его осадочные породы образуют пологую чашу с прогнутой серединой и приподнятыми краями. В связи с этим в его пределах развиты почти исключительно осадочные породы — кембрийские известняки по периферии и юрские песчаники в середине, на основании чего он выделяется мною как южное поле осадочных пород. Лишь по окраинам этого участка вдоль речных долин и в самых нижних частях водоразделов появляются породы архей.

Кембрийская толща пород пользуется наибольшим распространением в северной, приалданской, части района и в южном поле осадочных пород. Самым нижним горизонтом толщи, лежащим непосредственно на архее, являются базальные песчаники и конгломераты, очень нестойкие как по своему характеру, так и по мощности. Обычно мощность их измеряется дециметрами или немногими метрами, но в редких случаях она возрастает до 10 и даже более метров. Местами, наоборот, они совершенно выклиниваются, и известняки лежат прямо на архее.

Главную часть кембрийской толщи составляют известняки. Обычно это массивные, толстослоистые плотные породы различных оттенков серого цвета — от светлосерого до темного, почти черного. Среди них заметно выделяются по внешнему виду некоторые разновидности: темносерые до черных битуминозные известняки с нефтяным запахом, известняковые конгломераты и брекчии, оолитовые известняки. В верхних горизонтах толщи появляются пласты красных слоистых мергелей, серые известняки с желваками кремня и халцедона и весьма интересные известняки с обособлениями и прожилками тонкозернистого густофиолетового флюорита.

Кембрийская свита залегает почти горизонтально, лишь со слабым уклоном в общем к северо-западу в пределах  $1^\circ$ , реже  $2-3^\circ$ . Горизонтальность свиты прекрасно прослеживается по высотам ее залегания на склонах долин, в обрывистых обнажениях приалданских увалов и в береговых обнажениях р. Алдана. Иногда в залегании свиты встречаются местные нарушения с углами наклона до  $20^\circ$ ; они приурочены к соседству сбросов или сиенитовых интрузий. Определить мощность свиты довольно затруднительно в виду ее весьма пологого залегания, наличия в ней пластовых интрузий и лакколитов и плохой обнаженности района. Сравнительно

благоприятные условия имеются на водоразделе рч. Джеконида и М. Ыллымаха, где мощность свиты определяется около 300 м.

Каких-либо органических остатков в породах свиты не найдено. К кембрийскому возрасту она относится на основании находки археоциат в красных мергелях, сделанной В. Н. Зверевым в 1912 г. на берегу р. Алдана, к востоку от устья Тимптона, вблизи устья рч. Угено.

Юрская толща пользуется наибольшим распространением в пределах южного поля осадочных пород, в верховья рч. Якокута и М. Ыллымаха. Нижние ее горизонты мощностью около 250 м представлены здесь аркозовыми песчаниками с очень небольшими прослоями (до 1—2 м) и линзами конгломерата. Встречаются также очень небольшие прослои глинистых сланцев. В верхних частях толщи глинистые сланцы образуют более мощный (около 90 м) горизонт. На водоразделе рч. Томмота и Якокута прослеживается верхний песчаниковый горизонт, лежащий на горизонте глинистых сланцев. Видимая мощность его около 110 м, однако нет полной уверенности в том, что это не те же нижние аркозовые песчаники, дублированные сбросом.

Общая мощность юрской свиты в пределах района определяется в 350—450 м. Кроме того, некоторая часть ее, несомненно, уже уничтожена деструкцией. На том же водоразделе Томмота и Якокута шток микромонзонита рвет самые верхние горизонты юры. Структура породы показывает, что она должна была образоваться под некоторой, не слишком тонкой покрывкой осадочных пород. На основании этого можно считать, что около 200—250 м мощности свиты уже уничтожено деструкцией и, таким образом, первоначальную ее мощность можно оценить в 550—700 м. Полагать, что она была заметно больше последней цифры, нет оснований, так как нигде в пределах южной части Алданской плиты мы такой мощности юрской толщ не встречаем.

В пределах южного поля осадочных пород юрская свита залегает в виде пологой чаши, в середине которой породы свиты опущены наиболее низко и лежат горизонтально, а по краям приподняты и имеют наклон к середине. По кл. Дикому, левому притоку Якокута, и в верховьях Томмота, т. е. на северо-западном краю чаши, этот наклон составляет 18—20° и направлен к юго-востоку. Чашеобразная форма залегания свиты обусловлена отчасти тектоническими, отчасти вулканическими причинами: с одной стороны, архейский фундамент под этой чашей также значительно опущен, с другой — вдоль оконтуривающих этот участок сбросов осадочная толща интродуцирована лакколитами, приподнявшими ее и придавшими ей наклон к середине чаши.

Вне пределов южного поля осадочных пород юрская свита встречается отдельными, сравнительно небольшими участками в различных частях района, преимущественно в северной, приалданской его части, занимая наиболее возвышенные участки водораздельных пространств. Несомненно, что все это остатки некогда сплошного покрова юрских отложений, не только покрывавшего весь Алданский р-н, но распространявшегося и далеко за его пределы.

Возраст свиты считается юрским на основании отпечатков флоры, собранных мною в 1926 г. в прослоях глинистых сланцев нижнего песчаникового горизонта, в западной части гольца Юрского, на правом водоразделе кл. Дикого. А. Н. Криштофович (Ленинград) определил из моих сборов: *Cladophlebis* sp., *Podogamites gramineus* и *Czekanowskia rigida*. В 1935 г. работники Якутзолото дополнительно собрали флору из глинистых сланцев на западном склоне южного отрога гольца Моисей в вершине рч. В. Юхты. Из этих сборов В. Д. Принада (Ленинград) были определены: *Cladophlebis* sp. ex. gr., *C. whitbiensis* Brongn., *Czekanowskia setarea* Hr. vel., *Pityophyllum solmsii* Sew., *P. angustifolium* (Nath.), *Schizolepis folinii* Nath. И те и другие определения с несомненностью указывают на юрский возраст толщ.

Как породы архея, так и перекрывающие их осадочные породы прорваны многочисленными интрузиями очень разнообразных магматических пород, большинство которых близко к сиенитовому составу. Интрузивные контакты этих пород с юрской толщей, и в частности, с горизонтами ее, содержащими отпечатки флоры, неоспоримо доказывают послекюрский возраст этих пород (см. карту). В виду отсутствия в районе более молодых осадочных образований, за исключением четвертичных, возраст магматических пород не может быть установлен более точно. Формы залегания магматических пород достаточно разнообразны: лакколиты различного строения, штоки, пластовые интрузии, дайки. Большинство лакколитов являются межформационными и залегают между археем и перекрывающими его кембрийскими известняками. Лишь иногда под основанием лакколита остается небольшой слой кембрийских пород, преимущественно песчаников. Пластовые интрузии приурочены в главной своей массе к нижним горизонтам кембрийских известняков и лишь в исключительных случаях залегают непосредственно на архее, между ним и кембрийской толщей. Дайки и штоки встречаются в любых породах, в том числе и в более ранних разностях тех же послекюрских магматических пород.

По возрасту на основании имеющихся в настоящее время данных все послекюрские магматические породы можно разбить на четыре крупные возрастные группы, внутри которых возможно еще более дробное подразделение пород по возрасту. Эти группы следующие:

1) пластовые интрузии порфировых пород: кварцевых и бескварцевых порфиров, меланократовых порфиров, биотитовых порфиритов и пр.;

2) лакколиты, штоки и дайки весьма разнообразных щелочных пород: псевдолейцитовых и эпидейцитовых порфиров, псевдолейцитовых сиенитов, псевдолейцитовых тингуаитов, псевдолейцититов, шонккнитов, фояитов щелочных сиенитов, пуласкитов, сельвсбергитов, бостонитов и пр.;

3) лакколиты и штоки, реже дайки щелочноземельных пород: микромонцитов, меланократовых микросиенитов, авгитовых сиенитов и сиенит-порфиров и пр.;

4) штоки и дайки эгириновых гранитов, граносиенитов, гранит-порфиров и граносиенит-порфиров.

Не исключена возможность того, что некоторые наиболее ранние породы третьей возрастной группы являются синхронными или даже несколько более ранними, чем наиболее молодые породы второй возрастной группы.

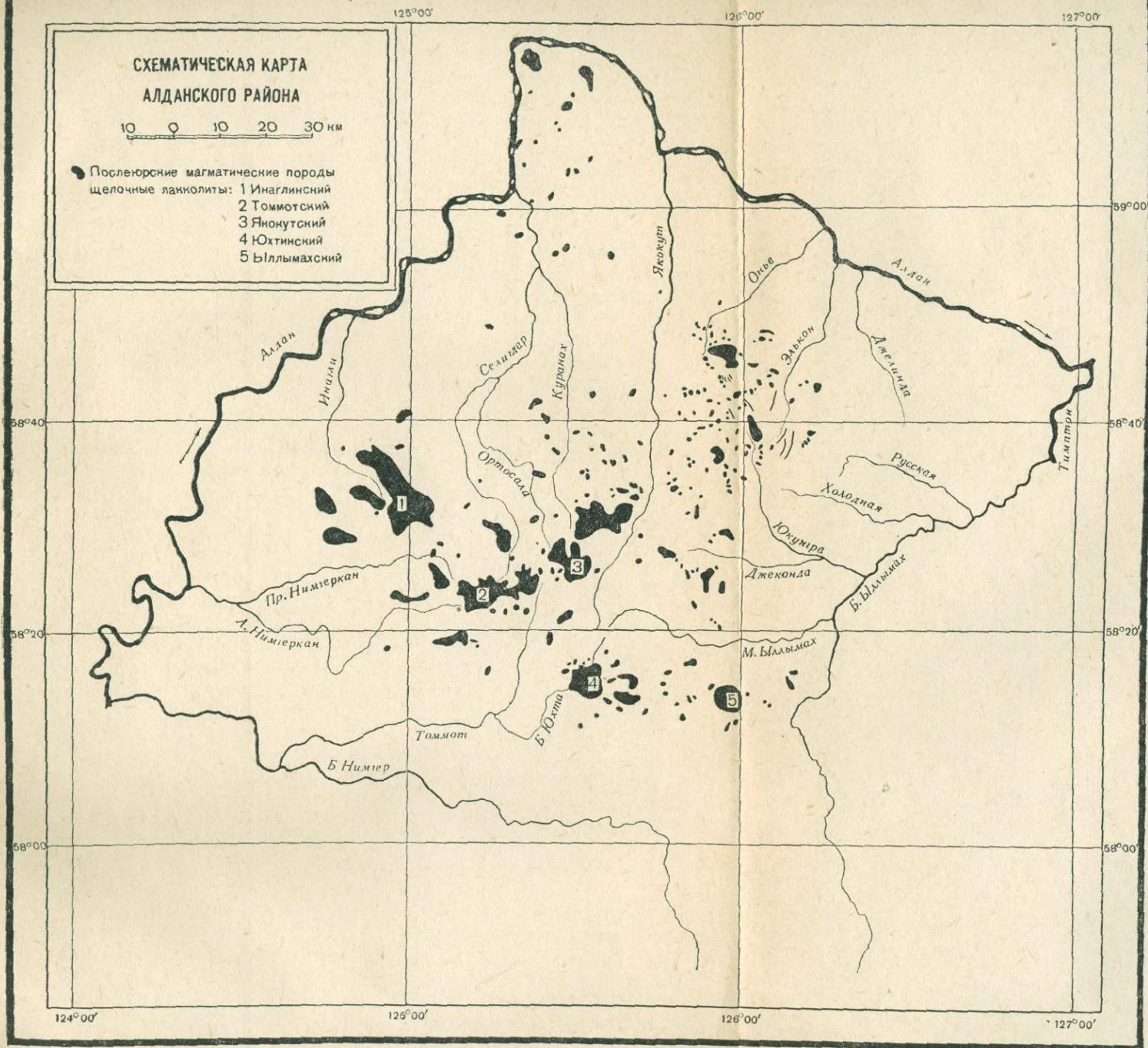
В распределении выходов магматических пород по площади района можно отметить некоторые закономерности. Эти выходы располагаются в общем тремя полосами, связанными, очевидно, с разломами в архейском комплексе, послужившими путями проникновения магмы. Наиболее длинная полоса охватывает лакколиты, расположенные в юго-западной части района. Она протягивается от вершины рч. Инагли через верховья рч. Нимгеркана, Томмота, Юхты, Якокута, М. Ыллымаха и Олонгро вплоть до долины рч. Б. Ыллымаха. Эта полоса лакколитов представляет собой слабо выпуклую к юго-западу дугу длиной около 100 км. В ее пределах расположены четыре крупных лакколита щелочных пород: Инаглинский (голец Лапчатый), Томмотский (голец Батько), Юхтинский и Ыллымахский, и, кроме того, большое количество значительно более мелких лакколитов и штоков щелочноземельных и отчасти щелочных пород. В северо-западной части этой дуги довольно большим распространением пользуются пластовые интрузии порфировых пород, освобожденные деструкционными процессами от перекрывающих их кембрийских известняков.

Вторая полоса интрузий идет параллельно первой в расстоянии около 30 км к северо-востоку от нее; она также представляет собой слабо выпуклую к юго-западу дугу. По своим размерам, длине и ширине, а также по размерам входящих в нее лакколитов она значительно уступает первой полосе; длина ее всего около 50 км. Она протягивается от бассейна рч. Тамарак через Незаметный, Курапах, Золотой до рч. Джеконды. В состав ее входят

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА  
АЛДАНСКОГО РАЙОНА

10 0 10 20 30 км

- Послеюрские магматические породы  
щелочные ланколиты: 1 Инаглинский  
2 Томмотский  
3 Янонутский  
4 Юхтинский  
5 Ыллымахский



преимущественно небольшие лакколиты щелочпоземельных сиенитов и пластовые интрузии порфировых пород. Небольшие лакколиты и дайки щелочных пород известны в бассейне кл. Золотого и крупный лакколит щелочных сиенитов в бассейне Джеконды (голец Шаман).

Наконец, третья полоса интрузий идет в северо-восточном направлении перпендикулярно двум первым (по их радиусу) от верховьев рч. Томмота через кл. Дикий, верховья Ортосалы и Курапахы, кл. Золотой в бассейне рч. Онье и Элькона. В юго-западном конце этой полосы, в бассейне кл. Дикого, расположен крупный лакколит щелочных пород (Якутский лакколит). Мелкие лакколиты и обильные дайки щелочных пород широко развиты в крайнем северо-восточном конце этой полосы, в бассейне рч. Элькона. В остальной части полосы преимущественным развитием пользуются более скромные по размерам лакколиты щелочпоземельных сиенитов и пластовые интрузии порфировых пород. Общая длина этой полосы около 75 км. В пределах архейского горста, несколько к востоку от северо-восточного конца этой полосы, очень широким распространением пользуются небольшие штоки и преимущественно дайки щелочных пород: сельвебергитов, тигуаитов, грорудитов и бостошитов. Изолированная группа интрузий щелочноземельных и отчасти щелочных расположена на севере, по берегам Алдана, ниже устья Селигдара. С интрузиями послелюрских магматических пород генетически связаны золоторудные месторождения района. Они представлены отчасти золотоносными кварцево-сульфидными и кварцево-гематитовыми жилами, но главным образом метасоматическими пластовыми золоторудными залежами в известняках — сульфидными и анкеритовыми.

По своему рельефу Алданский р-н представляет участок нагорья, занимающего всю южную часть Алданской плиты. Северная, приалданская, часть района, сложенная почти исключительно осадочными породами, обладает мягким увальным рельефом. Область северо-восточного горста представляет типичный горный массив с очень резкими формами рельефа, глубокими речными долинами и большими высотами водоразделов (до 900 м отн. и 1600 м абс. выс.). Центральная часть района характеризуется наличием среди спокойного, увального, местами платообразного рельефа высоких гольцов и гольцовых групп, представляющих отпаривающиеся деструкцией лакколиты магматических пород. Абсолютная высота их постепенно увеличивается от 1100—1200 м на севере до 1600 м на юге (голец Батько). Относительная высота изменяется от 200 до 600 м над основанием гольца и от 400 до 800 м над речными долинами. По форме гольцы часто представляют правильные конусы с острой вершиной и прямолинейными крутыми склонами, достигающими наклона 30—35°. Реже вершина их бывает несколько вытянута и имеет форму гребня с одной или несколькими мелкими вершинками. Иногда встречаются куполообразные и караванобразные гольцы. Южное поле осадочных пород представляет высокое плато (1200 м абс. выс.), довольно глубоко изрезанное речными долинами. По краям над ним возвышаются окружающие его гольцы магматических пород. Самая южная и юго-западная части района представляют типичный пенеплен.

Очертания речной сети района и характер речных долин дают нам некоторые косвенные указания для суждения о возрасте магматических пород. Выше уже отмечалось, что центральная часть Алданского р-на служит местным водораздельным центром. Это явление характерно для всей Алданской петрологической провинции: участки развития лакколитов магматических пород являются местными водораздельными центрами, и иногда реки (как, например, Учур) описывают большие кривуны, чтобы обойти такие участки стороной. Отдельные лакколиты и их группы (за исключением некоторых щелочных лакколитов) также в подавляющем большинстве случаев занимают водораздельное положение. Это указывает на то, что речная сеть всей южной части Алданской плиты в связи с интрузией лакколитов

подверглась перераспределению, причем даже наиболее крупные водные артерии района — Алдан, Тимптон и Учур — вынуждены были изменить направление своего течения. Это говорит о том, что внедрение лакколлитов происходило достаточно быстро. В то же время вздымание горстов, также весьма характерных для южной части плиты, происходило настолько постепенно, что даже не очень крупные реки, например Б. Ыллымах, имели возможность пропиливать их по мере поднятия, благодаря чему горсты являются местными водораздельными центрами лишь для наиболее мелких речек и ключей.

Созданные в результате внедрения лакколлитов новые водоразделы оказались неуравновешенными и подверглись процессу уравнивания со стороны речной сети путем регрессивной эрозии. Особенно отчетливо виден этот процесс в бассейне рч. Якокута, где верховья самого Якокута и всех его притоков интенсивно врезаются в водораздел с М. Ыллымахом, отесняя бассейн последнего к югу. Первоначальный водораздел Якокута и М. Ыллымаха, несомненно, проходил по линии крупных интрузий: голец Грядовой — голец Орочен. С момента образования этого водораздела вершина Якокута успела отступить к югу примерно на 15—16 км. Принимая во внимание, что врезание все время протекало в мягких осадочных породах, наиболее вероятно считать, что образование первоначального водораздела, а вместе с тем и внедрение лакколлитов произошло не ранее третичного времени.

Условия обнаженности в Алданском р-не неблагоприятны для геологических наблюдений. Благодаря чрезвычайно суровому и резкому климату коренные породы подвергаются весьма интенсивному физическому выветриванию и коренные обнажения магматических пород в районе почти совершенно отсутствуют. Сложенные магматическими породами гольцы покрыты россыпями крупных или мелких каменных глыб, интенсивно перемещающихся под влиянием агентов денудации вниз по склонам гольцов. Поэтому точное оконтуривание выходов магматических пород и установление возрастных соотношений между ними сопряжено с большими затруднениями.

## Глава 2

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОСЛЕЮРСКИХ ИНТРУЗИЙ

Послеюрские интрузии Алданского р-на по условиям своего застывания представляют типичные гипабиссальные интрузии. Подавляющее большинство их приурочено к границе между археем и кембрием или к нижним горизонтам последнего. Учитывая общую мощность осадочной толщи, можно утверждать, что самые нижние части интрузивных тел застывали на глубине не выше 1000 м от поверхности. Самые верхние части их, проницающие в виде довольно обильных даек и штоков в толщу юры, застывали на глубине не выше 100—200 м. Нет определенных данных, чтобы судить, достигала ли магма существовавшей в то время дневной поверхности и сопровождалось ли образованием лакколитов также и эффузивной деятельностью. Судя по обилию даек и штоков в породах юры, можно предполагать, что это было именно так.

В большинстве магматических пород с порфировой структурой отчетливо прослеживаются следы кристаллизации на двух высотных уровнях — в глубинном магматическом очаге и в верхнем структурном ярусе, в месте современного залегания пород. Интрателлурические вкрапленники часто несут явные следы изменений, связанных с подъемом магмы в верхний структурный ярус и с резким изменением в связи с этим термодинамической обстановки. Следует с самого же начала подчеркнуть, что в отличие от других месторождений аналогичных пород (Шонкин-Саг, Лох Боропан, Дромедери) дифференциация магмы, давшей алданские породы, протекала почти исключительно в глубинном магматическом очаге. В верхний структурный ярус поднимались уже готовые дифференциаты и до своего застывания здесь не подвергались сколько-нибудь заметной дифференциации.

В большинстве интрузий района не удается уловить каких-либо признаков дифференциации *in situ*, когда же эти признаки появляются, то они настолько неотчетливы, что нет уверенности, что они обусловлены именно этим процессом. Лишь небольшая дифференциация связана с ассимиляцией известняков и скарновых пород, но она захватывает очень небольшие приконтактовые участки и имеет чисто локальное значение. Между различными породами одной возрастной группы, не говоря уже о породах различных возрастных групп, не прослеживается постепенных переходов, но всегда наблюдается резкая смена одних пород другими. В очень многочисленных случаях удается установить отчетливо выраженные интрузивные отношения между породами не только разных, но и одной возрастной группы. Возрастная последовательность, установленная в различных участках района, часто удаленных друг от друга на десятки километров, выдерживается с исключительным постоянством. Все это позволяет достаточно категорически утверждать, что дифференциация магмы протекала на глубине.

Перейдем к геологической характеристике отдельных возрастных групп.



1. Пластовые интрузии представлены разнообразными порфировыми породами состава преимущественно кварцевых, кварцсодержащих и бескварцевых порфиров; сильно подчиненную роль играют породы состава порфиритов (плагпорфиром, меланократовых порфиром, лампрофиром). Морфологически пластовые интрузии представляют плоские пластообразные или линзообразные тела, залегающие горизонтально или почти горизонтально, преимущественно в толще кембрийских известняков, согласно с ними. Мощность этих залежей чаще порядка 5—10 м, но вообще изменяется от 1—2 до 60—80 м. В отношении наиболее мощных пластовых интрузий нет полной уверенности в том, что они простые; весьма вероятно, что хотя бы некоторые из них являются сложными или многократными.

В отношении формы и размеров этих залежей в плане имеется недостаточное количество наблюдений. Выяснение этого вопроса значительно затрудняется тем, что некоторая часть каждой залежи неизменно бывает уничтожена деструкцией (иначе залежь не выходит на поверхность), причем никогда нельзя сказать, какая именно. Многие залежи разрезаны речными долинами на отдельные изолированные участки, принадлежность которых к одной залежи устанавливается лишь на основании петрографического тождества пород и залегания их на одном высотном уровне. Некоторые разведочные данные позволяют предполагать, что форма залежей, особенно небольших, в плане достаточно неправильна: с выступами, заливами и даже, может быть, «окинами» в середине залежей. Что касается горизонтальных размеров, то чаще всего они колеблются в пределах от 1—2 до 10—12 км, достигая в наиболее крупных интрузиях (например, нимгеркапеской) даже 15—20 км. С другой стороны, наблюдениями в разведочных выработках констатируются очень небольшие, изолированные линзочки порфиров мощностью всего лишь в несколько дециметров и шириной в несколько метров. В общем для большинства пластовых интрузий отношение мощности к горизонтальным размерам заключается в пределах от 1 : 1000 до 1 : 100.

Распространение пластовых интрузий по вертикали подчинено вполне определенной закономерности. Именно подавляющее их большинство и притом наиболее мощные и обширные по площади развития локализируются в нижних частях кембрийской толщи на расстоянии нескольких метров или десятков метров от ее основания. Середина и верхи кембрийской толщи заключают лишь редкие и небольшие пластовые интрузии, а в пределах юрской сланцево-песчаниковой свиты они до сего времени с достоверностью не констатированы. В деталях распределение и количество пластовых интрузий в вертикальном разрезе кембрия сильно варьирует в различных участках района. В местах наибольшего их развития количество пластовых интрузий не менее 10—12.

В горизонтальном распространении пластовых интрузий не удалось подметить какой-либо правильности. Впечатление такое, что они распространены более или менее равномерно во всех тех участках района, где достаточно интенсивно проявилась магматическая деятельность, лишь несколько сгущаясь в одних участках и разрежаясь в других. При этом общий район их распространения больше, чем любой другой возрастной группы.

Пути проникновения магмы, образовавшей пластовые интрузии, сквозь толщу архея и отчасти кембрия представляются недостаточно ясными. Скорее всего, это были какие-то тектонические трещины, но, повидимому, подвижки вдоль них или отсутствовали или были очень невелики, так как переходя в осадочную толщу, эти трещины быстро затухают. Иначе магма образовала бы в осадочной толще дайки и не расплылась бы в стороны в виде пластовых интрузий. Вопрос о том, были ли эти трещины ниже пластовых интрузий заполнены магмой, образовавшей дайки порфиров, или они, пропустив магму, вновь сомкнулись, остается неясным. В районе известно лишь очень немного даек, которые, по всей видимости, непосред-

ственно связаны с пластовыми интрузиями. Во всяком случае число их далеко не пропорционально числу известных пластовых интрузий. Непосредственного перехода даек в пластовые интрузии ни разу не удавалось наблюдать. Те довольно многочисленные дайки, которые встречаются в участках развития пластовых интрузий, в подавляющем большинстве случаев более позднего происхождения и рассекают весь комплекс пластовых интрузий вплоть до наиболее верхних из них, заметно различаясь от пластовых интрузий петрографически. В некоторых участках широкого развития пластовых интрузий не удалось обнаружить их корней в виде даек, несмотря на очень широкие разведочные и эксплуатационные работы, как поверхностные, так и подземные, ведущиеся здесь на рудных месторождениях. Все это дает нам право предполагать, что хотя бы часть пластовых интрузий не имеет корней в виде даек.

Последнее обстоятельство не позволило выяснить возрастные соотношения между пластовыми интрузиями различного петрографического состава, а также между интрузиями, залегающими на различных горизонтах. Точно так же не установлено какой-либо твердой закономерности в вертикальном и горизонтальном распределении пластовых интрузий различного петрографического характера. Лишь в отношении кварцевых порфиров можно отметить, что они, пожалуй, более, чем другие породы, тяготеют к самым низам кембрийских известняков, благодаря чему большинство интрузий иного состава залегает выше их и лишь иногда под ними.

Хотя и слабый, но вполне явственный контактовый метаморфизм кембрийских известняков как на нижних, так и на верхних контактах пластовых интрузий с несомненностью говорит о том, что они моложе кембрия и не могут рассматриваться как чередующиеся с известняками покровы. Категорических указаний на постюрский возраст пластовых интрузий не имеется. Отсутствие пород пластовых интрузий в гальке юрских конгломератов при наличии в последних заметного количества иных, чуждых Алданскому р-ну, порфировых пород, а главное большая петрографическая и химическая близость пород пластовых интрузий другим магматическим породам района, заведомо постюрским, заставляют и пластовые интрузии считать постюрскими, относя их к тому же магматическому циклу.

2. Псевдолейцитовые и другие щелочные породы исключительно разнообразны по своему петрографическому составу. Их возрастные соотношения с другими породами определяются следующими наблюдениями.

а) Дайки псевдолейцитовых порфиров прорывают породы пластовых интрузий в бассейне Джеконды и в верховьях Курапахы. В последнем участке одна из даек прослежена не только по поверхности, но и подземными горными выработками.

б) Псевдолейцитовые породы Якокутского щелочного лакколита в верховьях кл. Узкого и Перевального (притоки кл. Дикого), внедряясь под ороченскую пластовую интрузию кварцевого порфира, приподнимают ее, придавая ей наклон от лакколита порядка  $20-25^\circ$ .

в) Штоки и дайки щелочноземельных сиенитов и сиенит-порфиров прорывают и метаморфизуют псевдолейцитовые и другие щелочные породы в лакколитах Томмотском, Якокутском и Ылыммахском, а также в бассейнах Ортосалы и Джеконды. В приконтактных зонах щелочные породы рассечены сиенитовыми и аплитовыми прожилками, интенсивно метаморфизованы нередко с возникновением роговиковой структуры и развитием контактовых минералов (биотит, гранат, пироксен, актинолит). Часты ксенолиты щелочных пород в щелочноземельных сиенитах. В бассейне рч. Джеконды мною наблюдался небольшой лакколит щелочноземельного сиенита, возникший на дайке псевдолейцитового порфира. В месте расположения лакколита дайка раздроблена и обильные, крупные и мелкие ксенолиты псевдолейцитовой породы заключены в сиените. Аналогичные

сильно метаморфизованные ксенолиты псевдолейцитовой породы наблюдаются в авгитовом сиените в вершине рч. Ортосалы.

г) В Ыллымахском лакколите шток эгиринового гранита прорывает псевдолейцитовые породы. Последние в приконтактной зоне рассечены прожилками эгиринового гранита и метаморфизованы с образованием типичного контактового биотита. Обильные ксенолиты псевдолейцитовых пород заключены в эгириновом граните.

д) В Якокутском лакколите прожилки эгиринового гранита рассекают и метаморфизуют дайки щелочных перидотит- и пироксенит-порфиринов, относящихся к той же возрастной группе, что и псевдолейцитовые породы.

Щелочные породы распространены по территории района чрезвычайно широко. Они слагают пять крупных лакколитов и громадное количество более мелких лакколитов, штоков и даек. Главнейшие лакколиты следующие:

а) Инаглинский — в верховьях рч. Инагли на водоразделе ее с бассейнами Селигдара и Нимгеркана (голец Лапчатый);

б) Томмотский — в верховьях рч. Томмота на водоразделе его с бассейнами Селигдара и Нимгеркана (голец Батько);

в) Якокутский — в бассейне кл. Дикого, левого притока Якокута;

г) Юхтинский — в бассейне рч. Б. Юхты, левого притока Томмота;

д) Ыллымахский — в бассейне кл. Амбурдак, правого притока М. Ыллымаха.

Кроме того, значительное усиление роли щелочных пород замечается в бассейне рч. Джеконды, в бассейне кл. Золотого, левого притока Якокута, в верховьях рч. Онье и Элькона, в области северо-восточного горста, в низовьях рч. Селигдара. Единичные выходы щелочных пород известны и вне этих участков.

Внутри этой возрастной группы возможно более дробное подразделение пород по возрасту с выделением следующих возрастных подгрупп:

1) Наиболее ранними являются лакколиты псевдолейцитовых порфировых пород: псевдолейцитовых и эпидейцитовых порфиров, псевдолейцитовых фонолитов, псевдолейцитовых порфировых брекчий. Иногда в очень небольшом количестве присутствуют трахиандезиты и трахиты. В порфировых брекчиях последние породы пользуются громадным развитием, и в бассейне Джеконды известны чисто трахитовые брекчии без участия псевдолейцитовых пород. Порфировые псевдолейцитовые породы слагают основу лакколитов Томмотского, Якокутского и Ыллымахского. Более детальными исследованиями они, вероятно, могут быть обнаружены также в лакколитах Юхтинском и Инаглинском. Эти первичные лакколиты обладают в плане округлой или несколько вытянутой формой и при ширине около 4—5 км достигают в длину 9—12 км. Видимая мощность этих порфировых лакколитов порядка 350—400 м. Если реконструировать первичную поверхность лакколита, то мощность должна быть не менее 500—600 м. Таким образом, отношение мощности к горизонтальным размерам составляет для них около 1 : 10.

Лакколитовая форма интрузий устанавливается на основании следующих наблюдений:

а) В Ыллымахском лакколите вблизи его западного и южного контактов в прекрасных обнажениях наблюдался наклон известняков в сторону от лакколита около  $30^\circ$  в первом случае и  $40\text{--}45^\circ$  во втором. С удалением от лакколита известняки быстро выглаживаются и становятся горизонтальными.

б) В Якокутском лакколите на его северо-западном контакте пластовая интрузия кварцевого порфира приподнята и имеет наклон примерно в  $20\text{--}25^\circ$ . На юго-восточном контакте лакколита юрские сланцы имеют наклон от лакколита  $18\text{--}20^\circ$ .

в) В контактовой зоне лакколитов нигде не приходилось наблюдать каких-либо признаков раздробления известняков в результате или в связи

с интрузией магмы. Абсолютно отсутствуют также признаки ассимиляции известняков магмой. Это говорит в пользу того, что внедрение магмы в известняки происходило путем чистой инъекции.

г) Контактные изменения известняков вблизи лакколитов чрезвычайно невелики и обычно выражаются только в их мраморизации. В то же время эта мраморизация прослеживается местами на значительном удалении от контактов (до 400 м), что говорит в пользу предположения о падении контактов лакколита под известняки, притом падении достаточно пологом.

д) Томмотский лакколит полностью освобожден от оболочки осадочных пород и залегает на архейском основании. Нижняя граница магматических пород этого лакколита в точности соответствует уровню поверхности архея во всем окружающем лакколит районе. В тех местах, где периферическая часть лакколита расчленена распадками, граница магматических пород и архея заходит языками вверх по этим последним, тем самым показывая, что магматические породы лакколита залегают на поверхности архея, но не прорывают его.

Перечисленные наблюдения позволяют с достаточной уверенностью говорить о лакколитовой форме интрузий.

2) Следующей возрастной подгруппой являются псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты. Они прорывают в форме штоков первичные лакколиты порфировых пород, которые в приконтактной зоне расчленены прожилками сиенитов, метаморфизованы с новообразованием контактового биотита, иногда также эгирина и граната. Нередко крупные и мелкие ксенолиты порфировых псевдолейцитовых пород заключены в сиенитах.

848 3614  
Сами нефелиновые сиениты, повидимому, не вполне одновозрастны. В Ыллымахском лакколите отчетливо устанавливаются две генерации нефелиновых сиенитов: более меланократовые, отвечающие более ранним стадиям дифференциации, содержащие авгит или эгирин-авгит, не очень значительное количество нефелина, иногда оливин, и более лейкократовые, содержащие значительное количество нефелина и из цветных только эгирин. Первые образуют очень своеобразную кольцевую зону шириной от 150 до 500 м, со всех сторон обволакивающую первичный лакколит порфировых пород. Вторые образуют шток, рвущий и порфировые породы и кольцевую зону.

В Якокутском лакколите также прослеживаются резко отличные друг от друга петрографически псевдолейцитовые сиениты и эгириновые нефелиновые сиениты, но возрастные соотношения между ними достоверно не установлены. В Томмотском лакколите известны заметно различающиеся между собой нефелиновые и анальцимовые сиениты.

3) Третья возрастная подгруппа представлена эгириновыми сиенитами и сиенит-порфирами (сельвсбергитами). Они залегают преимущественно дайками, иногда небольшими штокообразными интрузиями. В Ыллымахском лакколите они заведомо моложе обеих генераций нефелиновых сиенитов, рассекая их многочисленными дайками. В других местах их возрастные соотношения с нефелиновыми сиенитами достоверно не установлены.

4) Четвертая возрастная группа представлена пуласкитами. В Ыллымахском лакколите пуласкиты заведомо моложе нефелиновых сиенитов, прорывая их штоком и проникая в них в приконтактной зоне дайками и небольшими прожилками. Возрастные соотношения пуласкитов с сельвсбергитами в Ыллымахском лакколите не установлены. Большим распространением пуласкиты пользуются также в лакколитах Якокутском, Юхтинском и особенно Томмотском, но и здесь возрастные соотношения их с сельвсбергитами и эгириновыми сиенитами с достоверностью не выяснены. Поэтому они лишь условно считаются более молодыми.

Кроме перечисленных четырех возрастных подгрупп, к рассматриваемой группе относится большое количество разнообразных щелочных пород, залегающих дайками и, может быть, небольшими штокообразными интрузиями.

зиями. Они включают такие интересные породы, как пикриты, трахи-базальты и ортоклазовые базальты, псевдолейцититы, трахиандезиты, псевдолейцитовые тингуаиты, пироксеновые и биотитовые псевдолейцитовые порфиры, бостониты, щелочные перидотит- и пироксенит-порфириты, шонкинниты и шонкиннит-порфириты и пр. Возрастные соотношения для большинства этих пород не установлены, так как обычно они залегают в осадочных породах кембрия и юры и лишь некоторые в пластовых интрузиях или порфировых псевдолейцитовых породах первичных лакколлитов. Имеющиеся наблюдения о возрастных соотношениях этих пород будут приведены при их петрографическом описании.

Для группы щелочных пород дайки значительно более характерны, чем для любой другой возрастной группы. При этом дайки щелочных пород встречаются не только в непосредственной близости от лакколлитов или штоков щелочных пород, но и в значительном удалении от них. Особенно интересной в этом отношении является дайковая формация северо-восточного горста (тингуаиты, сельсбергиты, бостониты), не связанная с какими-либо штоками или лакколлитами. Такая независимость значительной части даек от более крупных интрузий щелочных пород доказывает, что они были выполнены магмой не из каких-либо лакколлитов или штоков, а непосредственно из глубинного магматического очага. При наблюдающемся исключительном петрографическом разнообразии даек это является лишним доказательством того, что дифференциация магмы в основном протекала на глубине.

Широкое развитие даек щелочных пород и проникновение их нередко вплоть до юрской толщи указывают на то, что период их образования был периодом интенсивных тектонических подвижек. В отличие от периода образования пластовых интрузий тектонические разломы в это время разбивали не только архейский фундамент, но и осадочную толщу. Нередко дайки щелочных пород располагаются целыми свитами, вытягивающимися на многие километры, причем отдельные дайки прослеживаются иногда более чем на 1000 м. Повидимому, по подобным же тектоническим разломам проникала и магма, давшая лакколлиты щелочных пород. Следует отметить, что в дальнейшей геологической истории района уже не наблюдается периода столь интенсивного образования тектонических трещин, и нередко не только щелочноземельные сиениты, но и рудные гидротермы проникают по трещинам, уже выполненным щелочными породами.

Таким образом, наиболее крупные интрузии щелочных пород могут быть охарактеризованы как очень сложного строения межформационные лакколлиты, прорванные рядом штоков более поздних пород. Для наиболее крупных лакколлитов характерно грубозональное строение, обусловленное, однако, не дифференциацией *in situ*, а последовательными интрузиями из глубины уже готовых дифференциатов разнообразного состава.

3. Щелочноземельные сиениты и сопровождающие их породы залегают преимущественно лакколлитами, отчасти штоками и дайками. Дайки обычно локализируются в теле самих лакколлитов или в непосредственной близости к ним. Возрастные соотношения щелочноземельных сиенитов со щелочными породами уже были разобраны выше. Тем самым устанавливаются и возрастные соотношения их с пластовыми интрузиями. Однако имеются и непосредственные наблюдения о возрастных соотношениях между щелочноземельными сиенитами и пластовыми интрузиями. Прежде всего, когда лакколлиты щелочноземельных сиенитов располагаются среди участка сплошного развития порфировых пород пластовых интрузий, между ними никогда не наблюдается постепенных переходов. Наоборот, всегда одни породы резко сменяются другими. В верховьях рч. Ортосалы у подножья небольшого лакколита (голец Пирамида) мне удалось наблюдать прожилки сиенита и связанного с ним аплита, во многих местах рассекающие и слегка метаморфизующие кварцевый порфир пластовой интрузии. На гольцовом водоразделе кл. Геологического, в верховьях рч. Ортосалы

и к.л. Дикого, наблюдается очень своеобразное явление: пластовая интрузия кварцевого порфира проходит сквозь сиенитовый гольц резко выраженной полосой. Первое впечатление в поле таково, что мы имеем дайку кварцевого порфира, рассекающую лакколит щелочноземельного сиенита. Более детальное изучение этого участка позволило мне установить, что на самом деле здесь пластовая интрузия сочетается с двумя лакколитами сиенитов. Один из лакколитов прорвал пластовую интрузию и расположился на ней, другой куполообразно ее приподнял, придав ей наклон в 20—25°, и расположился под него. Вдоль пластовой интрузии сохранились небольшие пропластки скарированных известняков, а несколько поодаль прекрасно прослеживается переход ее к горизонтальному залеганию. Подобные случаи куполообразного приподнимания пластовых интрузий лакколитами щелочноземельных сиенитов отмечаются и в других участках района, но не столь наглядно представленные.

Возрастные соотношения между щелочноземельными сиенитами и эгириновыми гранитами устанавливаются на основании очень небольшого количества наблюдений, так как обычно эти породы бывают пространственно разобщены. В Ыллымахском лакколите линзы очень характерного столбчатого кварца, заведомо связанного с эгириновыми гранитами, проникают в небольшой шток щелочноземельного сиенит-порфира. В Якутском лакколите щелочноземельные сиениты рассекаются прожилками эгириносодержащего аплита. Эти наблюдения позволяют, хотя и не с такой уверенностью, как во всех других случаях, говорить о более позднем возрасте эгириновых гранитов.

Петрографически группа щелочноземельных сиенитов не очень разнообразна. Обычно это авгитовые сиениты и сиенит-порфиры, нередко кварцсодержащие. Нередко обогащение кварцем заходит дальше, и мы имеем граносиениты. Крайними членами в этом направлении являются аплитовые прожилки, содержащие нормальное для гранитных аплитов количество кварца. Увеличение основности и количества плагиоклаза при одновременном увеличении количества темноцветных компонентов ведет к монцонитам и монцонит-порфирам. И те и другие отклонения от среднего типа авгитовых сиенитов отвечают нормальному ходу кристаллизационной дифференциации магмы и соответствуют более поздним и более ранним стадиям дифференциации. Кроме того, встречаются отклонения в другом направлении, когда при тех же или даже пониженных содержаниях и основности плагиоклаза сильно увеличивается количество темноцветных компонентов, что приводит к меланократовым микросиенитам.

Наиболее типичной формой залегания щелочноземельных сиенитов являются лакколиты, однако заметно разнящиеся по своей форме от рассмотренных выше идеальных лакколитов щелочных пород. Лакколиты щелочноземельных сиенитов не образуют идеальных куполов или караваяв, залегающих под осадочной толщей или внутри нее. Для них исключительно характерно сочетание согласных контактов с резко выраженными секущими. В большинстве случаев они имеют форму как бы стержня, протыкающего осадочную толщу, от которого во все стороны отходят на разных горизонтах толстые, но сравнительно короткие, быстро выклинивающиеся языки. Таким образом, в вертикальном разрезе лакколита иной раз неоднократно чередуются горизонты сиенита с горизонтами известняка. На некоторых гольцах пласты известняка, зажатые в сиените, могут быть прослежены почти вокруг всего гольца. Изредка удавалось констатировать в лакколитах щелочноземельных сиенитов зажатые горизонты пластовых интрузий. В тех сравнительно редких случаях, когда лакколиты граничат непосредственно с археем, высотное положение и очертания этой границы с несомненностью показывают, что изверженные массы лежат на архее, но не прорывают его, т. е. образуют настоящие лакколиты.

Крайние верхние только начинающиеся вскрываться части лакколитов наблюдаются очень редко. В бассейне Джеконды и М. Ыллымаха они

представляют мощные дайкообразные тела, вытянутые в северо-западном направлении. Очень характерны для авгитовых сиенитов также небольшие штоки, прорывающие более ранние лакколиты щелочных пород. Такие штоки отмечаются в лакколитах Ыллымахском, Якокутском и Томмотском.

Размеры лакколитов щелочноземельных сиенитов заметно скромнее, чем для щелочных пород. Наиболее часто их поперечник составляет 1—2 км. Более крупные лакколиты, до 3—4 км в поперечнике, и более мелкие, порядка нескольких сот метров, встречаются реже. В плане они часто имеют изометричную форму, иногда же вытянуты в одном направлении. Мощность лакколитов различна и в общем связана с их размерами в плане. У небольших лакколитов она едва достигает 100—200 м, у наиболее крупных 500—600 м, включая в эту цифру и зажатые внутри лакколита пласты известняка.

Несколько отличаются по форме залегания монзонит-порфиры и меланократовые микросиениты. Они никогда не обнаруживают переслаивания с известняками, но всегда дают секущие, притом, довольно крутые контакты с ними. Крутизна контактов находит свое выражение в том, что при заметно меньшем поперечнике, чем у лакколитов нормальных авгитовых сиенитов, эти интрузии проникают в более высокие горизонты осадочной толщи, нередко прорывая всю сохранившуюся мощность юрских отложений. Когда подобные интрузии только начинают вскрываться, мы никогда не встречаем ровной куполообразной их поверхности. Прежде всего обнажается одна или несколько чрезвычайно острых, но очень небольших в поперечнике верхушек, как бы вонзающихся в известняки или породы юры. Таким образом, в пределах осадочной толщи эти интрузии имеют явно выраженный характер штоков. Основание этих интрузий можно наблюдать лишь в соседстве с Томмотским щелочным лакколитом, где две таких интрузии расположены симметрично к северо-западу и юго-востоку от лакколита. Здесь впечатление такое, что они лежат на поверхности архея, т. е. как бы обладают характером лакколитов.

Для всей группы щелочноземельных сиенитов характерно, что в своем распространении они связаны с теми тектоническими разломами, которые образовались в период внедрения щелочной магмы. В период внедрения авгитовых сиенитов эти разломы были лишь подновлены и вновь использованы магмой для проникновения в верхний структурный ярус. Нет указаний на то, что в этот период образовались новые самостоятельные разломы. Прежде всего дайки щелочноземельных пород в своем распространении строго локализованы и приурочены к соседству более крупных их интрузий. Самостоятельных свит даек, в отличие от того, что мы имеем для щелочных пород, здесь не встречается. В бассейнах Джеконды и Ортосалы непосредственно наблюдаются лакколиты, возникшие на дайках щелочных пород. Для большинства щелочных лакколитов характерны прорывающие их штоки щелочноземельных пород, что указывает на использование щелочноземельной магмой старых каналов.

4. Эгириновые граниты залегают небольшими штоками и очень часто дайками, причем некоторые дайки заведомо связаны со штоками эгириновых гранитов, прорывающими лакколиты щелочных пород (Ыллымахский, Юхтинский), другие же входят в состав свит щелочных даек (грорудиты — сельвсбергиты — тингуаиты — бостониты). Не исключена возможность того, что вторые являются по возрасту более ранними и относятся к периоду образования щелочных пород.

В петрографическом составе пород обращает внимание очень изменчивое количество кварца и эгирина, благодаря чему нередко наблюдаются переходы через граносиениты до кварцсодержащих сиенитов и от эгириновых гранитов до щелочных сиенитов. В Ыллымахском лакколите в результате процессов ассимиляции более ранних магматических пород из эгириновых гранитов возникли даже бескварцевые сиенит-порфиры.

Для штоков эгириновых гранитов очень характерна их большая ассими-

ляционная способность и сильное метасоматическое изменение более ранних магматических пород и вмещающих юрских песчаников. Последние иногда бывают настолько эгиринизированы и фельдшпатизированы, что даже под микроскопом не представляется возможным отличить их от нормальных эгириновых гранитов. Другая особенность эгириновых гранитов та, что нередко они бывают связаны с брекчиями, которые цементируются эгириновым гранитом или сиенитом и постепенно через богатую ксенолитами зону переходят в обычный эгириновый гранит. Эти две особенности штоков эгириновых гранитов указывают на характер их проникновения путем раздробления и широкой ассимиляции вмещающих пород.

Помимо перечисленных и кратко охарактеризованных четырех возрастных групп пород, в районе встречаются магматические породы, которые не могут быть отнесены ни в одну из этих групп и, повидимому, связаны с совершенно иными проявлениями магматической деятельности. Сюда относятся дайки долеритов, базальтов и диабазов, до сего времени встреченные исключительно среди архейских пород. Поэтому их возрастные соотношения не только с послепюрскими магматическими породами, но даже с юрой и кембрием не установлены. Петрографически это самые обычные долериты и диабазы, нередко с микропегматитом в мезостазице, буквально ничем не проявляющие свою близость к остальным магматическим породам района. Скорее всего это обычные верхнемезозойские долериты и диабазы, довольно часто встречающиеся во всех прилегающих районах (Прибайкалье, Приамурье) и являющиеся, таким образом, более ранними, чем щелочные породы Алдана. Другая группа, неясная в возрастном отношении, это перидотиты, обнаруженные лишь в одном месте — в верховьях рч. Инагли. Они точно так же ничем не выдают своей связи с остальными породами района и резко разнятся от щелочных перидотит-порфиритов, встреченных в составе Якокутского лакколита. Не исключена возможность, что они являются даже докембрийскими.

Каких-либо наблюдений над внутренней тектоникой интрузивов произвести не удалось из-за плохой обнаженности района и почти полного отсутствия коренных выходов магматических пород. В Ыльмахском лакколите трещины отдельности могли быть замерены лишь в одном обнажении, где имеются четыре системы трещин:

1.	Простиране	80°	падение к	С	∠	30°
2.	»	20°	»	ЮВ	∠	35 — 40°
3.	»	165°	»	ЮЗ	∠	65°
4.	»	170°	»	СВ	∠	55°

Однако ни эти замеры, ни замеры в других единичных обнажениях района не позволяют делать каких-либо выводов путем сравнения систем трещин в породах осадочных и магматических различного возраста. Форма каменных глыб, покрывающих все склоны гольцов, указывает на то, что во многих магматических породах района трещины отдельности прекрасно выражены. Особенно многочисленны они в порфировых псевдолейцитовых породах первичных лакколитов. Иногда даже крупные глыбы этих пород при ударе молотком рассыпаются по трещинам отдельности на мелкую многогранную щебенку. В более поздних магматических породах района трещины отдельности выражены менее совершенно и менее густо расположены. Возможно, что период максимального давления и максимальных тектонических подвижек наступил как раз после образования первичных лакколитов порфировых псевдолейцитовых пород.



## Глава 3

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ТЕЛ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА

Начнем с характеристики наиболее детально изученных интрузий района — Ыллымахского и Якокутского щелочных лакколлитов, чтобы потом перейти к другим лакколлитам примерно того же строения (Юхтинский, Томмотский, Инаглинский) и, наконец, к остальным интрузиям района в порядке их расположения с юга на север.

Ыллымахский лакколлит расположен в бассейне кл. Амбурдак, впадающего справа в рч. М. Ыллымах примерно в 20 км от устья. Северная, ближайшая к Ыллымаху граница лакколита пересекается Амбурдаком в 12 км от его устья. Сам лакколлит рассекается как Амбурдаком, так и рядом мелких притоков его верхнего течения. Лакколлит ограничен параллелями  $58^{\circ}12'$  и  $58^{\circ}15'$  с. ш. Меридиан  $126^{\circ}00'$  в. д. пересекает лакколлит вблизи его восточной границы.

Лакколлит расположен в восточной части южного поля осадочных пород и входит в состав наиболее значительной, юго-западной, полосы интрузий, располагаясь вблизи восточного ее окончания. Со всех сторон он окружен кембрийскими известняками. На расстоянии от 5 до 15 км к северу, востоку и югу от лакколита из-под известняков выступают породы архея. Сопоставление высот их залегания показывает, что под лакколлитом уклон поверхности архея около 9.7 м на 1 км (чуть более  $1/2^{\circ}$ ) направлен к северо-западу  $298^{\circ}$ . Под устьем кл. Хрустального, примерно в средней части лакколита, архей залегает на глубине 79 м от поверхности. Падение поверхности архея под видимой частью лакколита составляет 49 м.

В плане лакколлит имеет форму неправильного овала, несколько вытянутого по падению поверхности архея. Размеры видимой части лакколита  $5.1 \times 4.4$  км. Лакколлит сопровождается двумя штоками, расположенными довольно симметрично к западу и к востоку от него, в непосредственной к нему близости. Штоки отделяются от видимой части лакколита полосой известняков шириной 50—80 м. Западный шток имеет размеры  $1.4 \times 1.1$  км, восточный  $0.8 \times 0.6$  км.

Оба штока сложены меланократовыми микросиенитами, не прикипающими участия в сложении самого лакколита. Породы восточного штока более меланократовые, западного — более лейкократовые. Сам лакколлит обладает отчетливо выраженной грубозональной структурой. Наиболее ранними являются разнообразные псевдолейцитовые и эпидейцитовые порфириновые породы, слагающие первичный лакколлит, в котором также проявляется грубозональная структура. Лакколлит со всех сторон окружен кольцевой зоной нефелиновых сиенитов шириной от 150 м на востоке до 500 м на западе. На востоке эта кольцевая зона отделена от лакколита полосой известняка шириной около 150 м, на западе прилегает непосредственно к лакколиту. В северо-восточной части, в месте выхода долины кл. Амбурдак, эта зона совершенно выклинивается. По форме она представляет,

повидимому, зонтообразную пластовую залежь, вклинившуюся между первичным лакколлитом и его кровлей.

Первичный лакколлит и кольцевая зона нефелинового сиенита пересекаются штоком мусковитового сиенита, вытянутым в меридиональном направлении. Как показывают отдельные сохранившиеся от мусковитизации участки, мусковитовые сиениты образовались в результате автометаморфической мусковитизации эгириновых нефелиновых сиенитов. Среди мусковитовых сиенитов сохранились крупные, иногда дайкообразные отторженцы сильно метаморфизованных порфириров пород первичного лакколита. Часто они рассеяны прожилками пегматоидных цеолитовых сиенитов.

Шток мусковитовых сиенитов пересекается обильными дайками сельвсбергитов. В значительно меньшем количестве дайки сельвсбергитов присутствуют среди пород первичного лакколита, и одна дайка констатирована в кольцевой зоне нефелинового сиенита. В восточной части лакколита имеется несколько даек псевдолейцитового тингуаита и одна пластообразная его интрузия, вклинившаяся между породами первичного лакколита и известняками. На юге порфирировые породы первичного лакколита, кольцевая зона нефелинового сиенита и шток мусковитового сиенита интродуцированы небольшим штоком пуласкита, примерно  $2.3 \times 0.8$  км. Северной своей половиной этот шток расположен внутри контуров лакколита, южной — вне их, резко отличаясь этим от остальных штоков этой сложной интрузии. В юго-западной и северной частях лакколита имеется несколько мелких штоков и даек щелочноземельных сиенит-порфириров.

Наиболее молодыми являются эгириновые граниты и граносиениты с их порфирировидными и порфирировыми фациями и тесно с ними связанные брекчии. Они слагают один крупный шток в средней части лакколита и несколько даек; размеры штока  $2.15 \times 1.50$  км. Вся северная часть штока сложена брекчиями, южная — эгириновыми гранитами и граносиенитами, переход между ними постепенный. По всем данным, брекчии представляют краевую фазию штока. В брекчиях присутствуют обломки пуласкитов, сельвсбергитов и порфириров псевдолейцитовых пород.

Якокутский лакколлит расположен в бассейне кл. Дикого, вдающегося слева в рч. Якокут в верхнем течении. Высоты, господствующие над лакколлитом с южной и западной сторон, служат водоразделом Якокутского бассейна и бассейнов Томмота, Селигдара и Ортосалы. Лакколлит расположен в крайней северо-западной части южного поля осадочных пород, повидимому непосредственно на крупном ступенчатом сбросе, ограничивающем этот участок с северо-западной стороны. В плане лакколлит имеет форму неправильного овала размерами примерно  $6.5 \times 3.5$  км, сильно вытянутого в северо-восточном направлении, параллельно сбросу, на котором он расположен. Лакколлит со всех сторон, за исключением небольших участков, окружен кембрийскими известняками. С юго-востока — это самые верхние горизонты известняков, а на небольшом протяжении кровлю лакколита слагают даже юрские породы. С северо-запада — это нижние горизонты известняков и пластовая интрузия кварцевого порфира, лежащая в непосредственной близости в бассейне Ортосалы прямо на архее. Таким образом, лакколлит резко асимметричен: в северо-западной части он лежит непосредственно на архее и мощность его минимальная, в юго-восточной части, где архей опущен на 200—300 м, мощность лакколита максимальная, и, возможно, он подстилается нижними горизонтами известняков.

По своему строению Якокутский лакколлит в общих чертах близок к Ыльмахскому. Основу его составляет первичный лакколлит порфириров пород: псевдолейцитовых и эпидейцитовых порфириров и порфириров брекчий. Лакколлит интродуцирован одним довольно крупным и одним или несколькими мелкими штоками очень интересного псевдолейцитового сиенит-порфира. В западной и юго-западной частях лакколита его периферическую часть слагают довольно разнообразные нефелиновые сиениты, обнаруживаю-

щие явно выраженное зональное расположение. Вдоль юго-восточного контакта лакколита на некотором протяжении прослеживается полоса псевдолейцитового тингуаита, а несколько южнее, среди юрских пород, выходящих в кровле лакколита, наблюдаются обильные дайки псевдолейцитового тингуаита и щелочных перидотит- и пироксенит-порфиритов. Местами в составе лакколита встречаются мусковитовые слениты и пуласкиты в неясных возрастных соотношениях с другими породами.

Весь комплекс щелочных пород интродуцирован несколькими штоками и дайками щелочноземельных сленитов. Щелочные породы метаморфизованы с образованием обильных контактовых минералов и иногда возникновением роговиковой структуры. В тесной связи со щелочноземельными сленитами находятся очень своеобразные меланитсодержащие слениты, иногда близкие к пуласкитам, которые, по всей видимости, произошли в результате ассимиляции щелочноземельной магмой богатых эгирином щелочных пород. Иногда эти слениты бывают очень богаты ксенолитами и нередко переходят в типичные изверженные брекчии. Вблизи юго-восточного контакта лакколита в юрских песчаниках и дайках перидотит-порфиритов встречаются обильные прожилки эгиринового гранита, но в более крупных массах он обнаружен не был. Иногда прожилки мясокрасного эгиринсодержащего аплита рассекают штоки щелочноземельных сленитов.

**Ю х т и с к и й** лакколит расположен в верхнем течении рч. Б. Юхты, левого притока Томмота, по обе стороны от нее, захватывая также нижние течения ее притоков — кл. Жильного и Карстового. Лакколит входит в состав крупной юго-западной полосы интрузий и расположен в юго-западной части южного поля осадочных пород. Со всех сторон он окружен кембрийскими известняками. Породы архея выходят в 1,5 км от контуров лакколита к юго-западу вниз по долине Б. Юхты. Породы юры выходят в 1,5—3,0 км к северо-востоку от контуров лакколита на гольце Моисей и прилегающих высотах. Лакколит сложен в основном эгириновыми сленитами, пуласкитами и отчасти авгитовыми сленитами в не выясненных возрастных соотношениях. Эти породы прорваны несколькими штоками эгиринового гранита. К северо-западу и юго-востоку от лакколита имеются выходы щелочноземельных авгитовых сленитов, которые, возможно, на более низком горизонте прорывают щелочные породы лакколита. Вблизи от лакколита развиты дайки щелочных перидотит-порфиритов, а к югу от него имеется небольшой штокообразный выход очень интересного ортоклазового базальта. Нет сомнения, что более детальное картирование лакколита выявило бы в нем большее разнообразие пород, в том числе и породы псевдолейцитовые.

**Т о м м о т с к и й** лакколит расположен в водораздельном узле истоков рч. Томмота, Лев. и Пр. Нимгеркана, Нючи и Селигдара, к юго-западу от Якокутского лакколита и северо-западу от Юхтинского. Лакколит полностью освобожден от оболочки осадочных пород и залегает на архейском основании, над которым наивысшая точка его возвышается на 450 м. В рельефе лакколит выдается как очень сложной формы галец (голец Батько) с многочисленными отрогами, направленными во все стороны. В общем он несколько вытянут в северо-восточном направлении (около 9 км, при ширине в 6—7 км).

Строение его не менее сложно, чем других щелочных лакколитов, но детально не изучалось и пока недостаточно ясно. С юго-западной, западной и северо-западной сторон вблизи основания лакколита выходят порфирные псевдолейцитовые породы, вероятно аналогичные по возрасту подобным породам Блльмахского и Якокутского лакколитов. Они представлены очень разнообразными псевдолейцитовыми порфирными брекчиями, на крайнем юго-западе переходящими в псевдолейцититы и сопровождающие их трахиандезиты, иногда в псевдолейцитовые порфиры. Нередко псевдолейцитовые порфирные брекчии бывают метаморфизованы с образованием мелких пластинок контактового биотита. Порфирные псевдолейцитовые

породы поднимаются по склонам гольца на несколько десятков метров, максимум до 100 м по вертикали. В соседстве с ними, как ниже, так и несколько выше по склону, выходят порфиры, петрографически идентичные с порфирами пластовых интрузий; форма залегания их не ясна.

Вся верхняя часть гольца и восточная его половина полностью сложены самыми разнообразными сиенитами и их производными, преимущественно щелочными, отчасти щелочноземельными. Наибольшим распространением пользуются пуласкиты, то совершенно лишенные цветных компонентов, то содержащие небольшое количество авгита, иногда совместно с биотитом или роговой обманкой. В меньшем количестве встречаются эгириновые анальцимсодержащие сиениты, местами переходящие в типичные анальцимовые сиениты. Богатые нефелином эгириновые нефелиновые сиенит-порфиры встречены лишь в одном месте западной части интрузии. Здесь же местами встречаются бостониты, залегающие, вероятно, в форме даек. Августовые щелочноземельные сиениты и сиенит-порфиры пользуются сравнительно небольшим распространением. На вершине гольца выходят меланократовые микросиениты. Такие же микросиениты слагают два штока (или лакколита), расположенные симметрично по отношению к главному лакколиту к северо-западу и юго-востоку от него (аналогично тому, как и в Ыллымахском лакколите). Возрастные соотношения между всеми этими породами установлены не были.

И на г л и н с к и й лакколит расположен в северо-западном конце южной полосы лакколитов, в водораздельном узле бассейна рч. Инагли, Селигдара и Пр. Нимгеркана. Лакколит представляет довольно плоское караваеобразное тело, вытянутое с юго-востока на северо-запад примерно на 18 км при ширине от 4 до 8 км. Лакколит со всех сторон окружен кембрийскими известняками, за исключением небольших участков в верховьях кл. Лапчатого и Кюлляха, где интрузивные породы лежат прямо на архее. В рельефе лакколит выдается в виде массивного гольца, носящего название Лапчатого, с несколькими большими платообразными отрогами, отходящими от центральной караваеобразной его части на северо-запад, юг и восток. Отметка вершины гольца 1366 м, окружающий архей лежит на высоте 820—850 м, следовательно, максимальная мощность интрузивного тела (сохранившейся его части) 520—550 м. В главной своей массе голец, равно как и все его отроги, сложен кварцсодержащими роговообманковыми порфирами, переходящими изредка в бескварцевые роговообманковые, олигоглазовые и другие порфиры. Судя по петрографическому характеру этих порфиров, они по форме залегания скорее всего представляют пластовые интрузии. Лишь местами среди этой подавляющей массы порфировых пород встречаются отдельные небольшие участки зернистых пород, которые, по всей вероятности, рвут порфиры. На юго-восточном склоне гольца встречены меланократовые микросиениты; на вершине гольца и прилегающей части северо-западного склона — августовые сиениты с их меланократовыми фациями; у западного подножья гольца, в истоках рч. Инагли, а также вдоль течения этой реки примерно на 5 км по правому и левому склонам ее долины, в основании северо-западного и юго-западного отрогов гольца Лапчатого, — альбитизированные эгириновые сиениты, августовые сиениты, шонкиниты, перидотиты. Принадлежность последних к тому же магматическому циклу, как уже отмечалось, сомнительна.

Дальнейшая характеристика интрузивных тел ведется в порядке их географического расположения.

Голец Ы л л ы м а х с к и й (1335 м) расположен на крайнем востоке южной полосы лакколитов. Со всех сторон он окружен известняками, очень круто возвышаясь над ними примерно на 140 м. Мощность известняков здесь около 70 м, так что над архейским основанием вершина гольца поднимается на 210 м. Голец вытянут с запада на восток на 0.8 км при ширине 0.4 км. Обладает двумя острыми вершинками, разделенными седловиной около 40 м глубиной. Вблизи гольца к северо-востоку от него расположена не-

большая острая сопочка, возвышающаяся над известняками на 80 м. Голец сложен щелочным авгитовым сиенитом и меланократовым микросиенитом. В седловине взят образец трахитоидного пуласкита в контакте с пироксеновой породой. Возрастные соотношения неясны.

Пластовая интрузия к югу от Ыллымахского гольца составляет длинный плоский увал (1293 м), вытянутый в северо-западном направлении на 4 км при ширине около 1.5 км. Представлена красными и серыми порфирами. Залагает на 80 м известняков, обладая мощностью около 70 м.

Гольцы Пуля (1270 м) и Пика (1344 м) расположены к востоку от Ыллымахского щелочного лакколита на расстоянии около 4 км от него, на водоразделе верховий кл. Тростникового и Ледяного. Они представляют две вершинки одного и того же небольшого лакколита, вытянутого по поверхности в северо-западном направлении на 1.5 км при ширине около 1 км. Лакколит со всех сторон окружен известняками, возвышаясь над ними своей главной вершиной (1344 м) примерно на 90 м. Учитывая мощность известняков около 120 м, получаем превышение верхней точки лакколита над архейским основанием в 210 м. Юго-восточная вершина лакколита (голец Пуля) и часть северо-западной сложены порфирами пластовой интрузии, вероятно куполообразно приподнятой интродуцировавшим под нее лакколитом. Остальная часть главной вершины сложена меланократовым микросиенитом и шонкинитом. На западном склоне гольца встречена небольшая осечь авгитита. Вероятно, из этих же гольцов происходит бостонит и трахибазальт, взятые в наносах кл. Ледяного.

Голец Восток, расположенный среди кембрийских известняков, над верховьями кл. Сланцевого и Олонгро, в 5 км к юго-западу от Ыллымахского лакколита, сложен преимущественно эгириновыми гранитами. В подчиненном количестве присутствуют авгитовый и лейкократовый сиениты. Присутствие метаморфизованного сиенит-порфира говорит в пользу того, что эгириновые граниты моложе.

К северу от гольца Восток, вокруг бассейна кл. Сланцевого, расположено восемь небольших интрузий магматических пород (в виду утери материалов невозможно установить, каких именно).

Гора Дредон, расположенная в 6 км к югу от гольца Восток, на водоразделе кл. Олонгро и Пуричи, содержит среди кембрийских известняков небольшой штук (0.2 × 0.4 км) эгирин-авгитового сиенит-порфира. Здесь же дайки бостонита и весьма своеобразного авгитита.

Голец Титан (1748.5 м), расположенный над верховьями кл. Сухого, Бертинского, Сланцевого, Пуричи, Пурикана, сложен в своей верхней части юрскими песчаниками и сланцами. От гольца отходят массивные отроги на север, юго-запад и юго-восток, сложенные в верхних частях юрой, в нижних — кембрийскими известняками. В этих отрогах выступают пластовые интрузии порфиров — пироксенового, роговообманкового, олигоклазового. Песчаники гольца Титан образуют кровлю лакколита авгитовых сиенитов, которые выступают из-под песчаников с разных сторон от гольца, в верховьях всех ключей и распадков, пересекающих его склоны.

Гольцы Люкс, Ангал, Кумпол, на водоразделе кл. Пурикана и Сухого с бассейном Б. Юхты, представляют крупные лакколиты щелочноземельных авгитовых сиенитов. В соседстве с ними большим развитием пользуются пластовые интрузии порфиров, местами куполообразно приподнимаемые лакколитами. В непосредственной близости далее к западу расположен уже описанный Юхтинский щелочной лакколит.

Голец Гладкий (1461.1 м) расположен на водоразделе кл. Юхточки и Пурикана, в 5 км к югу от контуров Юхтинского лакколита. Вершина гольца сложена юрой, на западном склоне его среди кембрийских известняков выходит небольшой штук (0.2 × 0.5 м) уже упоминавшегося ортоклазового базальта.

Гольцы Моисей и Якокут расположены в 3—5 км к северо-востоку от контуров Юхтинского лакколита. Сложены юрскими песчани-

ками и сланцами, рассеченными многочисленными дайками порфиров, сиенит-порфиров, граносиенит-порфира, аплита.

Гольцы **В о л ь н ы й** (1343.9 м), **Л е г к и й**, **З в е р и н ы й**, **М е д в е ж и й** расположены на водоразделе В. и М. Юхты, непосредственно к северо-западу от Юхтинского лакколита. Они окружены со всех сторон известняками и представляют начинающие обнажаться верхушки лакколитов щелочноземельных авгитовых сиенитов и их производных. Непосредственно к северу от них в северной части того же водораздела расположен голец 1486.2 м, сложенный юрскими песчаниками, рассеченными дайками порфира и бостонита.

Голец **М р а ч н ы й** (1501.6 м), расположенный на водоразделе Томмота и М. Юхты, сложен эгириновыми гранитами и граносиенитами, окруженными со всех сторон известняками и лишь на северо-востоке на небольшом участке контактирующими с породами юры.

Гольцы **З а м е т н ы й** (1584 м) и **Д е ф е к т и в н ы й** (1513.6 м) расположены на том же водоразделе, несколько далее к северо-востоку. Они представляют начинающую обнажаться верхушку лакколита, окруженную на западе кембрийскими известняками, на востоке песчаниками юры. Здесь выходят авгитовые сиениты, сиенито-диориты с прожилками аплита, микромонциты и меланократовые микросиениты.

Гольцы **П е ч а л ь н ы й**, **М а г н и т н ы й** ((1231 м) и **Б о р и в а р** (1169 м) протягиваются небольшой цепью к юго-востоку от Томмотского лакколита. Здесь выходят авгитовые сиениты, слагающие небольшие лакколиты. На северо-западе эта цепь примыкает непосредственно к массиву гольца Батько (Томмотский лакколит).

Голец **Ш и р о к и й** (1243 м) расположен над верховьями кл. Снежного и Турука. Геологически представляет юго-западное окончание Томмотского лакколита. Сложен кварцсодержащим порфиром и, по видимому, прорывающим его сиенито-диоритом.

Гольцы **Г р а н и т н ы й** (1312 м), **О б м а н** (1350.5 м) и **Д у г а**, вытянутые цепью к юго-западу от Томмотского лакколита вдоль водораздела Лев. Нимгеркана и Томмота, представляют пластовую интрузию, вероятно сложную, разнообразных порфиров: кварцсодержащего роговообманкового, кварцевого, бескварцевого. Интрузия залегает непосредственно на архейском основании, осадочные породы кругом уже смыты. Среди пород пластовой интрузии находятся небольшие выходы зернистых пород: на гольце Обман над левым истоком кл. Снежного — авгитового сиенита, на западном склоне гольца Дуга и на небольшой вершинке темного западнее — авгитового и роговообманкового сиенит-порфира, сиенито-диорита, лейкократового граносиенит-порфира с прожилками аплита. На гольце Обман, кроме того, встречена дайка весьма интересного щелочного пикрита.

На продолжении этой полосы гольцов к юго-западу находится небольшая сопка на водоразделе кл. Сенокосного и Икса, сложенная кварцсодержащим порфиром пластовой интрузии.

Голец **О д и н о к и й** (1094.2 м) расположен на водоразделе правых притоков Томмота — кл. Турукана и Одинокого. Сложен обрывком пластовой интрузии кварцсодержащего роговообманкового порфира, залегающей непосредственно на архейском основании.

Голец **П р о д о л г о в а т ы й** расположен между верховьями рч. Нючи, Пр. и Л. Нимгеркана. Вытянут в северо-восточном направлении на 3 км при ширине 1.5—2.0 км. Покоится непосредственно на архейском основании. Обладает двумя вершинами, из которых более высокая северная отстоит от основания на 50 м. Вся интрузия в связи с уклоном поверхности архея обнаруживает наклон к северу. Голец покрыт россышью крупных глыб (до  $1.5 \times 1.5 \times 0.3$  м<sup>3</sup>) меланократовых микросиенитов, связанных, очевидно, как уже упоминалось выше, с Томмотским щелочным лакколитом.

Голец Туманный (1107 м) расположен к северу от гольца Продолговатого, на водоразделе рч. Пр. Нимгеркана и Нючи на архейском основании. Сложен частично роговообманковыми порфирами пластовой интрузии, иногда заметно метаморфизованными, но преимущественно интрузирующими их разнообразными щелочными сиенитами.

Вершина 1099 м, между гольцами Продолговатым и Туманным, содержит дайку нормального базальта, вытянутую среди пород архея по азимуту  $340^\circ$  на 120 м при мощности в 8 м.

Вершина 989 м на водоразделе Пр. Нимгеркана и кл. Бай (приток Селигдара) представляет обрывок пластовой интрузии роговообманкового порфира, залегающей на архейском основании.

Пластовая интрузия на водоразделе кл. Рогатого и верховьев Пр. Нимгеркана залегает на вершине увала непосредственно на архейском основании. Вытянута в северо-западном направлении на 6 км при ширине 1,0—1,5 км и мощности 40—60 м. В соответствии с уклоном поверхности архея интрузия наклонена к северу; северо-западный ее конец лежит на 80—90 м ниже юго-восточного. На поверхности сложена россылью плиток желтовато-серого, голубовато-серого, беловато-серого кварцевого порфира.

Повидимому, та же пластовая интрузия продолжается и на правой стороне Пр. Нимгеркана, по водоразделу его с кл. Блоха, в 4 км к северо-западу от конца первой интрузии. Здесь она залегает еще на 60 м ниже. Сложена тем же кварцевым порфиром. Небольшая наплеска того же кварцевого порфира встречена и в юго-восточном направлении, на водоразделе Лев. Нимгеркана с кл. Тропа, около юго-западного окончания гольца Продолговатого. Она залегает на 60 м выше главной части интрузии в расстоянии 2 км от нее.

В долине Пр. Нимгеркана, немного ниже кл. Тракт, по ее левому и правому борту, выходы магматических пород представлены кварцевыми и бескварцевыми порфирами. Среди россыли первых встречаются отдельные глыбы очень интересного ортоклазового андезита.

На левом увале кл. Рогатого в его верховьях в осыпи встречены глыбы кварцсодержащего порфира, пуласкитов и цеолитсодержащего бостонита.

Голец Последний на водоразделе Пр. и Лев. Нимгеркана примерно в 11 км к западу от Томмотского лакколита представляет плоский купол, несколько вытянутый в широтном направлении и залегающий на архейском основании. Превышение вершины гольца над археем около 60—80 м, поперечник гольца примерно 1,5—2,0 км. Весь голец покрыт осылью плиток серовато-белого кварцсодержащего порфира и белого кварцевого порфира, тождественного с порфиром описанной выше интрузии. Вероятно, он представляет изолированный деструкционными процессами участок той же интрузии.

Голец Молядят расположен на водоразделе Пр. Нимгеркана с его правым притоком кл. Молядят. Представляет довольно плоский каравай, залегающий среди кембрийских известняков. Отметка вершины 1105 м. Возвышается над архейским основанием примерно на 200 м. Размеры гольца в плане  $4 \times 5$  км. Сложен порфирами того же типа, что и голец Лапчатый.

Плоский водораздельный увал между верховьями кл. Молядят и Далькопьяха и юго-западный отрог гольца Лапчатого, отделенный от него полосой известняков, сложены порфирами того же типа.

Гора Обьездная, голец Плячатый и небольшая вершина между гольцами Плячатым и Лапчатым, расположенные все к северу и северо-западу от гольца Лапчатого среди кембрийских известняков, сложены порфирами того же типа.

Голец Паленый (1349 м) расположен к северу от Томмотского лакколита на водоразделе рч. Селигдара и Нючи. Представляет лакколит авгитовых сиенитов, со всех сторон окруженный порфирами пластовых интрузий и, повидимому, их прорывающий. Пластовые интрузии лежат непосредственно на архее.

Голец Шапка Мономаха с двумя вершинами (1321 и 1360 м) расположен в 8 км к северо-востоку от Томмотского лакколита и непосредственно к западу от верховьев кл. Амурского. Он сложен щелочноземельными авгитовыми сиенитами и сиенит-порфирами, окруженными кембрийскими известняками. В верховьях кл. Амурского хорошо прослеживаются среди известняков пластовые интрузии биотитовых порфиритов и меланократовых роговообманковых порфиров. Эти же пластовые интрузии обнажены на поверхности между гольцом Шапка Мономаха и Томмотским лакколитом, а обрывки их встречаются также вдоль долины Томмота ниже кл. Бурувого.

Голец Шапка Мономаха начинается с собой срединную полосу лакколитов, причленяющуюся здесь к рассмотренной выше южной полосе и вытянутую в северо-восточном направлении. В состав этой полосы входит и уже описанный Якокутский щелочной лакколит, расположенный в 4 км к востоку от гольца Шапка Мономаха. В непосредственном соседстве с Якокутским лакколитом к северо-западу от него расположено громадное количество более мелких лакколитов щелочноземельных авгитовых сиенитов и пластовых интрузий порфировых пород.

Ороченская пластовая интрузия наиболее интересна по условиям залегания. Она представлена очень характерным кварцевым порфиром с весьма крупными выделениями розового полевого шпата, благодаря чему не может быть смешана в поле с другими интрузиями и очень хорошо прослеживается. На севере она начинается на Ороченском увале, водораздельном между Ортосалой и Куранахом в районе кл. Орочена, Пролетарки и Лебединого. Здесь она проходит в толще известняков, обнажаясь лишь на восточном и западном склонах увала. К югу от верховий кл. Орочена и Лебединого она выступает из-под известняков, покрывая вдоль кл. Белка и Геологического большие площади. Южнее кл. Геологического она довольно высоко поднимается на склон гольца, будучи приподнята интродуцировавшим под нее лакколитом авгитового сиенита. Немного восточнее она пересекает вершину гольца Гробового и уходит на его южный склон.

Восточная оконечность этого гольца представляет небольшой лакколит авгитового сиенита, прорвавший пластовую интрузию и расположившийся поверх нее. На южном склоне гольца Гробового пластовая интрузия приходит в соприкосновение с породами Якокутского лакколита, которые также интродуцировали под нее. Поэтому выход интрузии здесь резко заворачивает, огибает голец Гробовой с востока и тянется далее в северо-восточном направлении через верховья кл. Узкого и Перевального, слагая здесь кровлю щелочного лакколита. Помимо лакколитов гольца Гробового, ороченская пластовая интрузия прорывается тремя небольшими лакколитами, слагающими гольцы Пирамиду, Спирин и Геологический, и крупным лакколитом гольца Орочен.

Голец Пирамида расположен по правую сторону рч. Ортосалы около кл. Белка. Сложен разнообразными фациями авгитовых сиенитов с прожилками аплита. Содержит пропластки сильно скарированных известняков. В результате процессов ассимиляции возникают местные диоритового состава обособления. У южного подножья гольца можно прекрасно наблюдать, как прожилки сиенита и аплита рассекают кварцевый порфир пластовой интрузии.

Голец Спирин, расположенный в 1 км восточнее среди известняков, сложен довольно меланократовым авгитовым сиенитом. Вблизи вершины гольца и на его юго-западном склоне прослеживается полоса глыб сильно метаморфизованной основной псевдолейцитовой породы, близкой фергуситу. Распространение глыб и сильный метаморфизм этой породы делают вероятным предположение, что лакколит возник на дэйке ее, которую он раздробил и включил в виде многочисленных ксенолитов.

Гольцы Геологический и Орочен обладают сложным



строением, представляя тесное перепластовывание авгитовых сиенитов с известняками, местами нацело превращенными в скарны.

К северо-западу от этой группы лакколитов расположены по обе стороны рч. Ортосалы отдельные мелкие лакколиты, слагающие гольцы Зверевский, Примус и Вуз. Все они сложены различными разновидностями щелочно-земельных авгитовых сиенит-порфиров.

Непосредственно к северо-востоку от Якокутского лакколита, по левой и правой стороне кл. Беспризорного, выходят порфировые брекчии, псевдолейцитовые порфиры, пуласкиты, мусковитовые сиениты, геологически представляющие продолжение Якокутского лакколита, но отделенные от него на поверхности полосой известняков. В соседстве с этими выходами, к северо-востоку от них, расположены среди известняков три очень небольшие острые вершинки, сложенные авгитовым сиенитом, микромонцитом и меланократовым микросиенитом.

К востоку от Якокутского лакколита, вдоль берега рч. Якокута и в нижнем течении кл. Дикого, среди известняков выступают пластовые интрузии порфира и биотитового порфирита.

Далее к северо-востоку вдоль срединной полосы интрузий, на водоразделе Куранаха и Якокута, расположено большое поле развития пластовых интрузий, мощность которых местами достигает 60—80 м. Повидимому, это не одна монолитная интрузия, а сложная, состоящая из нескольких последовательно образовавшихся. Этот комплекс пластовых интрузий протягивается от верховий рч. Куранаха на юго-западе вплоть до кл. Золотого на северо-востоке и, погружаясь в толщу известняков, уходит еще далее на север, вдоль Куранах-Якокутского водораздела, где он прослежен лишь в отдельных местах, но детально не закартирован. В южной и юго-восточной частях этот комплекс интрузий представлен преимущественно бескварцевыми и кварцсодержащими порфирами, которые в отдельных участках настолько хорошо раскристаллизованы, что переходят в сиенит-порфиры. Здесь они образуют мощные интрузии, лежащие или непосредственно на архее или отделенные от него горизонтом известняка лишь в несколько метров мощностью.

По направлению к северу и северо-западу подобного состава интрузии уменьшаются по мощности, постепенно выклиниваются и сменяются, кулисообразно с ними переслаиваясь, интрузиями иного состава. Последние обладают меньшей мощностью (порядка нескольких метров), залегают в толще известняков и представлены преимущественно роговообманковыми порфирами.

На площади развития этого комплекса пластовых интрузий имеется довольно значительное количество конических или куполообразных гольцов, представляющих отирепарированные лакколиты, располагающиеся или среди известняков или прорвавшие пластовые интрузии. Среди них можно отметить голец Турук (1314.1 м), сложенный сиенито-диоритом, голец 3-й Базисный (1133.5 м), сложенный авгитовым сиенит-порфиром, голец 1061.9 м к югу от нижнего течения кл. Золотого, сложенный разнообразными щелочными породами: авгитовым сиенитом, эгириновым сиенитом, нефелинсодержащим сиенитом, эгириновым гранитом, цеолитовым тингуаитом, и рядом других. Довольно многочисленные дайки щелочных пород (эгиринового сиенита, пуласкита, тингуаита и др.) известны на склонах долины кл. Золотого и его притоков.

К северу от кл. Золотого и М. Куранаха довольно обильные выходы изверженных пород тянутся по междуречью Якокута и Куранаха на протяжении около 10 км, вплоть до широты кл. Соснового. Все водораздельные увалы здесь сложены кембрийскими известняками, и лишь долины ключей промыты до архея. В толще известняков присутствуют пластовые интрузии порфиров, повидимому довольно многочисленные. Все они не только не изучены, но даже не закартированы как следует, и большинство из них констатируется лишь на основании единичных пересечений, а иногда по

наличие гальки порфиров в наносах ключей. Местами среди известняков выступают в виде конических гольцов отпрепарированные лакколиты зернистых пород. Голец Крохалиный (988.6 м) на водоразделе кл. Крохалиного и Якокута сложен эгиритовым сиенит-порфиром; голец Золотой (1133.2 м) на водоразделе кл. Крохалиного и Золотого — микромонцитом; голец 1128.5 м между кл. Ленским и Золотым — авгитовым сиенитом и т. д. Местами встречаются дайки бостонитов и цеолитовых тингуантов, констатируемые *to in situ*, то по наносам ключей.

Непосредственно к западу от этого участка, в окрестностях пос. Незаметного и в верхнем течении кл. Тамарак, находится другой участок довольно обширного развития пластовых интрузий. Последние представлены роговообманковыми и бескварцевыми порфирами, но на водоразделе кл. Тамарак и Известкового встречены также кварцсодержащие авгитовые сиениты, в неясной форме залегания, но петрографически сходные с породами лакколитов.

К северу от кл. Соснового на протяжении около 20—25 км изверженные породы в пределах междуречья Якокута и Куранаха почти отсутствуют. Лишь к северу от кл. Латышского, на междуречье Якокута и Селигдара и в кривуне Алдана, между устьями этих рек, находится обширный участок развития изверженных пород. Последние представлены преимущественно пластовыми интрузиями, в меньшей степени — производными щелочных и щелочноземельных сиенитов. Зверевская гора на левом берегу Селигдара при его устье сложена на своей вершине весьма своеобразным пуласкит-порфиром. На гольце Дарья, на левом берегу Алдана, немного ниже устья Селигдара, выходят пластовые интрузии роговообманкового порфира, по видимому прорываемые и приподнимаемые позднейшими интрузиями пуласкит-порфира и авгитового сиенит-порфира. Голец на правой стороне Селигдара чуть ниже устья Куранаха имеет две вершины; обе сложены пуласкит-порфиром, выступающим среди юрских песчаников. В седловине между вершинами, а также среди юрских песчаников проходит дайка альбитизированного эгиритового сиенита.

Севернее, в кривуне Алдана, по кл. Резидентскому, Крестьянскому, Олений Рог и др., имеется ряд выходов пластовых интрузий роговообманковых порфиров как на склонах, так и на вершинах водоразделов. Местами встречаются небольшие выходы пуласкит-порфиров, а в правом борту долины кл. Крестьянского встречена дайка эгиритового граносиенита. Наиболее значительные выходы магматических пород (гольцы Периферический, Твердолобый), по видимому, представляют пластовые интрузии, куполообразно приподнятые интрузировавшими под них лакколитами. В юго-восточном углу этого участка, на левом увале рч. Якокута немного южнее тракта, среди юрских песчаников имеется выход меланократового микросиенита и кварцсодержащего сиенит-порфира.

К юго-востоку от кл. Золотого в бассейн рч. Джеконды протягивается полоса лакколитов и иных интрузий магматических пород. Ближайшие выходы их расположены недалеко от Якокута по его правым притокам. По левому берегу рч. Чечерки против устья кл. Ночного расположена вершина 1201.6 м, сложенная юрским песчаником. Восточный склон этой вершины, обращенный к рч. Чечерке, сложен авгитовым сиенитом и меланократовым микросиенитом, среди которых встречаются отдельные глыбы (вероятно, дайка) трахибазальта. Этот выход изверженных пород производит морфологически впечатление лакколита, обнаженного на поверхности одним своим боком, в то время как вершина и остальные бока лакколита еще не успели освободиться из оболочки осадочных пород. Морфологически похожий выход расположен по правой стороне рч. Чечерки вблизи ее устья (вершина 957.8 м). Он представлен микромонцитом.

Голец Грядовой (1537.0 м), расположенный на водоразделе рч. Якокута и Джеконды, представляет верхушку крупного лакколита, обнажающуюся среди юрских песчаников. Выход изверженных пород

вытянут в северо-западном направлении, при длине около 3.5 км и ширине 1.5 км. Породы представлены преимущественно микромонцититами. В толще известняков в районе гольца Грядового известны пластовые интрузии порфиров, как следует не прослеженные и не закартированные. К юго-востоку от гольца на том же Якокунт-Джековдинском водоразделе расположен гольц 1611.7 м. Вся вершина его сложена юрскими песчаниками, среди которых проходит в северо-западном направлении мощный дайкообразный выход (вероятно едва начинающая обнажаться верхушка лакколита) сиенит-порфира. Такие же мощные дайкообразные выходы кварцсодержащего порфира имеются среди песчаников и далее к юго-востоку, на гольце Большом (вершины 1491.5 и 1574.5 м).

К северу от этой цепи дайкообразных выходов, в бассейне Джеконды по кл. Перебуторному, Привлекательному и Тохто, расположена тесная группа гольцов: Острый (1570.1 м), Вулкан (1512.7 м), его северо-западный отрог гольц Тохто и южный отрог гольц Голодный. В этих гольцах (преимущественно на их вершинах, но отчасти и на склонах) выходят черные трахитовые брекчии, которые, судя по составу обломков, связаны, скорее всего, с периодом образования лейцитовых пород. Эти брекчии приподнимаются и отчасти прорываются и метаморфизуются лакколитом (может быть, несколькими) авгитовых сиенитов.

Вдоль долины рч. Джеконды как по правому, так и по левому ее бортам имеются многочисленные выходы пластовых интрузий, представленных роговообманковыми порфирами, отчасти бескварцевыми порфирами и биотитовыми порфиритами. Всего здесь прослеживается не менее пяти-шести пластовых интрузий, все сравнительно небольшой мощности (по несколько метров). Дайки очень интересного псевдолейцитового порфира известны при устье кл. Тохто и в вершине кл. Перебуторного. На первой дайке по левой стороне рч. Джеконды возник небольшой лакколит авгитового сиенит-порфира. Дайка в этом месте брекчирована, и обильные ксенолиты псевдолейцитового порфира заключены в сиенит-порфире.

К северу от Джеконды расположен крупный Джековдинский лакколит (голец Шаман, 1660.3 м) и к западу от него несколько мелких выходов — верхушки небольших лакколитов (гольцы Неприглядный, Шаманенок). Все эти гольцы сложены авгитовыми сиенитами и сиенит-порфирами, ларвинитами, пуласкитами и небольшим количеством меланократовых микросиенитов.

К северо-западу от группы Шамана имеется несколько выходов изверженных пород на вершинах водораздела Курочан—Талая (1138 м, 1159.3 м). Все они представлены преимущественно авгитовыми сиенитами, в подчиненном количестве — порфирами пластовых интрузий и дайками бостонитов. Дальше к северу расположена область северо-восточного горста архейских пород, со всех сторон оконтуренного сбросами. Здесь резко преобладают многочисленные дайки щелочных пород — цеолитовых тингуаитов, сельвсбергитов, бостонитов, которые особенно обильны в северо-западной части горста, где амплитуда оконтуривающих его сбросов наибольшая.

По направлению к юго-востоку и амплитуда сбросов и количество даек заметно уменьшаются, и, наконец, дайки исчезают совершенно. Можно заметить и некоторые изменения в их характере: на крайнем северо-западе горста эгириповые породы (тингуаиты, сельвсбергиты) преобладают над бостонитами. По направлению к юго-востоку относительная роль бостонитов увеличивается как по количеству даек, так и по их размерам. Некоторые дайки достигают 200 м мощности. Помимо щелочных пород, в пределах горста встречаются выходы пород щелочнземельных, но в сильно подчиненном развитии. Перечислять каждый выход в отдельности нет возможности, поэтому охарактеризуем их по группам.

Г о л е ц 1221.8 м на водоразделе Якокунта и Юхухты и окружающие его небольшие выходы представляют залегающие в толще архея дайки и не-

большие штоки сельвсбергитов, цеолитовых тингуаитов, эгиринового граносиенита и пуласкита.

Голец Утесный находится на водоразделе правых притоков Якута — рч. Курумсалы и Юхухты. Располагается на поверхности архея среди широкой каймы сохранившихся от размыва известняков. Сложен порфирами пластовых интрузий, прорываемыми авгитовым сиенит-порфиром. Здесь же встречаются дайки бостонитов. Повидимому, с пластовыми же интрузиями связан олигоклазовый порфир, слагающий вершину 1123.8 м к юго-западу от гольца Утесного. Остальные выходы изверженных пород в пределах водораздела Курумсала — Юхухта сложены цеолитовым тингуаитом, авгитовым и эгирия-авгитовым сиенит-порфиром в западной части и бостонитами — в восточной.

Водораздел Курумсала — кл. Рябиновый изобилует выходами щелочных сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров. В долине самого кл. Рябинового имеются штокообразные выходы пуласкита и цеолитового сиенита. В бассейнах кл. Рябинового, Крестаха и Кайгулака, правых притоков Якута, на ряду со щелочными породами появляется значительное количество щелочноземельных — порфиров и сиенит-порфиров. Еще севернее, вблизи краевого сброса по обе стороны от него, в верховьях рч. Онье и по кл. Безымянному и Курум, щелочные породы (сельвсбергиты, тингуаиты, бостониты, эгириновые граниты) появляются в исключительном изобилии. На линии сброса расположен голец Пологий (1227 м) над верховьями Онье и кл. Редерги. Он представляет довольно крупный лакколит эгириновых и эгирия-авгитовых сиенитов, сопровождаемый многочисленными дайками сельвсбергитов и тингуаитов. Те же щелочные породы протягиваются вдоль линии сброса и далее к востоку, в бассейн кл. Редерги. Немного севернее линии сброса, на водоразделе кл. Редерги и Катарги, расположен небольшой лакколит гольца Последнего с двумя небольшими штоками по его сторонам. И лакколит и оба штока сложены меланократовыми микросиенитами.

В участке горста, расположенном в бассейне рч. Элькона, выходы бостонитов чрезвычайно обильны, цеолитовых тингуаитов и сельвсбергитов — менее обычны. В верховьях левых притоков Б. Ыллымаха (рч. Юкунгра, Холодная) бостониты, сельвсбергиты и тингуаиты встречаются довольно часто, но очень быстро прекращаются к среднему и нижнему течению этих речек.

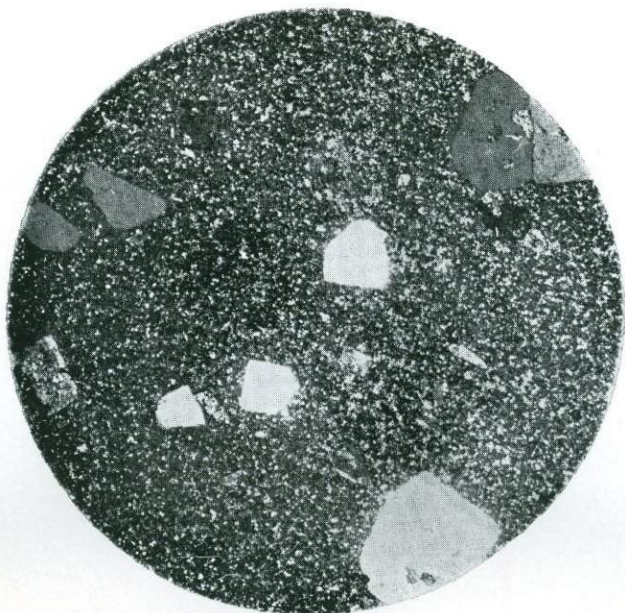
## Породы пластовых интрузий

Петрографическое описание пород ведется по отдельным возрастным группам. Одновременно с петрографической характеристикой дается химическая характеристика тех пород, для которых имеются анализы. Оптические константы минералов приведены в табл. 17. В тексте в соответствующих местах имеются ссылки с указанием номеров шлифов.

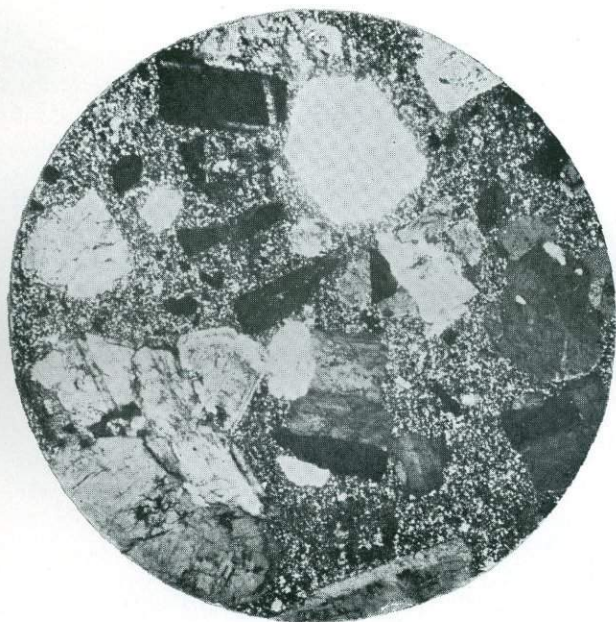
Породы пластовых интрузий образуют наиболее раннюю по возрасту группу. Они неизменно обладают порфировой, иногда афировой структурой. Иные из них по своему петрографическому характеру стоят очень близко к некоторым сиенит-порфирам, слагающим краевые части лакколлитов или связанные с лакколитами дайки и обладающим резко выраженной порфировой структурой. В других случаях они приближаются к бостонитам, связанным с щелочными сиенитами и залегающими дайками. Точных критериев петрографического характера для отнесения таких сомнительных пород в ту или иную группу пока не установлено, но постепенных переходов между ними быть не может, так как они относятся к различным возрастным группам. Точное разделение их между собой может быть произведено лишь на основе достаточно детальных полевых наблюдений, но при последних далеко не всегда удавалось установить (особенно в сильно задернованных участках) форму залегания породы. Разделение в поле пород пластовых интрузий от краевых фаций лакколлитов особенно затруднительно в тех случаях, когда лакколлиты интродировали под пластовые интрузии, куполообразно их приподнимая. В этих случаях остатки пластовых интрузий могут залегать не только на склонах, но и на вершинах гольцов, представляющих отпрепарированные денудацией лакколлиты. Лишь переход пластовой интрузии в стороне от лакколита к горизонтальному залеганию позволит при этом разобраться в ее истинных соотношениях с лакколлитом. Что касается даек, связанных с лакколитами и с пластовыми интрузиями, то, когда они залегают вне тела самого лакколита, разделение их в поле чрезвычайно затруднительно, а иногда и невозможно.

В дальнейшем, при описании пород пластовых интрузий, а также сиенит-порфиров и бостонитов, отдельные образцы, возможно, отнесены неправильно в ту или иную группу за недостаточной детальностью полевых наблюдений. Но от этого характеристика целых групп пород существенно не меняется. К пластовым интрузиям породы относились на основании полевых наблюдений, а когда последних не хватало — на основании сравнения их петрографического характера с известными породами пластовых интрузий. Таким образом, каждая из выделяемых крупных групп этих пород обоснована полевыми наблюдениями.

Все породы пластовых интрузий именуется порфирами, хотя некоторые из них по степени раскристаллизации основной массы можно было бы именовать также сиенит-порфирами и гранит-порфирами. Название порфиры сохранено отчасти потому, что многие породы этой геологической группы



Фиг. 1. Шл. 340.  $\times 13$ . Николи +. Кварцевый порфир. В микрозернистой основной массе видны вкрапленники кварца.



Фиг. 2. Шл. 1230.  $\times 13$ . Николи +. Кварсодержащий роговообманковый порфир. В микрозернистой основной массе обильные вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки.

обладают признаками, характерными для эффузивных пород (слабая раскристаллизация основной массы, сильная ресорбция вкрапленников кварца, опацификация роговой обманки и пр.), отчасти, чтобы выдержать номенклатуру в пределах одной геологической группы и тем резче отделить ее от более поздних сиенит-порфиров, связанных с лакколитами.

## 1. Кварцевые порфиры

В районе известны две главнейшие пластовые интрузии кварцевых порфиров:

1. Ороченская интрузия, залегающая отчасти в толще известняков, отчасти непосредственно на поверхности, в районе кл. Лебединого, Орочена, Белки, Геологического, Узкого, Перевального. Мощность интрузии колеблется от 6 до 20 м, местами как будто присутствуют два ее горизонта, разделенных небольшим (несколько метров) горизонтом известняков. По кл. Геологическому, Узкому, Перевальному интрузия местами значительно приподнята интродуцированными под нее авгитовыми сиенитами и псевдолейцитовыми породами. Выходы этой пластовой интрузии прослеживаются почти непрерывно на протяжении 6 км с севера на юг, при ширине от 2 до 5 км. Породы интрузии представлены в сборах шестью образцами.

2. Нимгерканская интрузия расположена в верхнем течении рр. Пр. и Лев. Нимгеркана. В настоящее время она разделена речными долинами на ряд отдельных участков, залегающих на вершинах водоразделов непосредственно на поверхности. Общая область ее развития имеет около 18—20 км в длину (с юго-востока на северо-запад) при ширине в 11—12 км. Мощность интрузии достигает 40—60 м. Породы интрузии представлены в сборах 15 образцами.

Единичные находки кварцевых порфиров известны по кл. Карстовому (бассейн В. Юхты) и по кл. Раздольному (бассейн Курнаха), где, повидимому, они слагают небольшие по площади пластовые интрузии.

Макроскопически кварцевые порфиры ороченской интрузии представляют резко порфировые породы с тонкозернистой основной массой светлосерого, зеленоватого, розоватого или буроватого цвета, в которой хорошо различимы довольно обильные, но не очень крупные вкрапленники белого плагиоклаза и серого с жирным блеском кварца и весьма крупные (1—3 см) прерасно ограниченные кристаллы яркорозового ортоклаза. Порфиры нимгерканской интрузии обладают белым цветом, иногда с желтоватым или сероватым оттенком, и содержат в тонкозернистой до плотной основной массе мелкие, довольно скудные выделения белых полевых шпатов и сероватого кварца.

Под микроскопом кварцевые порфиры представляют резко порфировые породы, содержащие в микрозернистой кварцево-полевошпатовой основной массе крупные вкрапленники кварца, кислого плагиоклаза и калинатрового полевого шпата. Иногда присутствуют псевдоморфозы по цветному минералу, очень редко — незамещенная роговая обманка. Общий вид кварцевого порфира обр. 340 изображен в табл. I, фиг. 1.

К в а р ц вкрапленников то более, то менее обилён. Обычный размер зерен от 0.3—0.5 до 1—2 мм, очень редко до 4 мм. Все зерна в той или иной мере корродированы. Редко коррозия невелика и выражается лишь в оплавлении углов; чаще наблюдаются скелетные формы с обильными бухтообразными втеками основной массы. Вокруг сильно ресорбированных зерен кварца наблюдается кайма 0.1—0.3 мм шириной, в пределах которой кварц основной массы находится в одинаковой оптической ориентировке с кварцевым вкрапленником. Количество вкрапленников зависит не только и, может быть, не столько от кислотности породы, сколько от степени их ресорбированности. В нимгерканской интрузии кварц ресорбирован меньше, в ороченской очень сильно.

Плагиоклаз представлен идиоморфными толстотабличатыми или призматическими кристаллами олигоклаза или андезина № 29—32 (табл. 17, шл. 1277, 1355, 0—1—5), частично или полностью замещенного полисинтетически сдвойникованным альбитом № 0—9 (табл. 17, шл. 96, 340, 1355, 0—1—5). Альбит сильно загрязнен обильными листочками серицита, буроватой мутью и иногда скоплениями кальцита. Изредка альбит замещен серицитом и кальцитом почти нацело. Иногда на фоне альбита развиваются весьма крупные скопления желтоватого эпидота. Почти во всех шлифах альбитизированный плагиоклаз преобладает над другими вкрапленникам, и лишь в некоторых нимгерканских породах он играет подчиненную роль. В большинстве шлифов плагиоклаз замещен альбитом почти нацело, благодаря чему породы производят впечатление так называемых кератофиров. Иногда внутри обычного вида альбита сохранились небольшие ядрышки совершенно чистого первичного плагиоклаза. Лишь в отдельных шлифах слегка зональный плагиоклаз весь является первичным, и замещение его загрязненным альбитом заметно лишь в очень редких небольших участках. Обычный размер плагиоклазовых кристаллов 2—6 мм.

Кали-натровый полевой шпат представлен ортоклазом (табл. 17, шл. 96 и 340). В некоторых шлифах он отсутствует. В породах ороченской интрузии ортоклаз представлен редкими, но крупными (в шлифах до 10 мм длиной) хорошо ограниченными кристаллами, сильно загрязненными густой бурой мутью (придающей им макроскопически красноватый цвет), а также чешуйками серицита и выделениями кальцита. Лишь сравнительно небольшие участки внутри кристаллов совершенно чистые, не загрязненные. Иногда наблюдаются вроски идиоморфных кристалликов альбита, неправильных зерен кварца и клинообразных зерен сфена, полностью замещенного лейкоксенном. В нимгерканских образцах ортоклаз присутствует в виде мелких немногочисленных кристаллов, загрязненных то вросками кальцита, то бурой мутью и серицитом.

Псевдоморфозы по цветному минералу, иногда, повидимому, биотиту, иногда роговой обманке, довольно обычны. Они дают то удлиненные, то изометрично-округлые или полигональные разрезы и выполнены кальцитом, серицитом, лимонитом, лейкоксенном, хлоритом, иногда эпидотом, в различных комбинациях. В шл. 333 присутствует не подвергшаяся замещению обыкновенная зеленая роговая обманка, заметно опацизированная. Общее количество псевдоморфоз по цветным минералам в большинстве шлифов очень невелико.

Скопления лейкоксена и зерна магнетита обычны. Апатит редок, преимущественно в нимгерканских и ютинских образцах. В шл. 1275 единичные зерна циркона.

Основная масса в большинстве случаев микрозернистая, состоит из кварца и ортоклаза. Иногда к ним присоединяется небольшое количество альбита. В некоторых породах структура основной массы микропойкилитовая. Часто в основной массе присутствуют мелкие рудные зернышки, бурые окислы железа, чешуйки серицита, скопления кальцита. Иногда последние весьма обильны, что придает породам характерный облик. Измерения количественного минералогического состава, произведенные в трех шлифах, дали следующие результаты (в объеме. %):

	Обр. 340	Обр. 1277	Обр. 96
Основная масса . . . . .	62.8	55.3	37.2
Вкрапленники:			
кварц . . . . .	18.8	6.8	9.9
плагиоклаз . . . . .	11.3	30.7	34.8
кали-натровый полевой шпат . . . . .	3.0	—	18.2
псевдоморфозы по цветным минералам . . . . .	4.2	7.2	—
	100.0	100.0	100.0



## Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца						
	340	39	96	33	48	68	46
SiO <sub>2</sub> . . . . .	69.72	68.20	66.65	66.99	65.69	50.77	62.36
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0.19	0.20	0.17	0.23	0.75	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15.18	17.37	16.10	17.52	17.40	17.32	17.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.59	2.08	1.85	1.61	2.13	0.90	2.71
FeO . . . . .	1.08	0.26	0.54	0.36	0.54	3.18	1.67
MnO . . . . .	0.10	0.05	0.04	0.07	0.02	0.06	0.10
MgO . . . . .	0.25	Следы	0.28	0.11	0.28	3.21	1.32
CaO . . . . .	1.83	0.72	2.63	0.87	1.19	9.62	2.26
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1.86	3.81	5.32	5.14	3.86	2.22	3.23
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.92	5.84	3.89	5.98	7.58	4.70	4.85
П. п. прок. . . . .	—	—	2.43	0.64	0.61	6.68	1.27
H <sub>2</sub> O тигр. . . . .	—	—	0.25	0.27	0.22	0.16	—
	99.52	98.52	100.18	99.72	99.76	99.57	97.76

Обр. 340 — кварцевый порфир (пластовая интрузия). Алданский р-н, водораздел кл. Рогатого и Пр. Нимгеркана. Сборы П. М. Шумилова, 1926. Анализ Г. К. Маковского (Лен. горн. инст.), 1927.

Обр. 39 — кварцевый порфир (пластовая интрузия). Алданский р-н, верховья рч. Ортосалы. Сборы В. Н. Зверева, 1925 (1931, 39) (по Звереву — щелочной гранит-порфир).

Обр. 96 — кварцевый порфир (ороченская пластовая интрузия). Алданский р-н, бассейн рч. Якокута, верховья кл. Узкого. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ М. П. Васильевой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 33 — кварцсодержащий порфир (пластовая интрузия). Алданский р-н, верховья рч. Куранаха, Рудная гора. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Р. П. Ильницкого (ЦНИГРИ), 1936.

Обр. 48 — кварцсодержащий кератофир. В.-Амгинский р-н, голец Тулайах. Сборы В.-Амгинской экспедиции Якутзолото.

Обр. 68 — биотитовый порфирит (пластовая интрузия). Алданский р-н, бассейн рч. Селигдара, верховья кл. Амурского. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Н. К. Сироткиной (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 46 — биотитовый порфир (пластовая интрузия). Алданский р-н, водораздел Ортосалы и Куранаха, близ верховьев кл. Лебединого. Сборы В. Н. Зверева, 1925 (1931, 41) (по Звереву — керсантит).

В табл. 1 приведены три химических анализа кварцевых порфиров из нимгерканской (обр. 340) и ороченской (обр. 39 и 96) пластовых интрузий. В табл. 2 даны пересчеты анализов на нормативный минералогический состав. Содержание кремнекислоты во всех трех породах сравнительно низкое для кварцевых порфиров, при несколько повышенном в то же время содержании глинозема и щелочей. Этим достаточно оттеняется генетическая связь этих пород с породами сиенитовой магмы. В нормативном минералогическом составе это отражается сравнительно невысоким содержанием кварца. Порфир нимгерканской интрузии по весовому содержанию кремнекислоты лишь немного разнится от ороченской интрузии, но благодаря меньшему содержанию щелочей он содержит значительно больше нормативного кварца. Присутствие нормативного корунда в породах 340 и 39 обусловлено их заметной серицитизацией. В породе 96 степень серицитизации не настолько велика, чтобы дать нормативный корунд, и отражается лишь высоким насыщением глиноземом извести.

В породах ороченской интрузии, как показывают анализы 39 и 96, соотношение между натрием и калием заметно колеблется, в зависимости от степени постмагматической альбитизации плагиоклаза. В нимгерканской интрузии, где вообще плагиоклаз играет подчиненную роль, калий резко преобладает над натрием. В породах 96 и 340 обращает на себя внимание довольно высокое содержание нормативного анортита, не соответ-

ствующее почти полной альбитизации плагиоклаза. Значительная часть этого анортита получается в норме вследствие совместного присутствия в породе постмагматических кальцита и серицита. Таким образом, соотношение в норме альбита и анортита отнюдь не может характеризовать основность плагиоклаза в породе.

Таблица 2

Нормативный минералогический состав пород Алданского р-на

Минералы	№ образца						
	340	39	96	33	48	68	46
Кварц . . . . .	32.11	22.49	16.22	12.32	11.40	—	18.70
Корунд . . . . .	2.40	3.53	—	1.03	0.69	—	3.06
Ортоклаз . . . . .	35.16	35.01	23.51	35.75	45.29	29.95	29.70
Альбит . . . . .	15.81	32.73	46.15	44.03	33.03	16.96	28.31
Анортит . . . . .	9.11	3.62	8.81	4.36	5.96	25.25	11.63
Нефелин . . . . .	—	—	—	—	—	1.78	—
<b>SAL . . . . .</b>	<b>94.59</b>	<b>97.38</b>	<b>94.69</b>	<b>97.49</b>	<b>96.37</b>	<b>73.94</b>	<b>91.40</b>
Диоксид . . . . .	—	—	1.53	—	—	14.81	—
Геденбергит . . . . .	—	—	—	—	—	6.42	—
Mg-гиперстен . . . . .	0.62	—	—	0.27	0.70	—	3.40
Fe-гиперстен . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.40
Волластонит . . . . .	—	—	1.09	—	—	—	—
Форстерит . . . . .	—	—	—	—	—	1.23	—
Фаялит . . . . .	—	—	—	—	—	0.66	—
Магнетит . . . . .	3.81	0.45	1.33	0.92	1.14	1.40	4.05
Ильменит . . . . .	—	0.37	0.38	0.32	0.44	1.54	0.75
Гематит . . . . .	0.98	1.80	0.98	1.00	1.35	—	—
<b>FEM . . . . .</b>	<b>5.41</b>	<b>2.62</b>	<b>5.31</b>	<b>2.51</b>	<b>3.63</b>	<b>26.06</b>	<b>8.60</b>
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Количество феррических минералов в норме во всех породах невелико (до 5.41% в породе 340), чем хорошо подчеркивается их лейкократовость. Особенно невелико в породах содержание MgO (не выше 0.28%). Вероятно, часть магния была из пород вынесена при их постмагматическом изменении. Количество железа во всех породах заметно больше, главным образом за счет окисного железа, что отражается присутствием во всех породах нормативного гематита. Перевод части железа из закиси в окись также естественнее всего связывать с постмагматическим изменением пород.

Заметное изменение химического состава пород в результате постмагматических процессов не позволяет использовать их анализы для вариационных диаграмм и разрешения вопросов дифференциации магмы.

## 2. Кварцсодержащие порфиры

Эта группа пород представлена 30 шлифами. Нередко они бывают связаны с кварцевыми порфирами, представляя местные фации тех же пластовых интрузий, иногда с бескварцевыми и роговообманковыми порфирами, реже дают самостоятельные пластовые интрузии и в довольно редких случаях залегают, повидимому, дайками.

По общему минералогическому составу, структуре основной массы и характеру постмагматических изменений эти породы аналогичны только

что описанным кварцевым порффирам. Наиболее существенное отличие заключается в том, что в них кварц присутствует почти исключительно в основной массе. Последняя то микрозернистая, то микропойкилитовая, гаснущая отдельными участками, в середине которых иногда сохранились в той же оптической ориентировке оплавленные мелкие остатки прежних вкрапленников кварца. Возможно, что некоторые из таких пород обладают не меньшим содержанием кварца, чем кварцевые порфиры. В некоторых породах часть кварца является, по видимому, вторичной, обособляясь в лиззочках, неправильных участках и пр. В остальном большинство этих пород настолько близко к кварцевым порффирам, что не заслуживают более подробного описания.

Несколько отличается от других пород обр. 33, представляющий мощную пластовую интрузию по правобережью верховой Куранаха. Макроскопически это очень светлая порффировая порода с желтовато-серой тонкозернистой основной массой и редкими мелкими выделениями розовато-серого полевого шпата. Под микроскопом наблюдаются не очень обильные вкрапленники ортоклаза и альбита в мелкозернистой основной массе, состоящей из тех же минералов с небольшой примесью кварца.

Ортоклаз образует несколько удлиненные, хорошо ограненные кристаллы, иногда дающие гломеропорфировые сростки. Загрязнен буроватыми продуктами разложения и испещрен листочками зеленовато-бурого биотита и их скоплениями.

Альбит дает удлиненные полисинтетические кристаллы, несколько более обильные, чем ортоклаз. Сильно серицитизирован, по периферии иногда каемка буроватого ортоклаза.

Основная масса состоит из короткостолбчатых кристалликов ортоклаза, к которым в подчиненном количестве присоединяются удлиненные, лейстообразные кристаллики полисинтетического альбита. В интерстициях неизменно небольшое количество кварца. Довольно обильные как мелкие, так и более крупные зерна магнетита и сфена.

Химический состав породы 33 и пересчет его на норму приведены в табл. 1 и 2. Там же приводится для сравнения состав очень близкого кварцсодержащего кератофира из Верхне-Амгинского р-на. Обе породы в общем очень близки к описанным выше кварцевым порффирам. Наиболее существенным отличием является несколько повышенное содержание глинозема и щелочей, что отражается в нормативном составе пониженным количеством кварца и повышенным щелочных полевых шпатов. В верхнеамгинской породе заметно повышена роль ортоклаза по сравнению с альбитом. По всем остальным признакам — большой лейкократовости, ничтожному содержанию магнезия, присутствию нормативных корунда и гематита — эти породы не разнятся от кварцевых порфиров.

### 3. Сферолитовые порфиры

Представлены двумя шлифами. От описываемых ниже бескварцевых порфиров, помимо структуры, отличаются полным отсутствием плагиоклаза, в связи с чем могли бы быть названы бескварцевыми кератофирами. Слагают небольшую пластовую интрузию, залегающую в основании кембрийских известняков в районе к.л. Лебединого, Орочена, Пролетарского и разбивающуюся на ряд отдельных линзообразных участков. Возможно, что местами сферолитовые порфиры представляют лишь местные структурные изменения порфиров иного облика. Макроскопически они обладают бурым цветом и резко выраженной сферолитовой структурой с размером сферолитов от нескольких миллиметров до 2—3 см. Даже макроскопически прекрасно видно радиальнолучистое сложение сферолитов.

Под микроскопом они оказываются состоящими из лейстообразных, радиально расположенных индивидов ортоклаза, то с четкими, то с расплывчатыми границами. В одном шлифе многие сферолиты обнаруживают струк-

туру пальмовых ветвей: более крупные, радиально расположенные лейсты ортоклаза служат центральными стержнями, от которых в обе стороны отходят под острым углом более тонкие, часто двойникованные лейсты. В результате получается рисунок, напоминающий пальмовые ветви. В очень небольшом количестве в этих породах присутствуют мелкие кристаллики магнетита или зернышки пирита и тонкие чешуйки серицита.

#### 4. Бескварцевые порфиры

Сюда довольно условно отнесено около 95 пород, характеризующихся, помимо полного или почти полного отсутствия кварца, также очень сильным постмагматическим изменением цветных минералов и плагиоклазов. Поэтому минералогический состав всех пород почти одинаков — ортоклаз, сильно альбитизированный плагиоклаз и то или иное количество псевдоморфоз по цветным минералам. В то же время структурные особенности допускают выделение ряда разновидностей. Несомненно, что по первичному минералогическому составу эта группа могла бы быть разбита на несколько иные разновидности. В частности, многие породы этой группы представляют, вероятно, не что иное, как сильно измененные роговообманковые и олигокласовые порфиры, описываемые ниже.

Прежде всего в этой группе можно выделить породы из центральной части мощной пластовой интрузии Рудной горы в верховьях Куранаха, более краевые части которой представлены кварцсодержащим порфиром типа описанного выше обр. 33. По степени раскристаллизации породы из центральной части интрузии можно было бы назвать аляскитоидными сиенит-порфирами. Это мелкозернистые, несколько порфиroidные породы, сложенные немного вытянутыми, не очень правильными зернами микропертита. Размер зерен обычно 0.3—1.0 мм. В подчиненном количестве присутствует олигоклаз, полностью или лишь по периферии замещенный сильно загрязненным альбитом. И микропертит и плагиоклаз образуют довольно редкие более крупные порфиroidные зерна. В очень небольшом количестве присутствует ксеноморфный кварц. В одном из шлифов обычных зернышки магнетита и сфена и лимонитовые псевдоморфозы по биотиту.

Остальные породы рассматриваемой группы обладают хорошо выраженной порфиroidной (иногда афировой) структурой. По структуре основной массы можно выделить следующие разновидности:

1. Микрозернистая, существенно ортокласовая основная масса, то более, то менее тонкозернистая.

2. Ортофирровая основная масса, сложенная короткостолбчатыми кристалликами ортоклаза. В переменном, но неизменно подчиненном количестве к ним присоединяются лейсточки полисинтетически двойникованного альбита.

3. Микролитовая основная масса, сложенная довольно крупными лейстами буроватого ортоклаза, иногда с небольшой примесью лейст кислого плагиоклаза (чаще альбита). Лейсты располагаются беспорядочно, в отдельных участках несколько веерообразно или субпараллельно.

4. Микролитовая основная масса, состоящая из очень мелких лейсточек заметно пелитизированного ортоклаза. Расположение лейсточек беспорядочное, иногда субпараллельное, и тогда структура основной массы приближается к трахитовой.

Во всех разновидностях в уголках между полевыми шпатами основной массы часто встречается совершенно ничтожное количество кварца.

Вкрапленники полевых шпатов присутствуют в очень переменном количестве. Наиболее обильны они в первой разновидности; в третьей разновидности вкрапленники очень скудны, а иногда отсутствуют совершенно. Представлены пелитизированным, иногда слабо серицитизированным ортоклазом (табл. 17, шл. 1225) и сильно серицитизированным альбитом (табл. 17, шл. 1225), в середине кристаллов которого иногда сохранялись

очень небольшие участки первичного, более основного плагиоклаза. В некоторых породах внутри кристаллов вторичного альбита развивается агрегат довольно крупных эпидотовых зерен.

Псевдоморфозы по цветным минералам отсутствуют в одних породах и в заметном количестве присутствуют в других. Они выполнены обычно лимонитом, кальцитом, хлоритом и серицитом и, судя по формам, чаще образованы по роговой обманке, несколько реже по биотиту и значительно реже по пироксену. В пл. 1139 сохранились неразложенные зерна сильно плеохроичной зелено-бурой обыкновенной роговой обманки, в пл. 754 — пластинки биотита и столбики светлозеленого неплеохроичного авгита. Некоторые породы с микролитовой основной массой, не содержащие псевдоморфоз по цветным минералам, петрографически очень близки к описываемым ниже бостонитам, отличаясь от них значительно большим развитием вторичных минералов в основной массе. Однако достоверное разделение таких порфиритов от бостонитов не всегда может быть произведено на основании одних лишь петрографических признаков.

Из акцессорных минералов во всех породах обычны мелкие зернышки магнетита в основной массе. Иногда присутствуют зерна сфена и значительно реже апатит. Вторичные минералы, помимо псевдоморфоз по цветным минералам, всегда присутствуют в том или ином количестве и в основной массе. Наиболее часто это кальцит, а также серицит, хлорит, лимонит, кварц, апатит, эпидот, лейкоксен.

### 5. Биотитовые порфириты и порфиры

Эти породы образуют пластовые интрузии небольшой мощности (несколько метров) и небольшого протяжения (сотни метров или несколько километров) среди известняков в верховьях кл. Амурского, вдоль рч. Якокута к востоку от Якокутского лакколита, по кл. Лебединому и по рч. Джеконде. В первых двух местах это биотитовые порфириты, в двух последних — биотитовые порфиры. Макроскопически и те и другие очень сходны. Это темносерые, почти черные порфиритовые породы, содержащие в тонкозернистой или плотной основной массе обильные неправильные выделения пластинок черно-зеленого биотита. Размер пластинок очень разнообразный — от нескольких миллиметров до 5—6 см в поперечнике в некоторых разностях биотитовых порфиритов. Нередко в породах заметна тонкая, но довольно обильная вкрапленность пирита.

Под микроскопом биотитовые порфириты содержат в микролитовой существенно плагиоклазовой основной массе довольно многочисленные порфиритовые выделения пластинок буровато-зеленого биотита с сильным плеохроизмом. Поперечник пластинок порядка 1 мм. Местами негустая сагитовая решетка. Плагиоклаз № 30 (табл. 17, пл. 68) образует в основной массе не очень мелкие (0.05—0.10 мм толщиной) неправильные двойниковые лейсты, беспорядочно расположенные. В интерстициях между ними в большом количестве ксеноморфные ортоклаз и кварц. В основной массе много мелких пластинок биотита, такого же, как во вкрапленниках, и зернышек магнетита и пирита. Очень обильны призмочки апатита. Из вторичных минералов в заметном количестве присутствует кальцит, как в виде более или менее значительных зернышек (0.1—0.2 мм), так и в виде мелкой сыни в плагиоклазах. В значительно меньшем количестве присутствуют хлорит и лейкоксен.

Биотитовые порфиры представлены незначительным количеством образцов. Они содержат во вкрапленниках не очень обильные небольшие шестигранные таблички кали-натрового полевого шпата, почти полностью замещенного крупными чешуйками серицита. Много псевдоморфоз по шестигранным пластинчатым формам биотита, состоящих из бледнозеленого плеохроичного хлорита с аномальной бурой интерференционной окраской и некоторой примеси рудного вещества. Основная масса микрозернистая,

аллотриоморфная, существенно ортоклазовая с большой примесью мелких чешуек серицита. Довольно много рудных зерен, мелкие скудные призмочки апатита.

В табл. 1 и 2 приведены анализы и их пересчеты для биотитового порфирита (обр. 68) и биотитового порфира (обр. 46). Оба анализа не могут характеризовать первичный состав этих пород в виду их интенсивных постмагматических изменений. В биотитовом порфирите прежде всего бросается в глаза очень низкое содержание кремнекислоты, что вызывает появление нормативного нефелина. Последний получается при пересчете анализа благодаря обилию в породе биотита. Значительная часть нормативного ортоклаза также относится за счет биотита. Обращает на себя внимание высокое содержание нормативных фемических минералов (26.06%), превосходящее аналогичные данные по всем остальным породам пластовых интрузий. Фактически содержание фемических минералов в породе еще выше, так как часть биотита отражается в норме в виде ортоклаза.

Биотитовый порфир, в связи с интенсивными постмагматическими изменениями, по своему составу значительно больше приближается к описанным выше кварцевым порфирам, чем к биотитовому порфириту. От кварцевых порфиров его отличает несколько более низкое содержание кремнекислоты и более высокое содержание закисного железа, окиси магния и извести. Так как постмагматические процессы при одинаковом их характере уравнивают химический состав пород, надо думать, что в неизмененных породах разница в составе была заметно больше.

## 6. Роговообманковые порфиры

Эти породы пользуются на территории района весьма большим распространением и занимают, пожалуй, более значительные площади, чем любая другая группа магматических пород. В обработанных коллекциях они представлены 92 шлифами. В виде отдельных участков пластовых интрузий они встречаются во многих местах бассейнов Ортосалы, Селигдара, Пр. и Лев. Нимгергана, Б. Юхты и пр. Поверхность гольца Лапчатого (Инаглинский лакколит) почти сплошь покрыта этими породами, которые по аналогии с другими участками района и здесь приходится рассматривать как пластовую интрузию, куполообразно приподнятую интродуцировавшим под нее лакколитом.

Макроскопически роговообманковые порфиры представляют порфировые породы с тонкозернистой основной массой, имеющей в совершенно свежем состоянии обычно голубой, голубовато-серый или зеленовато-серый цвет, а при выветривании принимающей желтую, коричневую, бурю окраску. В ней заключены обычно обильные, реже более скудные таблички белого или желтоватого полевого шпата и игольчатые кристаллы черно-зеленой роговой обманки.

Под микроскопом породы обнаруживают резко выраженную порфировую структуру, причем содержат во вкрапленниках плагиоклаз, роговую обманку, иногда подчиненное количество кали-натрового полевого шпата и пироксена. Резко выделяются по своим размерам из основной массы также зерна сфена и магнетита. Основная масса микрозернистая или микролитовая, существенно ортоклазовая или кварцево-ортоклазовая. Общий вид роговообманкового порфира изображен в табл. I, фиг. 2 (между стр. 34 и 35).

Плагиоклаз вкрапленников представлен хорошо образованными, табличатыми по второму пинакoidу, полисинтетически едвойникованными кристаллами. Часто углы кристаллов бывают заметно округлены. Поперечник табличек чаще от 0.7 до 4.0 мм при отношении толщины к поперечнику 1 : 4 до 1 : 3. Изредка встречаются более крупные таблички. Довольно часты гломеропорфировые сростки их. Обычно плагиоклаз представлен андезином № 38—41, иногда № 32—33 (табл. 17, шл. 115, 298 г,

1472, 1623, 1628). В зональных плагиоклазах иногда наблюдается обратная зональность с разницей в составе наружных и внутренних зон до 7—8 померов. В большинстве пород плагиоклаз идеально свежий, несколько реже бывает загрязнен, преимущественно по периферии, пелитовым веществом, чешуйками серицита, изредка также кальцитом и зернами минералов эпидотовой группы. В пл. 1778 одно зерно почти полностью замещено эпидотом. В некоторых шлифах плагиоклазы одновременно с загрязнением их вторичными минералами подвергаются дезанортизации до альбита или олигоклаз-альбита (табл. 17, пл. 583). Обычно плагиоклаз во вкрапленниках преобладает над роговой обманкой, иногда присутствует примерно в равном с ней количестве, в редких шлифах — в подчиненном.

Кали-натровый полевой шпат присутствует во вкрапленниках не во всех шлифах. Измерения в пл. 115 и 583 определяют его как апортклаз (табл. 17), но в некоторых шлифах он, повидимому, является ортоклазом. Представлен незначительным количеством изометричных, довольно плохо образованных зерен, иногда как бы оплавленных и ресорбированных. Лишь в некоторых шлифах кали-натровый полевой шпат преобладает над плагиоклазом или присутствует примерно в равном с ним количестве. В пл. 1254 имеется крупный ( $4.5 \times 5.5$  мм) гломеропорфировый сросток изометричных зерен ортоклаза с растающими в них идиоморфными кристаллами роговой обманки. Этот сросток представляет как бы участок роговообманкового сиенита. Кали-натровый полевой шпат обычно довольно свежий, лишь слабо загрязнен серой мутью и иногда чуть-чуть затронут пертитизацией.

Роговая обманка неизменно образует интенсивно окрашенные идиоморфные кристаллы, или призматические, или веретенообразные, то с ромбическим, то с шестигульным (усеченный ромб) сечением. Обычный размер кристаллов 0.15—0.70 мм в поперечнике при длине от 0.4 до 2.5 мм. Окраска интенсивная, плеохроизм от желтовато- или буровато-зеленого до интенсивно зеленого, иногда с небольшим голубоватым оттенком. По своим оптическим константам это — обыкновенная роговая обманка (табл. 17, пл. 70, 257 г, 363, 366, 583). Некоторые кристаллы роговой обманки обладают зональной окраской — середина окрашена светлее периферии. Довольно часты простые двойники.

Правильность очертаний роговой обманки нарушается ее магматической ресорбцией и частичной опадитизацией. Зернышки магнетита располагаются не только по периферии, но часто также и внутри роговой обманки вдоль трещин. В большинстве шлифов опадитизация не очень сильная, в некоторых отсутствует или почти отсутствует, в единичных шлифах роговая обманка опадитизирована очень значительно. Ресорбция роговой обманки проявляется в приобретении ею неправильных очертаний и образовании вокруг нее каемки, состоящей из мелких столбиков авгита и зернышек магнетита. Повидимому, эта каемка образовалась в результате расплавления периферической части роговообманковых кристаллов в связи с поднятием магмы из глубинного магматического очага и повторной раскристаллизации расплава в иных термодинамических условиях. В пл. 1599 можно проследить непрерывный ряд переходов от роговой обманки с небольшой каемкой авгитовых зернышек до полного замещения ее авгитом и магнетитом с образованием на месте ее кристаллов небольших меланократовых шпиров, иногда еще сохраняющих удлиненную форму первоначального кристалла. Такое же окаймление авгитом можно наблюдать в том же шлифе и вокруг редких пластинок зелено-бурого биотита.

В некоторых шлифах наблюдается очень интересное явление. В то время как кристаллы роговой обманки, окруженные основной массой, ресорбированы, кристаллы, образующие востки во вкрапленниках плагиоклаза, ресорбцией не затронуты. Иногда бывает, что длинный кристалл роговой обманки вырастает одним концом во вкрапленник плагиоклаза, сохраняя там идиоморфные очертания и не неся никаких признаков ресорбции.

Другой конец того же кристалла, выдающийся в основную массу, ресорбирован и окружен оторочкой мелких столбиков авгита. Это подтверждает, что ресорбция кристаллов роговой обманки есть результат их изменения перегретой магматической жидкостью.

Иногда самая наружная кайма роговообманковых кристаллов бывает сложена другой, значительно более бледно окрашенной роговой обманкой, повидимому постмагматической. В сравнительно немногочисленных шлифах роговая обманка представлена лишь псевдоморфозами по ней.

Помимо полевых шпатов и роговой обманки, во вкраплениях иногда присутствуют и другие минералы, чаще авгит и кварц.

А в г и т представлен идиоморфными столбиками со светлозеленой, чуть-чуть плеохроичной окраской. Иногда в окраске и угасании заметна явственная зональность. В некоторых зернах середина представлена бесцветным диопсидом. Пироксен присутствует в сравнительно небольшом числе шлифов, обычно в подчиненном по сравнению с роговой обманкой количестве, редко в равном или преобладающем.

Б и о т и т в очень небольшом количестве встречается в редких шлифах.

К в а р ц присутствует во вкраплениях довольно часто, но обычно в небольшом количестве. Образует скудные и мелкие, лишь изредка достигающие сколько-нибудь значительных размеров зерна, обычно оплавленные и корродированные. При микропойкилитовой структуре основной массы часто кварц последней находится вокруг его вкрапленников в той же ориентировке.

Довольно часто в порфировых выделениях встречаются кристаллы и зернышки ортита или близкого к нему минерала эпидотовой группы. В большинстве случаев зернышки мелкие, неправильные, но иногда это хорошо образованные кристаллы с ромбическим поперечным и гребкообразным продольным сечением, достигающие в шл. 1333 размеров  $0.55 \times \times 1.25$  мм. Минерал плеохроирует от желтоватого, иногда почти бесцветного через зеленовато-желтый до красно-коричневого. Интерференционная окраска до синей II порядка (табл. 17, шл. 571, 583, 1333, 363).

С ф е н встречается очень часто, преимущественно в сильно вытянутых призматических кристаллах, обычно сдвойникованных. Несколько реже клиновидные, округлые или совершенно неправильные зерна, иногда достигающие значительных размеров. В некоторых зернах бывает заметен очень слабый плеохроизм до буроватого.

М а г н е т и т присутствует обычно в несколько меньшем, чем сфен, количестве. Образует то округлые, то неправильные зерна.

Изредка присутствуют довольно крупные (до 0.2—0.3 мм) зернышки ц и р к о н а.

Основная масса во всех породах весьма лейкократовая, содержит лишь ничтожное количество цветных компонентов, преимущественно зернышек магнетита и авгита, часто вовсе лишена их. В породе 1314 в состав основной массы входят мелкие столбики роговой обманки. Существенными составными частями основной массы являются ортоклаз и часто кварц. Можно различать следующие разновидности основной массы:

1. Микрозернистая, состоящая существенно из кварца и ортоклаза (микрогранитная). В одних породах величина зерна не очень мала (порядка 0.02—0.10 мм), в других же основная масса приближается к фельзитовой.

2. Микрозернистая, существенно ортоклазовая, иногда приближающаяся к ортофировой. Часто в очень небольшом количестве присутствуют короткие лейсточки двойникового плагиоклаза, иногда также очень немного кварца. Сюда относится громадное большинство пород. При увеличении количества кварца можно наблюдать постепенные переходы структуры к микрогранитной или микропойкилитовой.

3. Микропойкилитовая с варьирующим содержанием кварца (непрерывные переходы от ортофировой). В некоторых породах основная масса хорошо раскристаллизована, участки кварца, обладающие одной ориентировкой,



довольно крупны (0.3—0.8 мм), переполняющие их зернышки ортоклаза хорошо индивидуализированы. Через ряд переходов они связаны с породами, в которых основная масса очень тонкозерниста, и пойкилитовая структура ее распознается лишь по ее угасанию отдельными участочками.

4. Микрוליтовая очень тонкозернистая, то с беспорядочным, то с субпараллельным расположением лейсточек. Флюидальная текстура обычно выражена не очень резко, в единичных шлифах она более отчетлива.

По минералогическому составу вся группа может быть разбита на две разновидности:

а) Кварцсодержащие роговообманковые порфиры — количество кварца достаточно для того, чтобы обуславливать микропойкилитовую или микрогранитную структуру основной массы (49 шлифов).

б) Бескварцевые роговообманковые порфиры — кварц или отсутствует или составляет лишь ничтожную примесь (43 шлифа).

В каждой из этих разновидностей можно было бы еще выделить собственно роговообманковые разновидности, содержащие во вкрапленниках лишь полевые шпаты и роговую обманку, иногда с очень небольшой примесью пироксена, и роговообманково-пироксеновые, в которых пироксен во вкрапленниках играет уже не меньшую роль, чем роговая обманка. Количеством последние разновидности играют сильно подчиненную роль.

Химические анализы трех образцов роговообманковых порфиров и их пересчет на нормативный минералогический состав даны в табл. 3 и 4 (обр. 2, 22, 99). В химическом составе пород можно отметить довольно высокое для пород сиенитового состава содержание кремнекислоты, повышенное содержание глинозема и очень небольшое содержание магния.

Таблица 3

Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца						
	99	2	22	64	96	94	35
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.92	62.91	62.22	56.84	58.66	55.75	52.48
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	—	—	0.80	0.64	0.68	1.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.61	16.10	16.36	16.28	18.66	19.13	15.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.77	3.44	4.81	2.75	4.70	5.73	5.34
FeO . . . . .	1.75	1.53	1.72	3.78	0.29	0.54	2.92
MnO . . . . .	0.15	0.28	0.09	0.12	0.14	0.12	0.18
MgO . . . . .	0.87	2.05	0.83	2.57	0.23	0.55	2.75
CaO . . . . .	4.52	3.61	4.94	4.35	0.38	3.49	3.93
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.44	4.61	3.84	3.62	0.58	0.55	5.16
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.37	3.95	4.70	5.02	13.74	11.36	7.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.78
BaO . . . . .	—	—	—	—	0.52	—	—
П. п. прок. . . . .	—	—	—	3.97	0.94	1.87	1.12
H <sub>2</sub> O гирр. . . . .	—	—	—	0.25	0.18	0.17	0.17
	99.36	98.48	99.51	100.35	99.66	99.94	99.45

Обр. 99 — роговообманковый порфир. Алданский р-н, голец у восточного истока рч. Томмота. Сборы В. Н. Зверева, 1925. (1931, 33) (по Звереву — роговообманковый сиенит-порфир).

Обр. 2 — роговообманковый порфир. Алданский р-н, голец на правом берегу р. Алдана против устья Угояна. Сборы В. Н. Зверева, 1925 (1931, 33) (по Звереву — роговообманковый сиенит-порфир).

Обр. 22 — роговообманковый порфир. Алданский р-н, водораздел рч. Селигдара и Ючи, голец Паленый. Сборы Ю. А. Билибина, 1926. Анализ Г. К. Маковского (Лен. горн. инст.), 1927.

Обр. 64 — меланократовый порфир (пластовая интрузия). Алданский р-н, бассейн рч. Селигдара, верховья кл. Амурского. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Н. К. Сироткиной (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 96 — эпидейцитовый порфир. Алданский р-н, Ыллымахский лакколлит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Р. П. Ильницкого (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 94 — эпидейцитовый порфир. Алданский р-н, Якутский лакколлит, водораздел кл. Узкого и Перевального. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Е. Н. Егоровой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 35 — псевдолейцитовый порфир. Алданский р-н, Ыллымахский лакколлит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Р. П. Ильницкого (ЦНИГРИ), 1938.

Таблица 4

Нормативный минералогический состав пород Алданского р-на

Минералы	№ образца						
	99	2	22	64	96	94	35
Кварц . . . . .	15.39	11.56	12.50	3.73	1.15	1.06	—
Корунд . . . . .	—	—	—	—	1.82	—	—
Ортоклаз . . . . .	19.29	23.67	27.89	30.85	82.38	68.54	45.77
Альбит . . . . .	37.79	39.54	32.66	31.86	5.00	4.76	12.11
Цельзиан . . . . .	—	—	—	—	1.30	—	—
Авортит . . . . .	18.34	11.80	13.59	13.89	1.92	16.54	—
Нефелин . . . . .	—	—	—	—	—	—	15.01
SAL . . . . .	91.51	86.57	86.64	80.33	93.57	90.90	72.89
Эгирин . . . . .	—	—	—	—	—	—	4.09
Диопсид . . . . .	1.95	4.61	4.48	4.66	—	0.89	10.86
Геденбергит . . . . .	1.52	0.41	—	2.27	—	—	0.71
Mg-гиперстен . . . . .	1.28	3.04	—	4.49	—	0.98	—
Fe-гиперстен . . . . .	1.15	0.30	—	2.52	5.58	—	—
Воластонит . . . . .	—	—	2.21	—	—	—	—
Форстерит . . . . .	—	—	—	—	—	—	1.36
Фаялит . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.11
Магнетит . . . . .	2.59	5.07	5.87	4.15	—	0.17	5.82
Ильменит . . . . .	—	—	—	1.58	—	1.32	2.24
Гематит . . . . .	—	—	0.80	—	0.93	5.74	—
Рутил . . . . .	—	—	—	—	4.76	—	—
Апатит . . . . .	—	—	—	—	0.16	—	1.92
FEM . . . . .	8.49	13.43	13.36	19.67	6.43	9.10	27.11
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

В нормативном минералогическом составе пород отмечаются сравнительно незначительное содержание фемических минералов (от 8.49 до 13.43%), присутствие заметного количества кварца (от 11.56 до 15.39%) и заметно подчиненная роль ортоклаза по сравнению с плагиоклазом. Так как анализировавшиеся породы не изменены постмагматическими процессами, состав нормативного плагиоклаза довольно хорошо совпадает с измерениями плагиоклазов в шлифах.

7. Олигоклазовые порфиры

Эти породы играют ту же геологическую роль и распространены примерно в тех же районах, что и описанные выше роговообманковые порфиры. Чрезвычайно близко к последним они стоят по своему петрографическому характеру и связаны с ними совершенно постепенными переходами, так что граница между этими группами чисто условная. Основное отличие заключается в характере вкрапленников. В то время как в роговообманковых порфирах на ряду с кислым или средним плагиоклазом роговая обманка играет во вкрапленниках очень существенную роль, здесь она или отсут-

ствует или присутствует лишь в очень подчиненном количестве. Резко преобладающую роль во вкрапленниках играет олигоклаз (в шл. 360 — № 26, табл. 17). Во всем остальном, как в отношении характера вкрапленников, так и основной массы, эти породы совершенно аналогичны роговообманковым порфирам и потому не заслуживают детального описания. Как и в роговообманковых порфирах, в них можно различать разновидности по структуре основной массы и по минералогическому составу. Основная масса бывает:

1. Микрзернистая кварцево-полевошпатовая (13 шлифов).

2. Микрзернистая существенно полевошпатовая. Кварц или отсутствует, или присутствует в очень подчиненном количестве (10 шлифов). И в той и в другой разновидности среди полевых шпатов основной массы резко преобладает ортоклаз, плагиоклаз хотя и присутствует, но в незначительном количестве.

3. Микропойкилитовая (5 шлифов).

4. Микролитовая (3 шлифа).

В последних двух разновидностях плагиоклаз в основной массе обычно отсутствует, иногда образует ничтожную примесь. Помимо кварца и полевых шпатов, в основной массе часто имеются мелкие зернышки цветных минералов, преимущественно авгита и магнетита, но лишь в редких породах содержание их бывает значительным.

По минералогическому составу можно различать прежде всего различия кварцсодержащие и бескварцевые или с ничтожным количеством кварца. В каждой из этих групп по характеру вкрапленников можно выделить более мелкие разновидности:

1. Во вкрапленниках резко преобладает плагиоклаз (9 шлифов).

2. На ряду с плагиоклазом во вкрапленниках много кали-натрового полевого шпата (в шл. 360 — микролин, табл. 17). Плагиоклаз или первично более кислый или дезапортизирован до альбита или олигоклаз-альбита (12 шлифов).

3. На ряду с полевыми шпатами во вкрапленниках довольно много пироксена (8 шлифов).

Аксессуары те же, что в роговообманковых порфирах; изредка мелкие зернышки ортита.

## 8. Меланократовые порфиры

Эти породы пользуются очень небольшим развитием и представлены в сборах всего пятью шлифами. Они образуют пластовые интрузии очень небольшой мощности в верховьях кл. Амурского и в районе кл. Лебединого. В частности, подобного состава пластовая интрузия выходит в лежащем боку Магистральной рудной залежи. Макроскопически это порфиры с голубовато-серой или серо-зеленой основной массой и то более, то менее обильными игольчатыми выделениями цветного минерала. Иногда заметна не очень обильная мелкая вкрапленность пирита.

Под микроскопом это порфиры, содержащие в микролитовой существенно ортоклазовой основной массе крупные выделения роговой обманки.

Роговая обманка плеохроирует в светлых тонах от желтовато-зеленого до голубовато-зеленого. Образует крупные (до 3 мм длиной) очень неправильные столбчатые кристаллы с извилистыми, рваными или занозистыми контурами. Все зерна роговой обманки богаты выделениями кальцита, хлорита, эпидота, лейкоксена. Обычны включения зерен магнетита и апатита. Опацитизация отсутствует, что в связи с наличием в одном шлифе очень правильного восьмигранного разреза указывает, что если не везде, то в части шлифов роговая обманка представляет псевдоморфозы по пироксену.

Основная масса состоит из неправильных лейстообразных зерен ортоклаза и подчиненного количества коротких, с занозистыми контурами лейсточек альбита или кислого плагиоклаза. Расположение их в общем беспорядочное, в отдельных участках приближается к неясно трахитоидному. Очень редко встречаются ксеноморфные, иногда довольно крупные зерна кварца. В заметно повышенном количестве в основной массе присутствуют мелкие зернышки роговой обманки (вероятно по пироксену), магнетита, пирита и призмочки апатита. Довольно много вторичных минералов, среди которых наиболее обычны скопления кальцита, листочки хлорита и местами скопления эпидота около зерен роговой обманки.

От описанных выше роговообманковых порфиров эти породы отличаются интенсивным постмагматическим изменением, повышенным содержанием цветных минералов и иным характером роговой обманки, повидимому образовавшейся по пироксену, на основании чего они и выделены в отдельную группу.

В табл. 3 и 4 приведен состав меланократового порфира обр. 64. В химическом составе можно отметить заметно пониженное по сравнению с роговообманковыми порфирами содержание кремнекислоты, повышенное содержание магния и железа и преобладание калия над натрием. В нормативном минералогическом составе характерно низкое содержание кварца и высокое (около 20%) содержание феррических минералов. Фактически оно в породе еще выше, так как значительная часть нормативного апортита входит в действительности в состав роговой обманки.

---

## ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЕ И ДРУГИЕ ПОРФИРОВЫЕ ПОРОДЫ ПЕРВИЧНЫХ ЛАККОЛИТОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ДАЕК

Так как щелочные породы района представлены громадным количеством разновидностей и разбиваются на несколько возрастных подгрупп, целесообразно и их петрографическое описание также разбить по этим подгруппам на отдельные главы. Из общей группы щелочных пород выделены при описании следующие подгруппы:

- 1) псевдолейцитовые и другие порфиновые породы первичных лакколлитов и связанных с ними даек, описываемые в настоящей главе;
- 2) псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты;
- 3) щелочные сиениты;
- 4) дайковые щелочные породы.

Первые три подгруппы, различаясь между собой по возрасту, следуют в том порядке, как они перечислены. Выделение четвертой подгруппы обусловлено тем, что большинство даек щелочных пород занимает недостаточно определенное возрастное положение и распределение их по отдельным возрастным подгруппам носило бы значительный элемент гипотетичности, которого желательно избежать. Исключение сделано лишь для тех даек, которые по петрографическому характеру пород не могут рассматриваться как жильная свита тех или иных сиенитов и должны быть отнесены к первой возрастной подгруппе (пикриты, лейцититы, трахибазальты, ортоклазовые базальты и пр.). Эти дайковые породы описываются в той же главе непосредственно вслед за породами первичных лакколлитов.

### 1. Эпилейцитовые порфиры

Эти породы принимают существенное участие в сложении Якокутского и Ыллымахского щелочных лакколлитов, будучи связаны переходами с различного вида псевдолейцитовыми порфирами.

Макроскопически это резко порфировые породы, содержащие в плотной или тонкозернистой основной массе пепельно-серого, желтовато-серого или светлобурого цвета то более, то менее обильные порфиновые выделения эпилейцитов. В породах Якокутского лакколита вкрапленники эпилейцита весьма обильны, иногда они просто переполняют породу, поперечник их чаще от 3 до 10 мм. В породах Ыллымахского лакколита эпилейциты менее обильны, иногда даже скудны и мельче по размерам — обычно от 1 до 5—6 мм. Иногда они очень правильно образованы, давая хорошие полигональные разрезы, чаще же имеют неправильно полигональные, округлые или овальные очертания. Выполнены очень тонким полевошпатовым агрегатом белого, желтоватого, розоватого или сероватого цвета, в котором рассеяны отдельные блестки и целые скопления листочков зеленовато-серой слюды. Иногда заметно их зональное расположение

в эпидейците. В породах Ыллымахского лакколита заметны мелкие табличатые порфиновые выделения желтоватого полевого шпата. Обычно в основной массе и в эпидейцитах присутствуют мелкие полости, выполненные бурыми окислами железа, придающие породам сильно выветрелый вид.

Под микроскопом породы обладают резко выраженной порфировой структурой. Вкрапленники представлены крупными кристаллами, овоидами или неправильных очертаний участками эпидейцита, а в породах Ыллымахского лакколита также и кристаллами ортоклаза. Основная масса обычно микролитовая, реже микрозернистая, состоит из ортоклаза, мелких чешуек белой или чуть зеленоватой слюды, листочков гематита, неправильных выделений лимонита. Иногда присутствуют мелкие псевдоморфозы лейкоксена по сфену и призмочки апатита, небольшое количество метасоматического альбита и изредка кальцит.

Участки эпидейцита выполнены смесью ортоклаза и белой слюды. Чем правильнее форма эпидейцитов, тем резче они отграничены от основной массы. В очень неправильных участках эпидейцита границы с основной массой часто расплывчатые. Ортоклаз образует внутри эпидейцитов мелкозернистый аллотриоморфный агрегат с величиной зерна, колеблющейся в различных шлифах в очень широких пределах — от 0.02 до 0.50 мм. Обычно ортоклаз эпидейцитов бывает несколько пелитизирован, причем, как и ортоклаз основной массы и в отличие от ортоклаза вкрапленников, он становится при этом буроватым. В некоторых шлифах из Ыллымахского лакколита ортоклаз, кроме того, образует удлиненные зерна, как бы нарастающие от контуров эпидейцита внутрь и часто срастающиеся в веерообразные пучки сферолитового характера.

Мусковит образует внутри эпидейцитов хорошо индивидуализированные листочки, то довольно мелкие, то крупные, до 0.8 мм длиной. Обычно они располагаются группами и выполняют внутри эпидейцитов целые участки. Часто наблюдается грубо зональное расположение с чередованием ортоклазовых и слюдяных зон. Последние никогда не бывают замкнуты (кольцеобразны), но всегда дугообразны. В некоторых шлифах ортоклаз снаружи от слюдяной зоны образует сферолитовые пучки, а внутри — аллотриоморфный агрегат. Нередко вся сердцевина эпидейцита бывает выполнена агрегатом белой слюды. Относительное количество мусковита внутри эпидейцитов колеблется от небольшой примеси до резкого преобладания над ортоклазом.

В отдельных образцах из Ыллымахского лакколита в выполнении эпидейцитов заметное участие принимают также неправильные зерна полисинтетически сдвойникового альбита, в некоторых случаях даже преобладающего над ортоклазом. В то же время в основной массе этих пород альбит присутствует в совершенно ничтожном количестве и лишь в отдельных участках. Помимо полевых шпатов и мусковита, внутри эпидейцитов встречаются иногда неправильные скопления бурых окислов железа, лейкоксена или кальцита, листочки зеленого плеохроичного хлорита с низкими аномально-бурными цветами интерференции. Изредка присутствуют также листочки буровато-зеленого биотита, обязанные своим происхождением более поздним процессам контактового метаморфизма.

О р т о к л а з присутствует во вкрапленниках только в породах Ыллымахского лакколита. Он образует хорошо огащенные табличатые кристаллы до 2—4 мм в длину и около 0.5 мм толщиной. Очень часто наблюдаются простые двойники. Обычно ортоклаз загрязнен сероватой, довольно крупной мутью, представляющей обильные точечные включения, в отличие от ортоклаза основной массы и эпидейцитов с обычной бурой пелитовой мутью. Некоторые кристаллы ортоклаза почти совершенно свежие. Пертитизация не характерна. В большинстве шлифов пертитовые вроски отсутствуют, в некоторых наблюдается небольшое количество мелких неправильных вросков. В единичных шлифах можно наблюдать довольно круп-

ные вроски шахматного альбита. Изредка в ортоклазе развиваются мелкие чешуйки серицита, а в одном шлифе очень мелкая сыпь зеленого контактового биотита.

Во многих образцах из Ыллымахского лакколита встречаются также псевдоморфозы из лимонита и мусковита по формам вкрапленников биотита (и иногда, может быть, пироксена), а в единичных шлифах даже сохранились пластинки биотита с неправильной лимонитовой каймой по периферии.

Основная масса сложена лейстами ортоклаза, преимущественно 0.2—0.4 мм длиной. В некоторых породах наблюдаются, кроме того, более крупные лейсты, выделяющиеся по размерам из основной массы и как бы представляющие переход к вкрапленникам. Обычно ортоклаз развит в простых двойниках, не пертитизирован, но несколько пелитизирован с приобретением бурого оттенка. Расположение лейст изредка беспорядочное, чаще субпараллельное, при флюидалной текстуре основной массы. Мелкие листочки бесцветного или чуть зеленоватого мусковита разбросаны по всей основной массе, несколько сгущаясь в отдельных ее участках. Чешуйки гематита и неправильные, иногда довольно крупные скопления лимонита рассеяны в основной массе всех пород. Кроме того, иногда присутствуют зернышки магнетита, неправильные, часто как бы разъединенные зерна апатита, скопления лейкоксена, кальцита, листочки позднейшего контактового биотита.

Шлиф 3 из Ыллымахского лакколита представляет контактово-метаморфизованный эпидейцитовый порфир. В основной массе довольно густо, в эпидейцитах лишь в небольшой степени, развиваются мелкие чешуйки зеленого контактового биотита, часто располагающиеся кучками; в утри эпидейцитов отчетливо видно, что они развиваются по фону белой слюды, т. е. являются более поздними.

В табл. 3 и 4 приведены составы двух образцов эпидейцитовых порфиров из Ыллымахского (обр. 96) и Якокутского (обр. 94) лакколитов. Так как породы подверглись интенсивной постмагматической мусковитизации, их анализы отражают не столько их первоначальный состав, сколько характер постмагматических изменений. Особенно показательна в этом отношении порода 96 (Ыллымахский лакколит). В ней кремнекислота, глинозем, окись железа и окись калия составляют 95.76%, все остальные компоненты 3.90%. Особенно характерно высокое содержание калия. По химическому анализу можно судить, что постмагматические растворы приносили в породу калий и выносили натрий, кальций и магний. Все железо переводилось в окись, но оставалось в породе. В нормативном минералогическом составе породы характерно очень высокое содержание ортоклаза (82.38%), присутствие корунда, значительное количество гематита (4.76%) и очень небольшая роль всех остальных компонентов.

В породе 94 (Якокутский лакколит) химический и нормативный минералогический составы более разнообразны. Это опять-таки обусловлено большим разнообразием постмагматических минералов. Помимо мусковита, здесь существенную роль играют также кальцит и хлорит. Значительное количество кальцита и мусковита приводят к очень высокому содержанию апортита в норме. Несмотря на то, что количество мусковита в породе 94 значительно больше, чем в породе 96, в первой отсутствует нормативный корунд, так как весь он с известью кальцита соединен в нормативном апортите.

Присутствие в породах Ыллымахского лакколита вкрапленников ортоклаза и биотита говорит в пользу того, что первоначальные породы отвечали составу биотитовых псевдолейцитовых порфиров. Так как породы Якокутского лакколита соответствуют вообще более поздним стадиям дифференциации, чем породы Ыллымахского лакколита, можно предполагать, что эпидейцитовые порфиры Якокутского лакколита образовались в результате изменения псевдолейцитовых фонолитов.

## 2. Псевдолейцитовые порфиры

На ряду с эпидейцитовыми порфирами эти породы принимают весьма существенное участие в сложении Якокутского и Ыллымахского щелочных лакколлитов. В небольшом развитии они встречены и в Томмотском лакколите. Породы Якокутского и Ыллымахского лакколлитов сильно разнятся между собой, поэтому их приходится описывать отдельно.

**Породы Якокутского лакколита.** Макроскопически резко порфировые породы, содержащие в лиловато- или буровато-серой тонкозернистой основной массе обильные крупные (до нескольких сантиметров в поперечнике), хорошо ограненные псевдолейциты белого или желтовато-белого цвета.

**Псевдолейциты** представляют под микроскопом округлые или полигональные пятна, выполненные агрегатом ортоклазовых зерен, иногда находящихся в секториальном прорастании друг с другом. Ортоклаз содержит обильные пегматитового характера пластинчатые вроски нефелина. Пластинки располагаются или параллельно, или слабо веерообразно. В секториальных сростках ортоклаза вроски нефелина располагаются радиально. В большинстве псевдолейцитов нефелин почти полностью замещен чешуйчатым агрегатом серицита.

**Основная масса** сложена двояникованными лейстами ортоклаза, располагающимися или в беспорядке, или несколько субпараллельно. Помимо ортоклаза, в сложении основной массы обычно принимают заметное участие скопления серицита (возможно, по нефелину), неправильные, иногда довольно обильные выделения кальцита, зернышки и неправильные выделения рудных минералов (магнетит, гемагит, лимонит). Последние иногда обладают игольчатыми формами, представляя, повидимому, псевдоморфозы по эгирину.

**Породы Ыллымахского лакколита.** Макроскопически представляют темные зеленовато-серые порфировые породы с тонкозернистой основной массой и более или менее обильными выделениями желтовато- или зеленовато-белых псевдолейцитов, иногда очень хорошо ограненных. Размер псевдолейцитов колеблется от долей миллиметра до 3—4 мм. Помимо псевдолейцитов, в некоторых породах замечается небольшое количество мелких неправильных мицдалин, выполненных белым минералом. Большинство пород слабо пиритизировано.

Под микроскопом это всегда заметно метаморфизованные порфировые породы, содержащие во вкрапленниках обильные овоиды и кристаллы псевдолейцита, значительно менее обильные пластинки биотита и часто псевдоморфозы биотитового агрегата по формам пироксена. Основная масса микрозернистая, существенно ортоклазовая, проникнутая громадным количеством мелких чешуек контактового биотита. Из аксессуарных присутствуют апатит, магнетит и псевдоморфозы лейкоксена по сфену.

**Псевдолейциты** представляют то неправильные овоиды, то хорошо ограненные полиэдры. Многие из них, как видно по расположению включений и наличию входящих углов, представляют сростки в параллельной ориентировке большого количества (иногда свыше 10) более мелких кристаллов, продолжавших далее расти как один кристалл. Размеры псевдолейцитов колеблются в очень широких пределах — от мельчайших (0.02—0.10 мм) до 5.0 мм. Наиболее часты псевдолейциты от 0.2 до 1.0 мм в поперечнике. Внутреннее строение псевдолейцитов также не всегда одинаково. Обычно они выполнены мелко- или среднезернистым агрегатом ортоклаза, то в неправильно округлых, то в несколько удлинённых зернах. Лишь в пл. 35 к ортоклазу примешано небольшое количество нефелина, отсутствующего во всех остальных шлифах. Обычно внутри псевдолейцитов имеется некоторое количество листочков мусковита, неправильные скопления кальцита и мелкие чешуйки зеленого контактового биотита. Чешуйки биотита распределяются не равномерно, а отдельными скоплениями, при-



чем часто замечается приуроченность их к середине псевдолейцитов или к определенным зонам внутри них. Очень часто можно наблюдать, что чешуйки контактового биотита развиваются в кальците, притом во многих случаях более охотно, чем в окружающем полевом шпате. Изредка, но достаточно отчетливо видно, что чешуйки биотита развиваются и по мусковиту. Это показывает, что и кальцит и мусковит образовались в породах раньше процессов контактового метаморфизма.

Биотит присутствует во вкрапленниках в небольшом количестве в виде пластинок от 0.4 до 1.0 мм длиной с плеохроизмом от буровато-желтого до густого бурого. Замечается определенная правильность в количественных соотношениях между биотитом и псевдолейцитом: чем больше во вкрапленниках псевдолейцита, тем меньше биотита, и наоборот.

Пироксен вкрапленников наилучше сохранился в породе 35, менее других затронутой контактовым метаморфизмом. Здесь он образует довольно многочисленные столбики 0.4—0.8 мм длиной и 0.1—0.2 мм в поперечнике. Представлен бесцветным или чуть заметно зеленоватым авгитом (табл. 17). Во всех остальных шлифах пироксен полностью или почти полностью замещен агрегатом буро-зеленого контактового биотита при сохранении столбчатой восьмигранной формы псевдоморфоза. Лишь в единичных шлифах среди биотита сохранились неправильные скелетные формы или небольшие разъединенные участки пироксена. Количество псевдоморфоз по пироксену в большинстве шлифов не очень велико.

Основная масса в некоторых шлифах присутствует в заметно подчиненном по сравнению с вкрапленниками количестве и полностью замещена мелкочешуйчатым агрегатом буро-зеленого контактового биотита, в виду чего невозможно определить ее первичную структуру и состав. В остальных шлифах сырь контактового биотита не столь густая и можно установить, что основная масса существенно ортоклазовая, микрозернистая или микролитовая. Помимо ортоклаза и контактового биотита, в ней обычно различаются зернышки магнетита и мелкие новообразования кальцита. В шл. 35 в основной массе можно различить громадное количество очень мелких столбиков эгирина. В менее значительном количестве они констатируются в основной массе и других пород.

Аксессуары представлены апатитом, магнетитом, пиритом и сфеном, в значительной мере замещенным лейкоксеном.

Химический состав псевдолейцитового порфира (обр. 35) и пересчет его на норму даны в табл. 3 и 4. Соответствуя по содержанию кремнекислоты и щелочей лейцитовым фонолитам и лейцитифирам, рассматриваемая порода отличается от них заметно пониженным содержанием глинозема при повышенном содержании железа и магния. Это отражается на ее сравнительно большой меланократовости (27.11% нормативных химических минералов). Частично эта меланократовость может быть отнесена за счет контактового биотита, но в значительной части она обусловлена первичным составом породы.

### 3. Псевдолейцитовые фонолиты

Встречены в очень небольшом развитии в периферической части Ыллымахского лакколита, где они наблюдаются среди эпидейцитовых и псевдолейцитовых порфиров и порфировых брекчий. Макроскопически это порфировые породы с совершенно плотной серо-зеленой основной массой, в которой видны очень редкие и мелкие выделения белых или желтоватых, иногда воднопрозрачных кристалликов полевого шпата и небольшие округлые включения посторонних пород того же серо-зеленого цвета.

Под микроскопом это порфировые породы, содержащие в очень тонкой микрозернистой или микролитовой основной массе, состоящей существенно из ортоклаза и эгирина, вкрапленники псевдолейцита, в единичных шлифах также ортоклаза, биотита или пироксена. В некоторых шлифах наблю-

даются посторонние включения, а в пл. 171 они настолько обильны, что порода местами приобретает подобие брекчиевой структуры.

Псевдолейциты немногочисленны, невелики по размерам (0.2—0.5 мм, редко до 1.2 мм), полигональны. Выполнены довольно тонкими граптофировыми сростками ортоклаза и нефелина, пучками нарастающими внутрь псевдолейцита от его контуров. В середине более крупных псевдолейцитов встречаются также хорошо индивидуализированные зерна ортоклаза и нефелина. Иногда присутствует небольшое количество цеолита.

Вкрапленники остальных минералов спорадичны и присутствуют не во всех шлифах. Это калиевый полевой шпат, биотит и пироксен.

Основная масса исключительно тонкая, то отчетливо микролитовая, то микрзернистая. Местами она напоминает микрофельзитовую массу, давая в скрещенных николях темносерый фон с отдельными просветляющимися точками. При несколько большей крупности зерна зернышки или лейсточки ортоклаза явственно различимы. Во всех случаях основная масса переполнена мельчайшими иголочками эгирина с некоторой примесью мелких зернышек магнетита. При микролитовой структуре основной массы обычно отчетливо проступает ее флюидальная текстура. В большинстве шлифов структура основной массы не одинакова на всей площади шлифа. Наблюдаются участки лучше и хуже раскристаллизованные, с микролитовой и микрзернистой структурой, неправильно проникающие один в другой, то с расплывчатой, то с резкой границей между ними.

Посторонние включения представляют обломки магматических пород с трахитоидной, существенно ортоклазовой основной массой, содержащей также мельчайшие зернышки пироксена и несколько более крупные цеолита. Вкрапленники то отсутствуют, то представлены ортоклазом или эгирином.

В двух шлифах присутствуют полости, то неправильные, то линзообразные или прожилкообразные, выполненные цеолитами.

#### 4. Трахиандезиты

Трахиандезиты встречены в небольшом развитии в Томмотском и Билымахском щелочных лакколитах в самой тесной геологической связи с псевдолейцитовыми порфиоровыми породами. В Томмотском лакколите не исключена возможность непрерывных переходов между трахиандезитами и описываемыми ниже псевдолейцититами.

Породы Томмотского лакколита. Макроскопически это темные, почти черные базальтоподобные породы с плотной основной массой, в которой под лупой различимы мелкие кристаллики цветных минералов и редкие мельчайшие зернышки колчеданов.

Под микроскопом это порфиоровые породы с гналопилитовой основной массой и довольно обильными порфиоровыми выделениями псевдоморфоз роговой обманки по пироксену.

Роговая обманка в псевдоморфозах по пироксену образует столбчатые кристаллы 0.50—0.75 мм длиной и 0.15—0.25 мм в поперечнике. Роговая обманка зеленая, слабо плеохроичная (табл. 17, пл. 312), изредка внутри нее можно заметить неправильные участки бесцветного авгита (табл. 17, пл. 312). Наличие этих участков и полное отсутствие опацизации в роговой обманке, несмотря на эффузивный облик породы, говорят за то, что вся роговая обманка является постмагматической.

Основная масса представляет довольно темное серое или более светлое зеленоватое стекло, в котором плавают мелкие лейсточки плагиоклаза с показателем преломления больше канадского бальзама и многочисленные рудные зернышки. Участки серого и зеленоватого стекла неправильно смеяют друг друга, причем зеленоватое стекло или заключает

неправильные изолированные участки серого, или проникает в него неправильными апофизами. И в том и в другом стекле много точечных зернышек, повидимому роговой обманки и рудного минерала. Серое стекло лишь слабо затронуто раскристаллизацией, зеленоватое значительно сильнее. Количество лейсточек плагиоклаза также заметно больше в зеленоватом стекле. Флюидальная текстура местами проявляется отчетливо.

В участках серого стекла весьма обильны миндалины 0.5—1.0 мм длиной, изредка до 2.8 мм. Стенки миндалин усажены мелкими листочками зеленого биотита, изредка кристалликами актинолита. Середина выполнена альбитом, иногда присутствуют анальдим, сфен, ортит (табл. 17, пл. 393), очень редко апатит. В участках светлого зеленоватого стекла миндалины почти отсутствуют.

**Породы Ыллымахского лакколита.** Макроскопически темные зелено-серые порфировые породы, содержащие в тонкозернистой, почти плотной основной массе выделения столбиков пироксена того же зелено-серого цвета. В породе 94 заметны многочисленные мелкие неправильные участки темносерого цвета, совершенно плотные, производящие впечатление посторонних включений.

Под микроскопом это порфировые породы с микролитовой, существенно полевошпатовой основной массой и многочисленными вкрапленниками пироксена. Последние представлены более или менее правильно образованными короткостолбчатыми кристаллами бесцветного авгита длиной чаще всего от 0.7 до 2.0 мм. Август в значительной мере замещен бледно-зеленым, почти бесцветным уралитом. Некоторые кристаллы замещены полностью, в других первичный авгит сохранился лишь в самой середине, одним ядром или несколькими разрозненными участками.

Основная масса сложена короткими, но довольно толстыми лейсточками полисинтетически сдвойникового плагиоклаза, иногда с небольшой ортоклазовой каемкой по периферии. Между лейстами плагиоклаза располагаются более мелкие неправильные лейсточка, иногда зерна пелитизированного ортоклаза и громадное количество мелких иголок и столбиков уралита (по пироксену) и зернышек магнетита.

В пл. 94 эта порода рассечена прожилком другой породы и заключена в нем в виде ксенолитов. Эта другая порода обладает почти стекловатым, но все же заметно расстеклованным базисом, в котором плавают очень мелкие и тонкие лейсточка неопределимого полевого шпата, зернышки магнетита и иголки уралита. В такой основной массе присутствуют более крупные зерна магнетита и вкрапленники уралитизированного пироксена, возможно отторгнутые от первой породы. В стекловатой породе, помимо ксенолитов описанной выше породы, присутствуют ксенолиты микролитовой основной массы примерно того же характера, но с некоторыми небольшими различиями в структуре (густота расположения лейст, их размеры, ориентировка и пр.).

### 5. Псевдолейцититы

Встречены в очень небольшом развитии в Ыллымахском и Томмотском щелочных лакколитах. В первом условия их нахождения совершенно не ясны, во втором они залегают в тесной геологической и пространственной связи с только что описанными трахиандезитами.

**Породы Ыллымахского лакколита** представлены всего двумя образцами. Макроскопически это порфировые породы с темной красно-бурой мелкозернистой основной массой и обильными прекрасно образованными выделениями белого псевдолейцита до 4 мм в поперечнике.

Под микроскопом они обнаруживают обильные вкрапленники псевдолейцита и пироксена и значительно более скудные оливина и магнетита. Основная масса сложена пироксеном, биотитом, подчиненным количеством

ортотлаза, рудных зерен и призмочек апатита. Количественный минералогический состав, измеренный в шл. 877, дает (в объемн. %).

Основная масса . . . . .	24.8
Вкрапленники:	
псевдолейцит . . . . .	31.2
пироксен . . . . .	30.6
оливин . . . . .	3.4
магнетит . . . . .	10.0
	100.0

Псевдолейцит образует кристаллы самого разнообразного размера. Большинство кристаллов имеет в поперечнике 0.4—1.0 мм, кристаллы с несколько большим поперечником редки, и лишь по одному кристаллу в каждом шлифе обладало поперечником 4—5 мм; более мелкие кристаллы — 0.1—0.2 мм в поперечнике — довольно обычны, особенно по периферии авгитовых вкрапленников, в которые они отчасти врастают. Лейцит полностью замещен радиальнолучистыми агрегатами минералов с серыми цветами интерференции. При больших увеличениях можно различить их тонковолокнистое сложение при заметной разнице в показателях преломления обоих минералов. Повидимому, это тонкогранофировые сростки ортоклаза и нефелина. Местами они создают впечатление сферолитового сложения. В шл. 59 вростки нефелина часто имеют вид очень тонких полосок, в которых нефелин частично замещен белой слюдой.

Некоторые псевдолейциты сравнительно свежие и прозрачные, другие проникнуты бурым пелитовым веществом и серицитом. Весьма характерно зональное расположение мелких включений. В шл. 877 в некоторых мелких кристаллах, но особенно отчетливо в наиболее крупном, видно, что включения располагаются не только вокруг центра кристалла, но как бы и вокруг нескольких побочных центров. Повидимому, образование крупного кристалла происходило первоначально путем параллельного срастания нескольких более мелких кристаллов, и лишь после этого происходил рост всего кристалла в целом, как на это указывает расположение наружных зон включений. Местами более мелкие кристаллы псевдолейцита также представляют собой двойные или тройные сростки, как и центральная часть крупного кристалла; здесь это срастание видно и по контурам зерен. Следует отметить, что очертания внутренних и наружных зон включений, а также контуры кристалла не обязательно параллельны между собой: иногда против граней одних приходится ребра (или углы) других и наоборот.

В шл. 59 как включения, так и зональное их расположение наблюдаются лишь в немногих кристаллах. Образование крупных кристаллов лейцита путем срастания многочисленных более мелких хорошо видно и в этом шлифе. Между прочим, наиболее крупный кристалл лейцита (5 мм) содержит глубокий залив основной массы, по сторонам которого отчетливо выступают контуры более мелких кристаллов, давших при срастании крупный.

Более крупные кристаллы псевдолейцита имеют довольно резкие ограничения, вдоль которых минералы основной массы располагаются плашмя. В мелких кристаллах это явление выражено менее резко; здесь часто минералы основной массы вдаются в кристаллы псевдолейцита своими концами или полностью врастают в их периферическую часть. В шл. 877 крупный кристалл псевдолейцита в двух местах поврежден. В одном месте, как показывает расположение включений, от него был отломан кусок, переместившийся в сторону на 0.5 мм; образовавшаяся трещина залечена такими же гранофировыми сростками ортоклаза и нефелина. В другом месте кусок выломан, и на площади шлифа не обнаруживается (табл. III, фиг. 1).

**П и р о к с е н** представлен зеленым неплеохроичным авгитом (табл. 17, шл. 877). Он принимает весьма существенное участие в сложении как вкрапленников, так и основной массы. Во вкрапленниках он образует

идiomорфные столбчатые кристаллы с хорошо развитыми не только боковыми, но и конечными гранями. Обычные размеры кристаллов 1.0—2.5 мм в длину и 0.25—1.00 мм в поперечнике. В большинстве кристаллов наблюдается зональное угасание или нерезко выраженная, но достаточно заметная структура песочных часов. Большинство кристаллов содержит включения зерен магнетита и призмочек апатита, а в шл. 877 многие кристаллы — также и включения стекла. Включения магнетита и апатита располагаются в общем беспорядочно, в расположении включений стекла замечается иногда некоторая, хотя и неправильная, зональность. В шл. 877 некоторые кристаллы пироксена содержат включения мелких кристалликов псевдолейцита 0.08—0.15 мм в поперечнике. Эти кристаллики иногда тесным рядом располагаются в периферической части пироксеновых зерен, но в некоторых случаях выполняют также всю середину последних; повидимому, это наблюдается тогда, когда мы имеем плоский срез той же периферической части.

В довольно значительном количестве в породе присутствуют более мелкие столбики пироксена 0.05—0.10 мм в поперечнике, представляющие уже переход к зернам основной массы.

**О л и в и н** (табл. 17, шл. 877) представлен в шл. 877 одним крупным (1.6 мм) идиоморфным зерном и несколькими более мелкими и довольно неправильными зернами 0.1—0.3 мм в поперечнике. В шл. 59 присутствует несколько хорошо образованных кристаллов оливина. Оливин свежий, лишь вдоль краев и иногда по трещинкам имеет тонкую железистую бурую каемку.

**Магнетит** образует обильные изометричные зерна самого различного размера — от зерен основной массы до 0.5 мм в поперечнике.

**Апатит** — довольно многочисленные призмочки 0.1—0.2 мм в поперечнике и до 0.4 мм длиной.

**Основная масса** в шл. 877 представляет зернистый агрегат, состоящий преимущественно из пироксена, биотита, магнетита и ортоклаза. На долю последнего приходится в различных участках породы от 30 до 50%, и общее содержание его в породе (не считая ортоклаза псевдолейцитов) составляет, таким образом, около 10% по объему. Пироксен и биотит изоидиоморфны, ортоклаз резко ксеноморфен. Пироксен образует мелкие (0.05—0.12 мм длиной) зеленоватые столбики с неправильными концами. Во многих столбиках можно заметить вдоль периферии очень тонкую, более интенсивно окрашенную каемку с погасанием, близким к прямому (эгириин). Биотит образует мелкие, но относительно толстые таблички, плеохроирующие от почти бесцветного до коричневого, а вдоль периферии — от коричневого до непрозрачного черно-бурого (лепидомелан). Ортоклаз, весьма свежий, в виде неправильных часто лейстовидных зерен, служит основным фоном, на котором расположены цветные минералы. Мелкие зернышки магнетита и их скопления весьма обильны, призмочки апатита обычны, но не очень обильны.

В шл. 59 основная масса примерно того же состава и характера, но более мелкозернистая и отдельные минералы хуже индивидуализированы. По периферии авгитовых столбиков отсутствует эгириновая каемка, количество ортоклаза значительно меньше. Биотит очень железистый, образует тонкие, почти не просвечивающие чешуйки, так что в некоторых случаях возникает сомнение, принадлежат ли они биотиту или гематиту. Когда они просвечивают, в них удается уловить вполне отчетливый плеохроизм. Повидимому, основная масса породы 59 отвечает несколько более ранним стадиям дифференциации.

**Порода Томмотского лакколита.** Макроскопически темная, почти черная плотная порода, в которой в лупу можно различить столбики пироксена, пятнышки псевдолейцита и мелкую вкрапленность колчедана.

Под микроскопом это меланократовая порфирировая порода, содержащая в сильно хлоритизированном стекловатом базисе порфириновые выделения пироксена и псевдолейцита, небольшие миндалины, выполненные халцедоном и альбитом, и мелкие включения посторонних пород.

Псевдолейцит образует небольшие хорошо ограненные кристаллики (табл. II, фиг. 1). Обычный размер 0.10—0.25 мм, отдельные кристаллы достигают 0.5 мм в поперечнике. Весьма часты сростки многих мелких кристаллов, иногда достигающие 0.8 мм. Исключительно характерна венцовая структура — обрастание кристаллов пироксена мелкими кристалликами псевдолейцита (табл. II, фиг. 2). Часто в псевдолейците можно наблюдать зональное расположение включений — мельчайших столбиков пироксена и рудных зернышек. Кристаллы псевдолейцита выполнены неправильно зернистым агрегатом буроватых мутных зерен с серыми цветами интерференции и перебегающим угасанием часто сферолитового характера. Повидимому, это исключительно тонкие гранофирировые сростки ортоклаза и нефелина, в которых они не дают даже явлений дисперсионного эффекта. В пользу такого предположения говорит и показатель преломления, несколько больший, чем у канадского балзама.

Пироксен представлен бледнозеленоватым неплеохроичным авгитом (табл. 17, шл. 313). Образует удлинённые столбчатые кристаллы 0.2—0.7 мм в поперечнике и 0.6—1.2 мм длиной. В скрещенных николях большинство пироксенов резко зональны, некоторые имеют структуру песочных часов. Во многих кристаллах можно заметить зональную окраску (различной интенсивности) и без николей. Часто в пироксене присутствуют неправильные, прихотливые выделения рудного минерала (вероятно титаномагнетита), развивающиеся преимущественно по трещинам.

Стекло в неизменённом состоянии темноебурое, почти непрозрачное; в значительной мере оно хлоритизировано и приобрело зеленую окраску. Включает многочисленные рудные зерна.

В шлифе присутствует несколько миндалин до 0.6 мм в поперечнике, выполненных халцедоном и местами альбитом, и довольно многочисленные ксенолиты до 1 × 2 мм. Ксенолиты представлены зернистой полевошпатовой породой, сильно серицитизированной, в которой развиваются эпидот и пирит. Очертания ксенолитов весьма неправильны, так как вкрапленники авгита и псевдолейцита при своем росте изменяли форму ксенолитов, приводя к образованию в них многочисленных углублений.

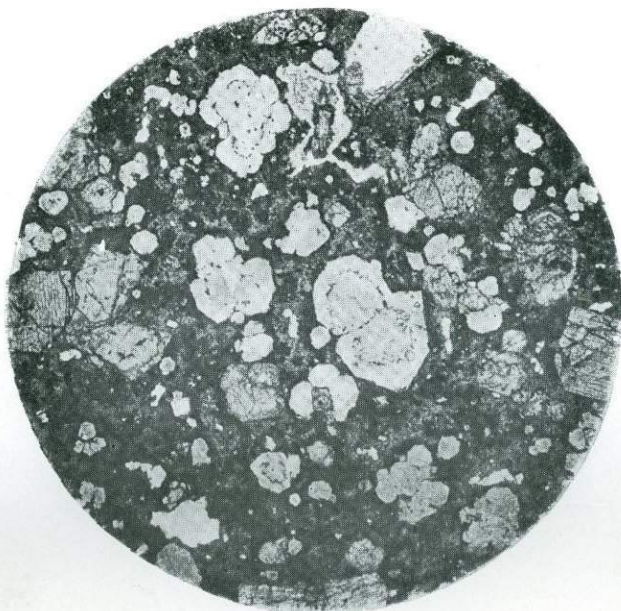
Количественный минералогический состав породы таков (в объемн. %):

Основная масса . . . . .	42.6
Псевдолейцит . . . . .	15.2
Пироксен . . . . .	23.9
Выполнение миндалин . . . . .	9.2
Ксенолиты . . . . .	9.1

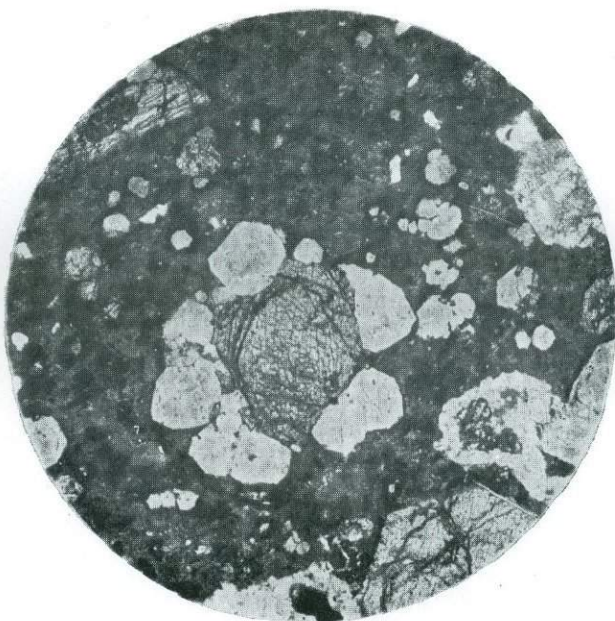
---

100.0

Химический состав породы и пересчет его на норму приведены в табл. 5 и 6. По анализу порода ближе стоит к лейцитовым базанитам, чем к лейцититам. Обращают на себя внимание сравнительно низкое содержание щелочей, пониженное содержание магния и заметно повышенное содержание полуторных окислов, особенно железа. Однако необходимо учитывать, что анализ, при наличии в породе миндалин и ксенолитов, недостаточно близко отражает состав самой породы. В нормативном составе бросается в глаза довольно высокое содержание альбита и анортита при отсутствии в породе кристаллов плагиоклаза, низкое содержание нефелина и ненормально большое количество магнетита. Если отбросить выполнение миндалин (халцедон и альбит), то значительная часть альбита в норме должна исчезнуть, частично заменившись нефелином. Высокое содержание в норме анортита лишь в небольшой степени должно быть отнесено за



Фиг. 1. Шл. 313.  $\times 23$ . Николи  $\parallel$ . Псевдолейцитит. В стекловатой сильно хлоритизированной основной массе выделения кристаллов авгита и сростки мелких псевдолейцитов с зональным расположением включений.



Фиг. 2. Шл. 313.  $\times 31$ . Николи  $\parallel$ . Псевдолейцитит. Обрастание авгита кристаллами псевдолейцита.

счет его фактического присутствия в породе (повидимому, в стекловатом базисе), в значительной же мере — за счет ксенолитов и глиноземсодержащего авгита. Большое количество магнетита частично, может быть, относится за счет содержания полуторной окиси железа в авгите, частично, вероятно, обусловлено неточностью анализа (неосторожное окисление железа).

## 6. Авгитит

Эта порода встречена лишь в гальке р. Пр. Нимгеркана. Вероятно, коренные ее выходы находятся или в Томмотском щелочном лакколите или в непосредственной близости к нему и связаны с выходами трахиандезитов, псевдолейцититов и псевдолейцитовых порфировых брекчий. В виду стекловатого характера породы нет уверенности в том, что по своему химическому составу она действительно отвечает авгититам. Поэтому такое ее название надо считать условным.

Под микроскопом это стекловатая порода с ничтожным количеством кристаллических выделений. Стекло сероватое, с показателем преломления чуть меньше канадского бальзама, все переполнено точечными зернышками рудного минерала и, повидимому, других минералов, не дающими даже интерференционной окраски. Эти зернышки придают стеклу значительно более темный тон, чем его собственная окраска. Местами они образуют мелкие, неправильные буроватые скопления, почти совершенно непрозрачные. От неравномерного распределения этих скоплений зависит местами проявляющаяся неправильно полосчатая текстура породы. В стекле неправильно разбросаны довольно многочисленные мелкие, также стекловатые шарики 0.15—0.30 мм в поперечнике, в пределах которых стекло значительно светлее и раскристаллизация его продвинулась несколько дальше. В скрещенных николях они представляют слабо интерферирующую фельзитобразную массу. Местами стекло пересечено тончайшими фельзитовидными прожилками, иногда слепо оканчивающимися в стекловатой массе.

В небольшом количестве в стекловатом базисе рассеяны отдельными группами мелкие (0.08 × 0.25 мм) идиоморфные кристаллики бледно-зеленоватого авгита (табл. 17, пл. ПН-1-2) в сопровождении зерен магнетита 0.10—0.15 мм в поперечнике. В одном месте в породе имеется постороннее округлое включение диаметром свыше 2 мм, представляющее микролитовую основную массу, состоящую из сдвойнированных лейст ортоклаза в сопровождении небольшого количества рудных зерен и мельчайших чешуек серицита. По общему своему облику это включение очень сильно напоминает основную массу псевдолейцитовых порфиров Якокутского и Томмотского лакколитов.

## 7. Псевдолейцитовые порфировые брекчий

Эти породы пользуются очень большим распространением в трех участках: в Ыльмахском и Томмотском лакколитах и в бассейне рч. Джеконды. В Ыльмахском лакколите они развиты преимущественно в периферической части первичного лакколита, чередуясь с псевдолейцитовыми порфирами и трахиандезитами. В Томмотском лакколите они слагают широкую полосу, опоясывающую лакколит с запада, северо-запада и севера на протяжении около 12.5 км. На юге они непосредственно примыкают к участку развития описанных выше псевдолейцититов и трахиандезитов. На востоке и юго-востоке они не прослежены, но возможно, что это объясняется плохими условиями обнаженности, возможно тем, что здесь они уничтожены более поздними интрузиями зернистых пород. В бассейне Джеконды они слагают вершины нескольких соседних гольцов, основание и часть склонов которых сложены авгитовыми сиенитами. Повидимому, они слагают кровлю сиенитового лакколита, так как сиенитами они метаморфизуются. Хотя общий



характер брекчий во всех трех районах одинаков, в частности они заметно разнятся, поэтому лучше их описать отдельно.

**Породы Ылымхского лакколита.** Макроскопически это породы то с неясно, то с очень резко выраженной брекчиевой структурой, различных оттенков серого цвета, от светлого до темного. Форма обломков обычно неправильно угловатая, размеры очень разнообразны — от едва различимых простым глазом до 2—3 см. Обломки чаще обладают несколько более светлым цветом — светлосерым, розовато-серым, желтовато-серым, но встречаются и более темные обломки до черно-серого цвета. Большинство обломков представляет совершенно плотную или очень тонкозернистую основную массу порфировых пород, то с небольшим количеством выделений полевого шпата или черно-зеленого пироксена, то без порфировых выделений.

Под микроскопом породы обнаруживают кластическую брекчиевую структуру и заметную степень изменения процессами контактового метаморфизма (новообразования биотита). Размеры обломков очень разнообразны даже в пределах каждого отдельного шлифа и колеблются от долей до нескольких миллиметров. Границы обломков то очень четкие, то расплывчатые, часто замаскированные контактовым метаморфизмом. Обломки представлены довольно разнообразного вида порфировыми породами, то с вкрапленниками, то без них. Основная масса у всех этих пород существенно ортоклазовая, обычно микролитовая, но размеры микролитов колеблются от едва различимых в микроскоп до 1 мм в длину, чаще 0.1—0.2 мм. Расположение микролитов то беспорядочное, то трахитоидное. Иногда основная масса бывает микрозернистая, в некоторых случаях очень тонкая, напоминающая микрофельзитовую. Вкрапленники, когда они присутствуют, представлены ортоклазом и псевдоморфозами биотита по пироксену, иногда с небольшими остатками пироксена внутри. Не очень часто встречаются мелкие выделения псевдолейцита, иногда биотита, очень редко кислого плагиоклаза. Особо можно отметить обломки следующих пород:

1. Псевдолейцитовая лава — черный, часто совершенно непрозрачный мезостазис, в нем плавают очень тонкие лейсты ортоклаза или одни, или совместно с мелкими выделениями псевдолейцита.

2. Ортоклазовый андезит — пилотацитовая основная масса из тонких длинных лейст ортоклаза, мелких зернышек магнетита, сыпи контактового биотита и иногда мелких столбиков пироксена. Во вкрапленниках обильные хорошо образованные столбчатые кристаллы пироксена или биотитовые псевдоморфозы по ним.

3. Эпидейцитовый порфир — трахитоидная основная масса из лейст ортоклаза с листочками мусковита в промежутках. Местами округлые ортоклаз-мусковитовые скопления, повидимому эпидейциты, сильно замаскированные контактовым биотитом. Отчетливо видно, что мелкие чешуйки контактового биотита развиваются на фоне более крупных листочков мусковита.

4. Плагиоклазовый порфир — микрозернистая основная масса из ортоклаза с примесью кварца и обильные выделения кислого плагиоклаза, сильно пелитизированного и серицитизированного, и скудные выделения биотита.

Остальные породы специального интереса не представляют и отвечают или породам, развитым в самом лакколите, или близким к ним. Но во всяком случае обломки пород, не встреченных в самом лакколите (разнящихся хотя бы по структуре), не уступают количественно породам, встреченным в лакколите. Цемент присутствует в очень небольшом количестве и представлен мелкой полевошпатовой массой с сыпью контактового биотита.

**Породы Томотского лакколита.** Макроскопически породы очень разнообразны, обладают серым, голубовато-серым, синевато-



Фиг. 1. Шл. 877.  $\times 13$ . Никколи  $\parallel$ . Псевдолейцитит. Крупный кристалл псевдолейцита. Прекрасно видно зональное расположение включений и повреждения кристалла.



Фиг. 2. Шл. 1375.  $\times 23$ . Никколи  $\parallel$ . Пикрит. Порфи́ровые выделения слегка серпентизированного оливина в мелкозернистой основной массе.

серым цветом, то темным, то довольно светлым, и туфовой или брекчиевой структурой, содержа то более, то менее обильные обломки различных пород.

Под микроскопом породы показывают кластическую брекчиевую структуру с очень разнообразной формой и величиной обломков. Среди обломков большое участие принимают породы, содержащие в стекловатой или растеклованной основной массе микролиты полевого шпата и округлые или полигональные участки псевдолейцита, обычно мелкие, но обильные, выполненные агрегатом мелких зернышек полевого шпата. В псевдолейцитовых породах обычны столбики псевдоморфоз роговой обманки по пироксену. В брекчиях часто встречаются также обломки песчаника, трахитовой, фельзитовой, иногда стекловатой основной массы, столбики роговой обманки (по пироксену), кристаллы кали-натрового полевого шпата или их обломки. Местами попадаются призмочки апатита, листочки биотита, зерна сфена и магнетита. Масса, цементирующая все эти обломки, представляет очень тонкозернистый, вроде фельзитового, агрегат, проникнутый зернышками магнетита и мельчайшими чешуйками зеленого хлорита или биотита.

Породы Джекондинского р-на. Макроскопически темно-серые или черные, похожие на андезиты породы, часто с хорошо различной брекчиевой структурой. Под микроскопом форма и величина обломков представляются весьма разнообразными. Псевдолейцитовые породы в обломках отсутствуют, резко преобладают обломки трахитовой или трахитоидной основной массы из лейсточек кали-натрового полевого шпата с примесью зернышек магнетита. Изредка в такой основной массе встречаются выделения кали-натрового полевого шпата или авгита, в некоторых обломках наблюдаются скопления лилового флюорита. Реже встречаются обломки фельзита, кали-натрового полевого шпата, сильно серицитизированного альбита, магнетита, апатита, сфена. Довольно темный буровато-серый цемент присутствует примерно в равном с обломками количестве и представляет весьма тонкозернистую неопределимую массу, вроде фельзитовой.

## 8. Пикрит

Как эта порода, так и описываемые ниже авгититы, ортоклазовые базальты и ортоклазовые андезиты, не входят в комплексе порфировых пород первичных лакколлитов, но залегают дайками (ортоклазовый базальт небольшим штоком) или вблизи лакколлитов, или иногда в заметном удалении от них. В возрастном отношении они, повидимому, близки к первичным лакколлитам, если не одновозрастны с ними, почему и описываются непосредственно вслед за породами первичных лакколлитов.

Пикрит встречен в бассейне рч. Лев. Нимгеркана на северо-западном склоне гольца Обман, над левым истоком кл. Снежного, где он присутствует в виде глыб среди россыпей порфиров пластовой интрузии и архейского аляскитового гранита. Примерно в 4 км к северо-востоку отсюда выходят псевдолейцититы Томмотского лакколита.

Под микроскопом это ультраосновная порфировая порода, содержащая во вкрапленниках довольно крупные кристаллы оливина и в основной массе пироксен, биотит и немного ортоклаза и анальцима.

О л и в и н образует во вкрапленниках совершенно бесцветные, хорошо огащенные, довольно крупные (до  $0.9 \times 1.5$  мм) кристаллы (табл. III, фиг. 2). Судя по полному отсутствию окраски и невысокому рельефу, он богат форстеритовой молекулой (табл. 17, шл. 1375). Вдоль периферии большинство зерен подверглось некоторому замещению иддингситом и серпентином. На долю вкрапленников оливина приходится 12% объема породы.

П и р о к с е н составляет главную часть основной массы, образуя многочисленные мелкие столбики не свыше 0.4 мм длиной. В середине бесцветен,

по вдоль периферии громадное большинство зерен имеет чрезвычайно узкую, едва заметную зеленую каемку эгирин-авгита. Наиболее тонкие иголки пироксена, иногда представляющие непосредственное продолжение периферической части более крупных зерен, сложены чистым эгирином: плеохроизм от буровато-зеленого до густозеленого, почти прямое угасание, отрицательное удлинение, высокая интерференционная окраска.

Биотит в виде мелких неправильных пластинок принимает существенное участие в сложении основной массы. Плеохроирует от желто-коричневого до бурого, вдоль краев окраска обычно значительно гуще (ленидомелан). Изоидиоморфен с пироксеном.

Ортоклаз, значительно помутневший, выполняет небольшие ксеноморфные промежутки между зернами цветных минералов. Иногда в подобных рядом расположенных участках наблюдается одновременное угасание ортоклаза.

Анальцим наряду с ортоклазом присутствует в интерстициях в незначительном количестве.

Наблюдается очень немного рудных зерен.

В основной массе примерно приходится на долю пироксена 70%, биотита 20%, ортоклаза и анальцима 10% (по объему). По своему составу порода представляет щелочной пикрит, может быть близкий к некоторым лимбургитам, но с вполне раскристаллизованной основной массой.

## 9. Дайковые авгититы

Встречены в Ыллымахском и Нимгерском бассейнах, сравнительно недалеко от Ыллымахского лакколита. Одна порода взята в 4 км к юго-востоку от лакколита, на склоне гольца Пика, другая — на гольце Дредон, на водоразделе к.л. Олонгро и Пуричи, примерно в 10 км к юго-западу от лакколита. Макроскопически это очень вязкие порфиновые породы, содержащие в плотной темносерой основной массе черные столбики пироксена.

Под микроскопом меланократовые порфиновые породы со стекловатой основной массой, содержащие во вкраплениях авгит, или один, или совместно с небольшим количеством биотита и ничтожным оливина. К вкраплениям же могут быть причислены и довольно крупные выделения магнетита и апатита.

Авгит (табл. 17, илл. 863, 1069), слабо зеленоватый, неплеохроичный, образует хорошо ограненные призмы размером от  $0.2 \times 0.7$  до  $0.7 \times 3.0$  мм. Часто зональное угасание. Местами содержит включения стекла и вросстки зерен магнетита и призмочек апатита.

Биотит представлен в илл. 863 небольшими табличками  $0.07-0.20$  мм в толщину и  $0.7-1.0$  мм в поперечнике. Плеохроирует от бледножелтого, почти бесцветного до густокоричневого. Хорошо огранен.

Оливин представлен в илл. 863 незначительным количеством бесцветных зерен размерами до  $0.4 \times 1.0$  мм.

Магнетит образует в породе значительное количество довольно крупных зерен ( $0.08-0.40$  мм), то идиоморфных, то с неправильными очертаниями.

Апатит в виде призмочек обычен.

Основная масса представляет буроватое стекло с показателем преломления меньше канадского бальзама (вероятно щелочное). Стекло слегка раскристаллизовано и в скрещенных николях распадается на неправильные, не резко ограниченные участки, слегка интерферирующие в серых тонах с перебегающим угасанием. Местами в форме и расположении этих участков улавливаются намеки на трахитоидную структуру. Стекло переполнено скелетными кристаллами: решетчатыми — рудного минерала и длинными, иглообразными (иногда до 1 мм длиной) — минерала с диагональным угасанием и значительным рельефом, возможно авгита.

## 10. Ортоклазовый базальт

Эта порода встречена на юго-западном склоне гольца Гладкого, к югу от верховьев кл. Юхточка (в 5 км южнее Юхтинского щелочного лакколита), где глыбы ее покрывают среди известняков площадь  $0.2 \times 0.5$  км<sup>2</sup>.

Под микроскопом меланократовая порфи́ровая порода, содержащая во вкрапленниках оливин и пироксен, а в основной массе пироксен, биотит, ортоклаз, магнетит, немного оливина и некоторое количество стекла. Количественный минералогический состав (в объеме: %) следующий:

Основная масса . . . . .	78.7
Вкрапленники:	
пироксен . . . . .	12.3
оливин . . . . .	9.0
	100.0

**Оливин** (табл. 17, шл. 1087) образует многочисленные зерна, то неправильные, то с хорошими кристаллическими ограничениями. Обычный размер зерен от 0.2 до 0.7 мм. Оливин совершенно свежий, вдоль периферии наблюдается темная железистая каемка, что в связи с высоким рельефом говорит о богатстве оливина фаялитовой молекулой.

**Пироксен** представлен зеленоватым неплеохроичным авгитом, часто с заметной дисперсией и зональным угасанием (табл. 17, шл. 1087). Зерна хорошо ограничены. Весьма часты сростки нескольких или многих зерен, создающие гломеропорфировую структуру. Размеры отдельных зерен от  $0.5 \times 1.0$  до  $1.0 \times 2.5$  мм. Гломеропорфировые сростки достигают нескольких миллиметров в поперечнике. В пироксене весьма часты неправильные, иногда очень обильные включения буроватого стекла. Весьма интересны структурные соотношения между зернами оливина и пироксена. Иногда небольшие зерна оливина пойкилитово врастают в пироксен или вокруг зерен оливина образуются гломеропорфировые сростки кристаллов пироксена. Однако гораздо чаще наблюдаются соотношения иного рода: по периферии крупных кристаллов авгита располагаются многочисленные мелкие зернышки оливина, создавая венцовую структуру. Эти зерна отчасти врастают в авгит, отчасти нарастают на него, но иногда располагаются, не нарушая контуров авгита. Граница авгита и оливина или сравнительно ровная, или наблюдаются взаимные бухтообразные проникновения. Иногда зерна оливина как бы облекают с двух или трех сторон зерна авгита, повторяя в общих чертах их контуры. Эти отношения между авгитом и оливином напоминают отношения между авгитом и псевдолейцитом в псевдолейцититах Томмотского и Ыллымахского лакколитов и должны быть объяснены их одновременной кристаллизацией с раздвиганием зерен оливина растущими кристаллами авгита.

**Основная масса** на 40—50% состоит из цветных минералов. Преобладающую роль среди них играет зеленоватый авгит, образующий короткие столбики 0.08—0.20 мм длиной. На ряду с авгитом, но в значительно меньшем количестве присутствует зеленовато-бурый биотит, изоидноморфный с авгитом. Зернышки магнетита весьма обильны, мелкие зерна оливина редки. Совершенно спорадичны призмочки циркона, апатит весьма скуден, почти отсутствует, если не отнести сюда тончайшие неопределимые иголки. Ортоклаз (табл. 17, шл. 1087) резко ксеноморфен, образует или неправильные, или лейстообразные зерна, часто едвойникован. Чаще водянопрозрачен, иногда загрязнен бурыми продуктами разложения (может быть, цеолитами). В интерстициях между лейстами ортоклаза остатки буроватого, слабо интерферирующего стекла (или цеолита) с показателем преломления меньше, чем у ортоклаза.

## 11. Ортоклазовые андезиты

Это порфиновые дайковые породы, состоящие существенно из ортоклаза с сильно повышенным содержанием темпоцветных компонентов. По составу они отвечают щелочным меланократовым сиенитам или шонкиинито-сиенитам, по структуре и условиям нахождения тесно примыкают к описанным выше дайковым породам. Встречены эти породы в двух местах: дайка в известняках над верховьями кл. Веселого, недалеко от Ыллымахского щелочного лакколита, и россыпь плитчатых глыб среди преобладающих глыб кварцевого порфира (вероятно дайка в пластовой интрузии) на правом склоне долины рч. Пр. Нимгеркана, примерно в 8 км к северо-западу от Томмотского лакколита.

Порода кл. Веселого (обр. 884). Под микроскопом это порфировая порода, содержащая в немногочисленных вкрапленниках пироксен, а в основной массе ортоклаз, биотит, пироксен, также рудный минерал и апатит.

Пироксен вкрапленников представлен хорошо ограниченными столбчатыми кристаллами бледнозеленого авгита (табл. 17) 0.5—1.0 мм в поперечнике и до 2.5 мм длиной, но присутствуют и более мелкие кристаллы. Не очень резкое, но явственное зональное или несколько пятнистое угасание, изредка простые двойники.

В основной массе ортоклаз резко преобладает (примерно 75%). Образует местами неправильные зерна с расплывчатыми очертаниями, чаще лейсты, дающие весьма своеобразную разновидность трахитоидной структуры. Очень длинные (до 2 мм и более), но тонкие (0.05 мм) лейсты образуют как бы стержень, от которого в обе стороны отходят столь же тонкие, но более короткие лейсточки, создавая, фигурально выражаясь, структуру пальмовых ветвей. Иногда центральный стержень представлен не одной лейстой, а несколькими, последовательно друг друга сменяющими. Лейсты в своем расположении не зависят от ограничений вкрапленников и иногда упираются в них под прямым углом. Ортоклаз умеренно пропитан буроватой пелитовой мутью. Неизменно ксеноморфнее цветных минералов.

Цветные минералы основной массы представлены короткими столбиками слабозеленоватого авгита, несколько более длинными и тонкими листочками биотита, плеохроирующего в зеленовато-бурых тонах, и рудными зернами. Последние, кроме мелких зернышек в основной массе, часто образуют и более крупные, до 0.5 мм. Призмочки апатита обычны, хотя и не очень обильны. Присутствует несколько небольших псевдоморфоз из бастита с каемкой рудного вещества по периферии.

Порода Пр. Нимгеркана. Макроскопически темнозеленая тонкозернистая порода. Под микроскопом обнаруживает афиртовую структуру с микролитовой основной массой, состоящей из ортоклаза, биотита, авгита часто с эгириновой каемкой, рудного минерала и ничтожного количества целита. Общее количество цветных минералов составляет около 35%.

Ортоклаз образует лейсты, в общем хотя и беспорядочно ориентированные, но все же обнаруживающие тенденцию к веерообразному расположению с перебегающим угасанием. В отдельных участках такое расположение лейст переходит в типичную сферолитовую структуру. Ортоклаз ксеноморфнее всех цветных минералов, но идиоморфнее изотропного целита, местами заполняющего уголки между лейстами ортоклаза. Последний умеренно загрязнен бурой пелитовой мутью, листочками серицита и неуправляемыми скоплениями кальцита.

Биотит образует многочисленные пластинки, плеохроирующие от буроватого до черно-бурого, почти непрозрачного. Периферия окрашена значительно гуще середины пластинок.

Пироксен присутствует в равном или несколько меньшем по сравнению с биотитом количестве. Представлен мелкими неправильными

столбиками с диагональным угасанием. Многие имеют по периферии ярко-зеленую эгириновую кайму. Некоторые целиком сложены эгирином.

Рудные зерна в неправильных формах довольно обильны. Тонкие неопределимые иголки, пронизывающие ортоклаз, вероятнее всего считать за апатит.

## 12. Метаморфизованные порфиновые псевдолейцитовые породы

Эти породы встречены на вершине и на юго-западном склоне гольца Спирина между кл. Лебединым и Геологическим, примерно в 4 км к северо-западу от Якокутского щелочного лакколита, и в самом Якокутском лакколите. В первом участке они образуют скудные, но на определенном протяжении постоянно встречающиеся глыбы среди осыпи авгитовых сиенитов, слагающих этот голец. В поле создавалось впечатление, что эти породы в виде небольшой дайки секут сиенитовый лакколит. Однако под микроскопом они оказались сильно метаморфизованными, и по степени метаморфизма правильнее их рассматривать как ксенолиты. Вероятнее всего, этот небольшой сиенитовый лакколит возник на дайке псевдолейцитовой порфировой породы. В Якокутском лакколите близкие породы встречены в двух местах среди россыпи псевдолейцитовых пород, недалеко от контакта с прорывающими их авгитовыми сиенитами.

Породы гольца Спирина. Макроскопически весьма вязкие зеленовато-черные породы, на выветрелой поверхности которых в виде округлых бугров серого цвета резко выступают овоиды псевдолейцита.

Под микроскопом обр. 47 обнаруживает менее значительные контактовые изменения, обр. 48 изменен до неузнаваемости. Порода 47 состоит примерно на 50% из неправильно овоидальных псевдоморфоз по лейциту, выполненных агрегатом ортоклаза в неправильно удлинённых зернах. По фону ортоклаза мелкая сыпь зеленоватого контактового биотита. Между псевдолейцитами такой же ортоклазовый агрегат, среди которого большое количество довольно крупных (1.2—2.5 мм длиной) кристаллов чуть зеленоватого, почти бесцветного пироксена, с угасанием 45°, иногда несколько зональным. В пироксене многочисленные вростки призмочек апатита. Местами пироксен образует сростки по несколько кристаллов. В общей массе минералов, расположенных между псевдолейцитами, крупные кристаллы пироксена составляют не менее 50%. Между ними полевошпатовый агрегат переполнен мелкими зернышками и столбиками того же пироксена и листочками буровато-зеленого контактового биотита. Части неправильные рудные зерна и призмочки апатита. Как структура, так и первичный минералогический состав породы сильно изменены контактовым метаморфизмом. Если учесть количество псевдолейцитов и пироксена в промежутках между ними, то по первичному минералогическому составу порода должна была приближаться к лейцититам или фергусит-порфиритам.

В породе 48 от первичного состава сохранились лишь столбчатые кристаллы пироксена, по периферии пойкилитово прорастающие биотитом. Вся остальная масса породы выполнена новообразованиями столбиков пироксена и листочков буро-зеленого биотита, небольшие промежутки между которыми выполнены веществом кали-натрового полевого шпата. В отдельных участках породы присутствуют крупные неправильные кристаллы зеленой роговой обманки, густо проросшие листочками биотита и отчасти зернами пироксена. Несколько округлых участков выполнены сплошь агрегатом роговообманковых зерен лишь с ничтожной примесью биотита. С другой стороны, имеются слегка удлинённые участки, сплошь выполненные листочками биотита. Роговообманковые участки, скорее всего, развились на месте прежних псевдолейцитов, биотитовые — за счет какого-то цветного минерала. В не очень большом количестве в породе присутствуют призмочки апатита и рудные зерна.

Породы Якокутского лакколита. Под микроскопом породы обладают порфиробластовой структурой, в которой роль порфиробластов играют многочисленные хорошо образованные столбчатые кристаллы пироксена. В остальном породы несколько разнятся между собой. В породе 144 вещество пироксена полностью замещено биотитом, причем каждая псевдоморфоза выполнена одним неделимым биотита так, что спайность биотита неизменно совпадает с прежней призматической спайностью пироксена. Биотит очень бледно окрашен, плеохроирует от желтоватого до буровато-зеленоватого. Основная масса неправильными участками то темная, то сравнительно светлая. В темных участках она представляет буро-зеленый агрегат мельчайших, совершенно неопределимых точечных зернышек, среди которого рассеяны мелкие псевдоморфозы биотита по пироксену и весьма обильные, совершенно неправильные, угловатые, лишь изредка овальные или полигональные участки, выполненные мелкозернистым агрегатом ортоклаза. Эти участки, хотя бы в некоторой части, несомненно представляют псевдоморфозы по лейциту. Много неправильных зерен апатита, изредка рудные зерна. В более светлых участках буро-зеленый точечный агрегат сокращается вплоть до исчезновения за счет развития зерен кальцита и листочков такого же бледного биотита. В остальном структура основной массы остается в светлых участках той же.

В породе 128 порфиробласты представлены бледнозеленоватым пироксеном с более яркой зеленой каемкой по периферии. Вдоль периферии, изредка в середине зерен — вростки листочков буровато-зеленого контактового биотита, местами включения рудных зерен. Основная масса представлена мелкозернистым агрегатом ортоклаза с роговиковой структурой, на фоне которого разбросаны обильные листочки биотита и столбики пироксена. В меньшем количестве присутствуют рудные зерна и призмочки апатита, изредка неправильные зерна полисинтетически сдвойникового альбита. Распределение цветных минералов неравномерное: имеются обильные округлые участки ортоклаза с той же роговиковой структурой, содержащие лишь небольшую примесь листочков биотита. Наиболее крупные из таких участков обладают несколько иной структурой: в них ортоклаз более крупнозернистый аллотриоморфный с наклоном к образованию радиальнолучистых ростков. Эти участки следует рассматривать как псевдоморфозы по лейциту, в которых при контактом метаморфизме нефелин был замещен ортоклазом.

Довольно разнообразные метаморфизованные порфиновые псевдолейцитовые породы встречаются в Ыллымахском лакколите. Подробное их описание дается мною в работе, посвященной этому лакколиту.

### 13. Метаморфизованные брекчи

Очень широко распространены в Якокутском лакколите и пространственно связаны с порфириновыми породами первичного лакколита — псевдолейцитовыми и эпидейцитовыми порфирами. Возможно, что они являются аналогами псевдолейцитовых порфириновых брекчий Ыллымахского и Томотского лакколитов, но разрешить этот вопрос мешает их очень сильный контактовый метаморфизм и неясность генезиса всех этих пород.

Макроскопически это серые, темносерые, серо-зеленые, часто пестрые породы с кластической брекчиевой структурой, содержащие многочисленные угловатые и округлые обломки псевдолейцитовых пород, черно-зеленых пород, обильно проинкрутых биотитом, иногда также обломки сленитов и кусочки серого и розового полевого шпата. Величина обломков чрезвычайно разнообразна и колеблется от едва различимых глазом до 10—20 см в поперечнике.

Под микроскопом породы обладают пятнистой текстурой, возникшей в результате контактового метаморфизма и перекристаллизации первоначальных брекчий с резко выраженной кластической брекчиевой структурой.



рой. Слагающие брекчин породы обладают гранобластовой или порфиро-бластовой структурой, заметно перекристаллизованы при развитии контактовых минералов (биотит, гранат, эгирин), в связи с чем сколько-нибудь резкие границы между различными обломками отсутствуют. В шлифе обломки имеют вид неправильных, без резких контуров пятен, различающихся между собой лишь крупностью зерна и содержанием цветных компонентов при одинаковом качественном минералогическом составе.

Главную массу всех таких пятен слагает мелкозернистый агрегат ортоклаза, среди которого иногда присутствуют более крупные его порфиро-бласти. Некоторые из порфиробластов представлены кислым плагиоклазом. В обломках псевдолейцитовых пород псевдолейциты почти лишены цветных минералов и представляют несколько более крупнозернистый агрегат ортоклаза, иногда совместно с полисинтетически сдвойникованным альбитом. Цветные минералы распределяются весьма неравномерно, приурочены преимущественно к определенным обломкам (пятнам) или располагаются кучками, полосами, участками. Для различения первичных минералов брекчированных пород от минералов, возникших в результате контактового метаморфизма, критериев нет. Среди цветных минералов преобладают обильные листочки буровато- или яркозеленого биотита, в подчиненном количестве развиты также магнетит, апатит, сфен, буроватый гранат. Для всех минералов характерны округлые или неправильные, как бы с рваными контурами, зернышки. В некоторых кучках цветных минералов присутствуют неправильные выделения кальцита. В отдельных участках темно-цветные минералы настолько обильны, что почти полностью вытесняют полевой шпат. Помимо отмеченных минералов, в некоторых шлифах встречаются зерна зеленого эгирин-авгита, иногда присутствующие в большом количестве и придающие породам меланократовый облик. В одном шлифе встречена густозеленая, сильно плеохроичная щелочная роговая обманка.

## ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫЕ И НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ

## 1. Псевдолейцитовые сениит-порфиры

Эти породы слагают центральную часть Якутского щелочного лакколита. Они выходят на вершине и на западном склоне гольца Щелочного, около его восточного подножья и на склонах соседних более мелких гольцов и увалов. Здесь они слагают шток, интрузирующий порфиновые породы первичного лакколита. В небольшом количестве они встречаются в нескольких километрах к востоку от гольца Щелочного, повидимому, слагая и здесь один или несколько мелких штоков.

Макроскопически это пятнистые породы, содержащие в мелкозернистой, часто сахаровидной основной массе пепельно-серого, лиловато-серого или серовато-белого цвета обильные, довольно крупные серовато-желтые или желтовато-красные пятна псевдолейцита. Очертания пятен очень неправильны, контуры расплывчаты. Некоторые разности содержат, кроме того, скудные порфиновые выделения хорошо ограниченных пластинчатых кристалликов темносерого полевого шпата.

Под микроскопом это мелкозернистые полнокристаллические породы, состоящие существенно из кали-натрового полевого шпата, нефелина и эгирина или биотита (иногда обоих вместе). Обычно в заметном количестве присутствует меланит. Из аксессуарных характерны сфен и зернышки рудного минерала. Апатит присутствует, но в очень небольшом количестве. Текстура породы пятнистая, обусловленная наличием участков псевдолейцита, лишенных цветных компонентов. Вне этих участков структура породы более всего приближается к роговиковой (торцовой), несколько порфировидной.

Псевдолейциты слагают неправильно овальные участки, то сравнительно изометричные, то сильно вытянутые. Поперечник их обычно в пределах 4—10 мм. Сильно вытянутые достигают 15 мм в длину при ширине 3—5 мм. Состав псевдолейцитов — ортоклаз и нефелин — при неизменном преобладании первого. Обычно распределение обоих в пределах псевдолейцита неравномерно. Структура этого ортоклаз-нефелинового агрегата в большинстве случаев роговиковая (торцовая), иногда аллотриоморфнозернистая, напоминающая гранобластовую; изредка в небольших участках гранофировая. Зерна нефелина обладают размером 0.2—0.8 мм, местами образуют значительные скопления сплошного нефелина. Зерна ортоклаза обычно мельче. В шл. 118 нефелин полностью замещен мелколистоватым агрегатом белой слюды. То, что это был нефелин, видно по характерным гранофировым сростаниям с ортоклазом. Цветные минералы в пределах псевдолейцитов почти отсутствуют. Иногда наблюдаются спорадические листочки биотита или зернышки меланита. В шл. 113 и 126 в самой середине псевдолейцитов расположены весьма крупные неправильные зерна сфена. В тех случаях, когда псевдолейциты сильно деформированы, в вышол-

няющих их минералах нельзя заметить каких-либо следов механических деформаций.

Контуры псевдолейцитов не являются сколько-нибудь резкими. Переход от них к остальной массе породы знаменуется лишь уменьшением крупности зерна и появлением более или менее значительного количества цветных минералов. В общем основная масса располагается между псевдолейцитами неправильно изгибающимися полосами, а при сильной вытянутости псевдолейцитов текстура породы приближается к параллельно-полосчатой.

**К а л и - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т** играет в основной массе породы первенствующую роль. Представлен ортоклазом (табл. 17, шл. 126 и 50): Образует панидиоморфный мелкозернистый агрегат с полигональными очертаниями зерен. Средний поперечник зерен можно принять в 0.2—0.5 мм, хотя встречаются отклонения до 0.1 мм в одну и 1.0 мм в другую сторону. В некоторых шлифах ортоклаз образует, кроме того, редкие порфировидные выделения до  $1.5 \times 3.5$  мм, или хорошо образованные, или неправильные. В некоторых шлифах ортоклаз идеально свежий, без малейших признаков помутнения, в других несколько им затронут. В порфировидных выделениях ортоклаза наблюдается зональное распределение включений других минералов.

**Н е ф е л и н** в основной массе породы играет весьма небольшую роль. Характер его тот же, что и в псевдолейцитах. Обычно он свежий, иногда частично замещен белой слюдой и в небольшой степени цеолитами, то изотропными или слабо двупреломляющими, то с беловато-желтой интерференционной окраской. В шл. 119 можно наблюдать неправильные, червеобразные гранофировые вроски нефелина в ортоклаз.

**М е л а н и т** образует многочисленные зерна то прекрасно ограненные, то неправильные. Иногда встречаются довольно крупные сростки и цепочки зерен. Некоторые зерна меланита являются дырчатыми. Местами от зерен меланита отходят тонкие ответвления, проникающие между зернами других минералов, создавая тем самым сетчатую структуру. Обычно меланит бурый, но иногда совместно с ним присутствует и более светлый, желтый, всегда содержащий неправильные выделения титанита.

**Б и о т и т** плеохроирует от оранжево-коричневого или буроватого до непрозрачного буро-зеленого в более толстых пластинках и отчетливо зеленого в более тонких листочках. В некоторых шлифах наблюдается более яркая зеленая окраска биотита в местах соприкосновения его с цеолитами, замещающими нефелин. Обычно биотит образует небольшие листочки, которые местами собираются в кучки вместе с меланитом. В небольшом количестве листочки биотита присутствуют иногда и внутри псевдолейцитов.

**Э т и р и н** присутствует в сильно переменном количестве. В шл. 126 он играет совершенно подчиненную роль по сравнению с меланитом и биотитом и довольно бледно окрашен. В шл. 50, наоборот, он преобладает над другими цветными минералами и густо окрашен. Обычно образует иголки или вытянутые зерна.

**С ф е н** образует то неправильные, округлые, то клиновидные с кристаллическими ограничениями зерна, часто довольно многочисленные.

Количественные минералогические подсчеты в шлифах дали следующие результаты (в объемн. %):

	Обр. 126	Обр. 50
В составе псевдолейцитов:		
Ортоклаз . . . . .	65.4	61.2
Нефелин . . . . .	34.6	38.2
	100.0	99.4

В составе основной массы:

Ортоклаз . . . . .	64.1	68.9
Нефелин . . . . .	13.7	0.6
Меланит . . . . .	13.6	11.8
Биотит . . . . .	3.7	—
Эгирин . . . . .	—	10.8
Сфен . . . . .	1.0	3.5
Рудный минерал . . . . .	3.2	3.9
Апатит . . . . .	0.7	0.5

100.0      100.0

Что касается количественных соотношений между вкрапленниками псевдолейцита и основной массой, то в виду крупности первых эти соотношения по измерениям в шлифах установлены быть не могут, и любые полученные таким путем цифры могут очень сильно уклоняться от средних для всей породы.

Химический анализ псевдолейцитового сиенит-порфира (обр. 126) и пересчет его на порму приведены в табл. 5 и 6. В химическом составе породы можно отметить нормальное для нефелиновых сиенитов содержание кремнекислоты, несколько повышенное содержание глинозема и высокое содержание щелочей (сумма щелочей 16.06%). Особенно поражает исключительно высокое содержание окиси калия (13.40%). Это едва ли не самая богатая калием зернистая магматическая порода. Все остальные компоненты играют в составе породы весьма подчиненную роль.

Таблица 5

Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца					
	313	126	66	315	156	105
SiO <sub>2</sub> . . . . .	46.32	56.43	51.61	57.43	58.85	55.43
TiO <sub>2</sub> . . . . .	—	0.45	0.98	—	0.65	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.30	21.56	14.54	17.27	20.27	20.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	10.93	1.48	5.27	6.88	3.64	3.79
FeO . . . . .	6.37	1.32	4.73	2.35	0.29	1.96
MnO . . . . .	0.07	0.10	0.15	0.09	0.10	0.18
MgO . . . . .	2.73	0.40	3.77	0.14	0.09	0.28
CaO . . . . .	10.42	1.60	6.00	1.05	0.09	1.54
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.60	2.66	3.32	8.25	0.80	4.22
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.01	13.40	7.20	6.15	13.20	10.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	0.88	—	—	—
BaO . . . . .	—	—	0.37	—	0.21	—
П. п. прок. . . . .	—	0.45	0.89	—	1.18	1.40
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	—	0.10	0.11	—	0.21	5.21
	99.75	99.95	99.82	99.61	99.58	99.94

Обр. 313 — псевдолейцитит. Алданский р-н, Томмотский лакколит, водораздел Лев. Нимгеркана и Томмота, верховья кл. Турук. Сборы Б. И. Вронского, 1926. Анализ Г. К. Маковского (Лен. горн. инст.), 1927.

Обр. 126 — псевдолейцитовый сиенит-порфир. Алданский р-н, Якутский лакколит, гольц Щелочной. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ К. А. Баклановой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 66 — малиньито-фояит. Алданский р-н, Ыллымахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 315 — нефелиновый сиенит-порфир. Алданский р-н, Томмотский лакколит. Сборы Б. И. Вронского, 1926. Анализ Г. К. Маковского (Лен. горн. инст.), 1927.

Обр. 156 — мусковитовый сиенит. Алданский р-н, Ыллымахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Р. П. Ильинского (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 105 — ороговикованный псевдолейцитовый сиенит-порфир. Алданский р-н, Якутский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1937.

Минералы	№ образца					
	313	126	66	315	156	105
Кварц . . . . .	—	—	—	—	3.28	—
Корунд . . . . .	—	—	—	—	4.44	—
Ортоклаз . . . . .	17.80	70.82	42.27	36.48	79.42	62.99
Альбит . . . . .	16.45	—	12.82	26.44	6.88	8.81
Цельсиан . . . . .	—	—	0.92	—	0.54	—
Анортит . . . . .	26.75	7.39	2.86	—	0.45	4.98
Калиофилит . . . . .	—	5.00	—	—	—	—
Нефелин . . . . .	3.02	12.26	8.44	15.35	—	14.87
SAL . . . . .	64.02	95.47	68.01	78.27	95.01	91.65
Эгирин . . . . .	—	—	—	13.41	—	—
Диоксид . . . . .	14.70	0.30	13.35	0.61	—	1.53
Геденберgit . . . . .	5.30	0.18	3.71	3.96	—	0.32
Mg-гиперстен . . . . .	—	—	—	—	0.22	—
Волластонит . . . . .	0.11	—	—	—	—	0.19
Форстерит . . . . .	—	0.61	2.32	0.04	—	—
Фаялит . . . . .	—	0.43	0.81	0.41	—	—
Магнетит . . . . .	15.87	2.16	7.72	3.30	—	5.57
Ильменит . . . . .	—	0.85	1.89	—	0.84	0.74
Гематит . . . . .	—	—	—	—	3.71	—
Рутил . . . . .	—	—	—	—	0.22	—
Апатит . . . . .	—	—	2.19	—	—	—
FEM . . . . .	35.98	4.53	31.99	21.73	4.99	8.35
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

В нормативном минералогическом составе породы характерно резкое преобладание калиевых минералов, которое в значительной мере обусловлено обилием в породе псевдолейцитов, так как основная масса сравнительно богата цветными минералами. Высокое содержание калия отражается большим количеством нормативного ортоклаза и присутствием заметного количества калиофилита. Несколько не вяжется с минералогическим составом породы высокое содержание нормативного анортита при наличии в породе в то же время эгирина. Несомненно, что известное нормативное анортита фактически присутствует в гранате, но непонятно, за счет чего берется избыток глинозема. Возможно, что частично он присутствует в самом гранате, частично обусловлен некоторой целитизацией и серицитизацией ортоклаза и нефелина, но не исключена возможность и некоторой погрешности анализа (занижено содержание щелочей).

## 2. Малиньито-фоянты

Эти породы целиком слагают периферическую кольцевую зону Билымакского лакколита, обволакивающую со всех сторон первичный лакколит порфировых пород. Макроскопически они представляют серые среднезернистые породы с повышенным содержанием цветных компонентов. Невооруженным глазом всегда хорошо различимы неправильные зерна светлосерого полевого шпата, многочисленные разнообразно ориентированные столбики зелено-черного пироксена и листочки черного, часто с бронзовым отливом биотита. В большинстве пород хорошо различимы также мелкие неправильные зерна желтовато-розового или желтовато-красного нефелина. Однако в некоторых образцах нефелин имеет серый цвет и макроскопически не отличим от полевого шпата.

Под микроскопом это среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой, часто переходящей в пойкилитовую структурой. Некоторые разновидности обладают довольно резко выраженной порфировидной структурой. Породы состоят существенно из ортоклаза, нефелина, эгирина-авгита и биотита. Изредка вместо нефелина или наряду с ним присутствуют цеолиты. Аксессуары всегда обильны и представлены апатитом, магнетитом и сфеном. Количество цветных компонентов изменчиво, но всегда повышено. Лишь немногие породы могут быть названы нефелиновыми сиенитами. Большинство определяется как малиньито-фюайты, а некоторые даже как малиньиты (до 50% цветных компонентов). В некоторых породах обращает на себя внимание пятнистая текстура, обусловленная неравномерным распределением окрашенных и бесцветных минералов. Отдельные округлые участки около 2.5—3.5 мм в поперечнике лишены окрашенных минералов или содержат лишь небольшое их количество вдоль периферии. Между такими участками порода сильно обогащена цветными минералами. Состав и характер светлых пятен позволяют считать их псевдолейцитами, утратившими свои контуры. Определения количественного минералогического состава в нескольких шлифах дали следующий результат (в объемных %):

	Обр. 66	Обр. 69	Обр. 874
Ортоклаз . . . . .	55.0	59.6	47.6
Нефелин . . . . .	7.7	13.4	6.1
Цеолиты . . . . .	1.2	—	—
Пироксен . . . . .	16.7	15.8	23.2
Биотит . . . . .	12.6	9.0	13.8
Магнетит . . . . .	4.3	0.9	6.4
Апатит . . . . .	1.9	0.8	2.1
Сфен . . . . .	0.6	0.5	0.8
	100.0	100.0	100.0

Подробное петрографическое описание этих пород мною дается в специальной работе, посвященной Ыллымахскому лакколиту.

В табл. 5 и 6 приведен химический состав породы 66 и пересчет его на норму. По сравнению с нефелиновыми сиенитами порода отличается заметно пониженным содержанием кремнекислоты и глинозема, несколько пониженным содержанием щелочей и сильно повышенным содержанием железа, магния и кальция. По своему составу анализированный образец стоит чрезвычайно близко к фергуситу из Монтаны. Это и неудивительно, если учесть псевдолейцитовый характер светлых пятен в породах с пятнистой текстурой. Нормативный минералогический состав характеризуется большим содержанием цветных компонентов (32%), резким преобладанием ортоклаза над альбитом и значительной ролью диопсида среди цветных компонентов.

### 3. Шонкиниты

Шонкиниты встречаются в Ыллымахском р-не в 4 км к юго-востоку от Ыллымахского лакколита на гольце Пика и в составе Инаглинского щелочного лакколита в истоках рч. Инагли.

Породы Ыллымахского р-на. Макроскопически среднезернистая меланократовая порода, в которой хорошо различимы неправильные зерна зеленовато-сероватого полевого шпата, идиоморфные столбики черного пироксена, редкие мелкие блестки биотита и очень редкие округлые зерна зеленовато-бурого оливина. Порода похожа по общему виду на габбро, но отличается идиоморфными столбчатыми формами пироксена и иногда заметной лейстообразной формой полевого шпата.

Под микроскопом это среднезернистая порода, состоящая из ортоклаза, пироксена, биотита, оливина, ничтожного количества нефелина и аксессуар-

ных магнетита и апатита. По характеру отдельных минералов и их структурным соотношениям эта порода очень тесно примыкает к описанным выше малиньито-фояитам, являясь несколько более крупнозернистой. Пироксен отличается отсутствием эгирип-авгитовой оторочки. По количественному минералогическому составу порода отличается от малиньито-фояитов повышенным содержанием цветных минералов, особенно оливина и пироксена, и резко пониженным содержанием нефелина.

**Породы Инаглинского лакколита.** Здесь шонкиниты представлены двумя сильно отличными друг от друга разновидностями. Одна разновидность характеризуется пойкилитовой структурой и состоит, существенно, из ортоклаза и пироксена с подчиненным количеством биотита, оливина, рудных зерен и апатита. Объемные соотношения между ортоклазом и цветными минералами примерно 40 : 60.

**Ортоклаз** (табл. 17, пл. 1695) составляет основной фон породы, образуя крупные изометричные зерна 2.5—5.5 мм в поперечнике. Ограничения зерен в значительной степени замаскированы обильными пойкилитовыми вростками. Изредка ортоклаз дает простые двойники. Обычно весьма свежий, с отчетливыми трещинами спайности. В менее свежих участках имеет буроватый, сильно загрязненный вид, вызванный обильно переполняющими его вростками цеолитов, то изотропных, то с серыми или беловатыми цветами интерференции. Вростки цеолитов то пойкилитовые, то весьма тонкие гранофировые покрывают значительные участки ортоклаза. Даже в некоторых свежих зернах последнего цеолиты с беловатой интерференционной окраской образуют неправильные полосы, напоминающие по форме и расположению пертитовые вростки альбита.

Все цветные составные части встречаются исключительно в виде пойкилитовых вросток в ортоклазе. Среди них резко преобладает пироксен, представленный бледнозеленым неплеохроичным авгитом (табл. 17, пл. 1695), образующим хорошо ограниченные, реже неправильные столбчатые кристаллы 0.15—0.50 мм в поперечнике и до 1.4 мм в длину. Большинство зерен обнаруживает зональное угасание, но в собственной окраске минерала зональность не проявляется. Иногда встречаются простые двойники, в одном зерне полисинтетические. В некоторых зернах наблюдаются тончайшие непрозрачные пластинчатые включения, обуславливающие очень тонкую параллельную или пересекающуюся штриховатость. Обычно эти включения приурочены к определенным зонам, в которых также содержится довольно много мелких изометричных рудных зернышек.

**Оливин** (табл. 17, пл. 1695) играет в породе более скромную роль, хотя общее количество его и значительно. Образует не очень крупные округлые зернышки, иногда вытянутые призматические кристаллики с прямым угасанием. Обычный размер зерен 0.15—0.30 мм, наиболее крупные до 0.60 мм. Оливин совершенно свежий, лишь местами вдоль периферии или по трещинам происходит выделение бурого железистого вещества.

**Биотит** в количественном отношении играет еще меньшую роль. Образует то очень мелкие, то довольно крупные (до 0.5 × 2.0 мм) неправильные пластинки, резко ксеноморфные по отношению к остальным цветным минералам и местами заключающие их пойкилитовые вростки. Плеохроирует от почти бесцветного до ярко коричневого. Иногда образует тонкую оторочку вокруг зерен магнетита.

Зерна магнетита довольно многочисленны, обычно 0.08—0.15 мм в поперечнике. Апатит в небольших (до 0.2 мм длиной) хорошо образованных призмочках весьма обычен.

Другая разновидность шонкинитов из Инаглинского лакколита представляет весьма крупнозернистые породы, состоящие в основном из калинатрового полевого шпата и пироксена. Структура характеризуется резким идиоморфизмом последнего.

**Калинатровый полевой шпат** образует крупные неправильные зерна, более или менее загрязненные бурой цеолитовой мутью.

Иногда середина полевошпатовых зерен совершенно чистая и свежая, вдоль границ с пироксеном загрязнение очень сильное. В шл. 1688 полевой шпат представлен ортоклазом (табл. 17). В шл. 1702 он обладает очень тонким, весьма неправильным полисинтетическим двойниковым сложением и в скрещенных николях имеет очень пестрый, неправильно пятнистый вид; повидимому, это аноклаз. В этом шлифе полевой шпат содержит многочисленные весьма своеобразные вроски. Чаще всего они дают сильно вытянутые разрезы, скорее пластинчатые, чем столбчатые. Ориентировка их беспорядочная, часто они сростаются, образуя целые группы, несколько реже прорастают полевой шпат неправильными ланчатыми или звездчатыми участками. Показатель преломления заметно больше полевого шпата, дву-преломления не обнаруживают. Правильнее всего считать эти вроски за разложенный, сделавшийся изотропным нефелин. В пользу этого говорит то, что в некоторых псевдолейцитовых тингуаитах в участках псевдолейцита ортоклаз содержит совершенно аналогичные по форме пластинчатые вроски хорошо определяемого нефелина, который в отдельных участках также стал изотропным.

В срединных частях этих изотропных, предположительно нефелиновых вросток обычно присутствует чрезвычайно тонкий чешуйчатый или игольчатый агрегат с заметным дупреломлением и очень низким преломлением. Повидимому, это цеолиты (в нефелиновых вросках упоминавшихся псевдолейцитовых тингуаитов присутствуют аналогичные, но вполне явственные цеолиты). В середине этих цеолитовых скоплений обычно наблюдается концентрически скорлуповатое сложение, а в самой середине иногда обнаруживается пустота. Местами подобные цеолитовые скопления располагаются не в нефелиновых вросках, но в самом полевошпате.

**Пироксен** в обоих шлифах совершенно одинаков. Это весьма крупные (до  $6 \times 14$  мм и более) кристаллы зеленого неплеохроичного диопсида (табл. 17, шл. 1688). Помимо таких крупных кристаллов, присутствуют и более мелкие, пойкилитово врастающие в полевой шпат. Часто внутри пироксеновых кристаллов заключены значительные участки полевошпата в той же ориентировке, что и полевой шпат, вне пироксена. Наиболее крупные из них включают в свою очередь ориентированные одинаково с главным кристаллом неправильные вроски пироксена. Получается впечатление пегматоидного прорастания полевошпата и пироксена.

Окраска пироксена неравномерная, обычно пятнистая или зональная. В связи с этим находится столь же резко выраженное пятнистое и зональное угасание. Эта зональность прослеживается не только в целых кристаллах, но и в отдельных участках их. Местами наблюдается весьма сильная дисперсия. Пироксен вдоль неправильно распределенных полосок замечается слабо зеленоватой, почти бесцветной роговой обманкой, также обнаруживающей несколько зональное угасание.

#### 4. Эгириновые нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры

Эти породы встречены в составе Томмотского, Якутского и Ыльмаха-ского щелочных лакколлитов и в бассейне кл. Золотого в небольшом лакколлите, слагающем гора 1061.9 м.

Породы Томмотского лакколита представлены всего одним образцом (обр. 315). Макроскопически это белая сахаровидная порода, в которой резко выделяются яркокрасные пятнышки нефелина и иголочки чернозеленого эгирина.

Под микроскопом это полнокристаллическая порода несколько порфиroidной структуры, состоящая в основном из нефелина, кали-натрового полевошпата, альбита и эгирина с небольшой примесью биотита и флюорита. Основной фон породы представляет панидиоморфнозернистый агрегат довольно крупных зерен нефелина, между которыми вдоль их границ, в значительной мере проникая в их периферические части, располагается



как бы основная масса породы, значительно более мелкозернистая, состоящая в основном из кали-натрового полевого шпата, альбита и эгирина.

Нефелин образует изометричные зерна 0.7—2.0 мм в поперечнике. Весьма свежий, не затронутый разложением. Небольшое количество нефелина имеется и в основной массе породы.

Кали-натровый полевой шпат представляет нерешетчатый микроклином (табл. 17, пл. 315). Присутствует вместе с альбитом в основной массе породы. Образует очень свежие зерна, или неправильные, или лейстообразные. Резко ксеноморфен по отношению к альбиту.

Альбит является, по видимому, постмагматическим. Образует лейсты 0.2—0.6 мм длиной. В расположении лейст заметна ясно выраженная флюиальность: они ориентированы вдоль границ нефелиновых зерен. Однако впечатление обтекания не создается в связи с тем, что альбит пойкилитово вростает в края нефелиновых зерен, иногда распространяясь вплоть до их середины. Иногда лейсты альбита располагаются сплошной массой между зернами нефелина, отделяя их друг от друга, иногда же дают возможность соседним зернам нефелина соприкасаться между собой.

Эгирин является наиболее идиоморфной составной частью породы. Образует игольчатые кристаллы до 1.5 мм длиной. Присутствует как в основной массе породы, так и в виде пойкилитовых вростков в нефелине. Плеохроирует от зеленовато-желтого до травяно-зеленого. Иногда наблюдаются вростки лейсточек альбита в эгирин.

Флюорит в виде небольших скоплений резко ксеноморфен по отношению ко всем другим минералам.

Биотит — ничтожное количество ксеноморфных буровато-зеленых листочков.

Химический состав породы и его пересчет на нормативный состав даны в табл. 5 и 6. Порода содержит нормальное для нефелиновых сиенитов количество кремнекислоты и щелочей, пониженное количество глинозема и заметно повышенное окисного железа, что находит свое отражение в большом количестве нормативного эгирина. Обращает внимание лишь небольшое преобладание патрия над калием. Так как альбит в лейстах является постмагматическим, в первичном составе породы, несомненно, калий должен был преобладать над натрием.

Породы Якокутского лакколита. Макроскопически это весьма своеобразные породы. Они обладают резко выраженной трахитоидной структурой и на фоне темнозеленой тонковолокнистой массы эгирина с шелковистым блеском содержат обильные, параллельно ориентированные пластинки желтоватого щелочного полевого шпата и изометричные столбики нефелина. На выветрелой поверхности нефелин образует характерные углубления, в которых хорошо выступают его шестиугольные поперечные и почти квадратные продольные разрезы.

Под микроскопом породы состоят из тонких, параллельно расположенных пластинок ортоклаза, иногда сапидина с несколько закругленными концами. Изометричные зерна нефелина присутствуют в меньшем количестве. Очень часто нефелин полностью или почти полностью замещен агрегатом листочков белой слюды. Длинные иглообразные кристаллы эгирина с яркой окраской располагаются потоками между зернами бесцветных минералов, которые благодаря этому все отделены друг от друга.

Породы Ылымаского лакколита. Эгириновые нефелиновые сиениты сохранились здесь небольшими участками в самой северной части крупного штока мусковитовых сиенитов и, по всей видимости, представляют первичные породы этого штока, сохранившиеся от мусковитизации. Макроскопически это среднезернистые до крупнозернистых пепельно-серые полевошпатовые породы с небольшим количеством иголок черного эгирина и иногда кристалликами желтого сфена.

Под микроскопом они состоят из слабо пертитизированного ортоклаза, довольно значительного количества нефелина и эгирина или эгирина-авгита с чисто эгириновой каемкой по периферии. В некоторых породах в заметном количестве присутствует сфен. Нефелин то свежий, то замещен смесью серицита и буроватого, почти изотропного цеолита. Характерна постмагматическая альбитизация. Альбит развивается как отдельными лейстами, так и целыми их участками внутри ортоклазовых зерен и вдоль стыков между ними. Более подробное описание этих пород дается мною в специальной работе, посвященной Ыллымахскому лакколиту.

Породы кл. Золотого сложены крупными призматическими кристаллами неправильно пятнистого, тонкодвойникового микроклина (см. константы для шл. 409), в очень сильной степени замещенного постмагматическим альбитом, вплоть до образования призм альбита с небольшими антипертитовыми вростками микроклина. Угловатые промежутки между призмами полевых шпатов заняты нефелином, иногда совместно с мелкозернистым агрегатом сильно загрязненного цеолита с белой интерференционной окраской. Изредка вместо нефелина промежутки между полевыми шпатами выполнены анальцимом. Общее количество нефелина и цеолитов невелико. Довольно много столбчатых и неправильных зерен эгирина, плеохроирующего от желтого до густозеленого. Ничтожное количество ксеноморфного флюорита с пятнистой яркофиолетовой окраской.

### 5. Цеолитовые сиениты и сиенит-порфиры

Эти породы встречены в составе Томмотского и Ыллымахского щелочных лакколитов. Даже в пределах одного и того же лакколита они очень сильно разнятся между собой.

Породы Томмотского лакколита. Наиболее высоким содержанием цеолитов обладает анальцимовый сиенит-порфир обр. 1338. Макроскопически это порфировая порода, содержащая в серой тонкозернистой основной массе табличатые выделения полевого шпата и редкие иголки эгирина. Под микроскопом порода обладает порфировидной структурой и состоит из пертитового полевого шпата, анальцима и эгирина с небольшой примесью рудных зерен и сфена. Количественный минералогический состав породы таков (в объемн. %):

Полевой шпат . . . . .	53.9
Анальцим . . . . .	25.3
Эгирин . . . . .	17.7
Акцессории . . . . .	4.1

100.0

Полевой шпат как в порфировидных выделениях, так и в основной массе породы образует весьма неправильные зерна, иногда удлинённые, лейстообразные в простых двойниках. Переполнен жилковатыми пертитовыми вростками альбита. Вдоль границ зерен часто развиваются мелкие зернышки вторичного альбита, врастающие зубчиками в края микропертитовых зерен. Мелкие зерна микропертита подвергаются замещению альбитом в очень сильной степени. Размер зерен микропертита примерно 1—2 мм в порфировидных выделениях и 0.2—0.4 мм в основной массе.

Между зернами микропертита обильные ксеноморфные выделения первичного анальцима, сильно загрязненного, буроватого, то совершенно изотропного, то едва заметно интерферирующего. Мелкие столбики и зерна довольно густо окрашенного эгирина, с обычным плеохроизмом, весьма многочисленны. Зерна рудного минерала и сфена не очень обильны.

Несколько иным характером обладает порода 248, представляющая

эгириновый анальцимсодержащий сиенит. Количественный минералогический состав ее таков (в объеме, %):

Микропертит + альбит . . . . .	80.4	Флюорит . . . . .	8.0
Анальцим . . . . .	5.3	Биотит . . . . .	0.5
Пироксен . . . . .	3.8	Акцессории . . . . .	2.0
			100.0

Кали-натровый полевой шпат составляет главную массу породы. Он представлен удлиненными лейстообразными кристаллами микропертитового ортоклаза (табл. 17, шл. 248), обычно в простых двойниках. Размеры кристаллов от  $0.35 \times 0.80$  до  $0.50 \times 3.00$  мм. Заметно их субпараллельное расположение, хотя и не везде строго выдержанное. Волокнистые пертитовые вроски альбита являются довольно грубыми, по периферии иногда сливаются в сплошную альбитовую оторочку, местами полисинтетически sdвойникованную. Ограничения зерен микропертита неправильные, обусловленные соприкосновением с соседними зернами. Помимо альбитовых оторочек, вдоль границ микропертитовых зерен часто развивается агрегат мелких неправильных зернышек альбита, маскирующий естественные ограничения кристаллов. Местами альбит встречается и в виде более крупных полисинтетически sdвойникованных зерен.

Анальцим такой же, как в предыдущей разновидности.

Пироксен в более мелких зернах представлен чистым эгирином с плеохроизмом от желто-зеленого до травяно-зеленого (табл. 17, шл. 248). Более крупные (до 0.3 мм в поперечнике), не сильно вытянутые зерна имеют вдоль периферии довольно широкую густозеленую кайму эгирина, а в середине — слабозеленоватый авгит лишь с небольшой примесью эгириновой молекулы (табл. 17).

Биотит играет очень небольшую роль. Образует неправильные ксеноморфные листочки, плеохроирующие от коричневато-желтого до густого буро-зеленого.

Флюорит — довольно многочисленные, но мелкие ксеноморфные выделения, иногда в отдельных неправильных участках окрашенные в интенсивно фиолетовый цвет.

Титаномагнетит — мелкие зерна, некоторые содержат вдоль периферии каемку очень мелких зернышек сфена.

Сфен, кроме каемки вокруг рудных зерен, образует в небольшом количестве самостоятельные неправильные мелкие зерна.

Циркон — мелкие, хорошо ограниченные призмочки с конечными дипирамидками, врастающие в полевые шпаты.

Заметно отличается от двух описанных пород цеолитсодержащий мелапократовый сиенит (обр. 249). Это среднезернистая порода, состоящая из ортоклаза, пироксена и биотита. В небольшом количестве присутствуют роговая обманка и цеолиты, а из акцессорных — сфен, апатит и титаномагнетит. Количественный минералогический состав (в объемных %):

Ортоклаз . . . . .	55.3	Роговая обманка . . . . .	3.3
Цеолиты . . . . .	6.0	Сфен . . . . .	1.5
Пироксен . . . . .	22.2	Апатит . . . . .	1.3
Биотит . . . . .	7.3	Титаномагнетит . . . . .	3.1
			100.0

Ортоклаз (табл. 17, шл. 249) образует агрегат уплощенных табличатых зерен почти без кристаллических ограничений. Большинство из них в простых двойниках с весьма расплывчатым двойниковым швом. Ортоклаз исключительно свежий, без пертитовых вросток и замутнения. Обычный размер табличек около 0.2 мм толщиной и 0.5—1.5 мм в поперечнике, но имеется довольно много и более мелких зерен.

Пироксен располагается на фоне ортоклаза, будучи резко идиоморфнее его. Образует многочисленные столбчатые кристаллы 0.6—1.2 мм

длиной и 0.1—0.3 мм в поперечнике, иногда до  $1.0 \times 2.7$  мм. Окраска обычно зональная, иногда пятнистая. Внутренняя зона принадлежит зеленоватому неплеохроичному авгиту, вдоль периферии расположена интенсивно окрашенная кайма эгирина-авгита (табл. 17, пл. 249). Нередко самая середина зерен внутри бледной авгитовой зоны также принадлежит эгирина-авгиту и бывает окрашена еще более интенсивно, нежели периферия. Такие участки или правильно занимают всю середину зерна или распределяются в ней неправильными пятнами.

Некоторые зерна пироксена обрастают по периферии роговой обманкой, интенсивно плеохроирующей от желто-зеленого до густого травяно-зеленого (табл. 17, пл. 249). Роговая обманка не проявляет идиоморфизма по отношению к ортоклазу и иногда содержит его вросстки.

Биотит плеохроирует от коричневатого-желтого до густого буро-зеленого. Ксеноморфен даже по отношению к ортоклазу, заключая иногда его вросстки. Часто неправильно обрастает пироксен или содержит его вросстки. Неправильные таблицы биотита достигают 1 мм в поперечнике.

Цеолиды образуют небольшие ксеноморфные скопления, буроватые, вследствие загрязнения. В скрещенных николях изотропны или почти изотропны, иногда показывают агрегатное сложение. Изредка встречаются зернышки с цветами интерференции до белых или желтоватых первого порядка, принадлежащие, очевидно, другому цеолиту.

Сфен образует неправильные лапчатые зерна и их скопления, очень часто располагающиеся вдоль периферии пироксеновых зерен, обрастающие и частично прорастающие их. По отношению к ортоклазу ксеноморфен, часто содержит мелкие его вросстки. Весьма обычна тонкая реакционная каемка мелких зернышек сфена вокруг рудных зерен.

Апатит дает довольно много призмочек, бесцветных или слабо окрашенных в лилового-серый цвет включениями пигмента.

Титаномагнетит — много зерен с реакционной каемкой сфена вокруг них.

Породы Ыллымахского лакколита. Здесь цеолитовые сиениты носят совершенно иной характер. Это пегматогидного характера небольшие прожилки, рассекающие крупные ксенолиты порфировых пород в штоке мусковитизированного нефелинового сиенита. Макроскопически они представляют собой дымчато-серые, от средне- до грубозернистых, изредка порфировидные породы, состоящие из толстотабличатых или призматических кристаллов серого полевого шпата, ксеноморфные промежутки между которыми заняты белым или розоватым цеолитом. В некоторых небольших прожилках наблюдается субпараллельное или несколько веерообразное расположение кристаллов полевого шпата примерно перпендикулярно к стенкам выщелоченной породой трещины.

Под микроскопом это средне- до крупнозернистых породы, состоящие существенно из ортоклаза, цеолитов и пироксена (эгирина или эгирина-авгита). Часто присутствует небольшое количество метасоматического альбита, в пл. 106 очень небольшое количество нефелина. Из аксессуаров обычны сфен и магнетит, апатит присутствует редко. В отдельных шлифах можно наблюдать небольшое количество граната и биотита. Подробное описание этих пород мною дается в работе, посвященной Ыллымахскому лакколиту.

## 6. Мусковитизированные сиениты

Эти богатые мусковитом породы, образовавшиеся в результате постмагматической мусковитизации нефелиновых сиенитов, слагают крупный шток в составе Ыллымахского лакколита и встречаются небольшими участками во многих частях Якутского лакколита. Породы Ыллымахского лакколита имеют очень характерный вид и представляют среднезернистые, существенно полевошпатовые породы, сложенные табличатыми, иногда суб-

параллельно располагающимися кристаллами серого и розового полевого шпата. Часто можно наблюдать, что средние части кристаллов обладают дымчато-серым цветом, а периферия — розовым. Иногда породы имеют порфиридовидную структуру и содержат в более мелкозернистой, чем обычно, основной массе очень крупные (до 5 см длиной) порфиридовидные выделения дымчато-серого, иногда темносерого почти до черного полевого шпата. Повидимому, серая окраска полевого шпата является первичной, а розовая обусловлена позднейшими изменениями. Помимо полевых шпатов, в породах простым глазом заметны скопления и отдельные чешуйки белой или светлозеленоватой слюды и лимонита. Слюда чаще всего скапливается более или менее обильными ксеноморфными участками между полевыми шпатами, лимонит образует очень неправильные охристые скопления.

Под микроскопом мусковитизированные сиениты представляют собой от средне- до крупнозернистых породы, состоящие существенно из ортоклаза и очень переменного количества белой слюды. Неизменно присутствуют бурые водные окислы железа. В некоторых породах заметное количество метасоматического альбита. Почти всегда присутствуют псевдоморфозы лейкокена по сфену, иногда очень крупные. Изредка встречаются небольшие остатки первичного биотита или эгирин-авгита.

В отдельных небольших участках мусковитизация, повидимому, была особенно интенсивной. Здесь подвергся перекристаллизации также и полевой шпат с возникновением пегматоидных ортоклаз-мусковитовых пород. Они встречаются как в Ыллымахском, так и в Якутском лакколитах. Макроскопически это очень красивые средне- или крупнозернистые породы, состоящие из нежнорозового ортоклаза и листочков бледнозеленой слюды. Под микроскопом они представляют аллотриоморфный агрегат разнообразного размера зерен ортоклаза, на фоне которого развивается отдельными неправильными пятнами листоватый агрегат белой слюды. Ортоклаз заметно загрязнен. Зерна его весьма неправильны, часто с извилистыми или зубчатыми контурами. Мелкие и крупные зерна чередуются, часто мелкие зерна как бы пойкилитово врастают в крупные. Белая слюда развивается за счет ортоклаза неправильными пятнами, образуя агрегат листочков до 1—2 мм в поперечнике.

Химический анализ мусковитового сиенита из Ыллымахского лакколита и пересчет его на нормативный состав даны в табл. 5 и 6. Химический состав породы чрезвычайно близок к составу эпидейцитового порфира из Ыллымахского же лакколита. Можно подумать, что это два анализа одной и той же породы. Основную роль здесь играет, конечно, то, что обе породы подверглись весьма сильным, притом совершенно одинаковым постмагматическим изменениям. Как и эпидейцитовый порфир, мусковитовый сиенит состоит в основном из кремнекислоты, глинозема, окиси железа и калия (95.96%) при ничтожной роли всех других компонентов (4.04%). В нормативном составе характерно некоторое пересыщение кремнекислотой и глиноземом, присутствие рутила и гематита и резко преобладающая роль ортоклаза.

## 7. Ороговикованный псевдолейцитовый сиенит-порфир

Упомянутые породы встречаются в отдельных участках Якутского лакколита вблизи контактов псевдолейцитовых сиенит-порфиров с прорывающими их более поздними магматическими породами. Последними являются то нефелиновые сиениты, то щелочноземельные авгитовые сиениты. Особенно характерны ороговикованные псевдолейцитовые сиенит-порфиры в верховьях к.л. Дикого, где они рассекаются большим числом прожилков нефелинового сиенита. Однако так как недалеко расположен шток авгитовых сиенитов, нельзя с полной уверенностью сказать, какой именно породой обусловлено ороговикование.

Макроскопически это пепельно-серые или серовато-белые совершенно плотные породы с плоским, местами несколько раковинистым изломом, даю-

щие при раскалывании очень острые режущие края. Внешние породы очень похожи на кремень или кремнеземный известняк.

Под микроскопом это микрозернистые породы с величиной зерна от 0.03 до 0.10 мм. Структура роговиковая. Преобладающую роль играют зернышки ортоклаза, в меньшем количестве присутствует альбит, иногда с двойниковой штриховкой, чаще без таковой. Много зернышек цеолита с белыми до желтоватыми цветами интерференции. В отдельных неправильно округлых участках, лишенных цветных компонентов и представляющих небольшие псевдолейциты, имеются также неправильные скопления изотропного анальцита и зернышки нефелина. Цветные и аксессуарные минералы представлены мельчайшими чешуйками буровато-зеленого биотита; столбиками эгирина; обильными, сравнительно крупными (0.15—0.30 мм), весьма неправильными, дырчатыми до ажурности зернами сфена; обильными зернами магнетита, то небольшими идиоморфными, то более крупными ажурно-дырчатыми; мелкими неправильными зернышками флюорита. Исключительно редки небольшие удлиненные порфиробласты пятнистого, тонкодвойникового кали-натрового полевого шпата, частично замещаемого цеолитом с белой интерференционной окраской.

В том же Якутском наклоните на гольце Щелочном псевдолейцитовые сиенит-порфиры контактируют с авгитовыми сиенитами. В контакте они ороговикованы и макроскопически представляют пятнистые серо-розовые породы, рассеченные по всем направлениям розовыми прожилками анлита. Под микроскопом породы обнаруживают пятнистую текстуру, обусловленную наличием пятен псевдолейцита, при микролитовой или гранобластовой, существенно ортоклазовой основной массе.

Псевдолейциты представляют округлые пятна около 4—6 мм в поперечнике, выполненные мелкозернистым роговиковой структуры агрегатом ортоклаза и нефелина. Эти два минерала не находятся в смеси друг с другом: нефелин слагает самостоятельные неправильные участки, включенные в ортоклаз. Структура ортоклазовых и нефелиновых участков почти одинакова, нефелиновые лишь несколько более мелко- и неравномерно-зернисты. Без никелей нефелин отличается от ортоклаза заметным побурением. В очень небольшом количестве в псевдолейцитах присутствуют листочки буровато-зеленого биотита и зернышки сфена.

Основная масса сложена то двойниковыми, очень неправильными лейсточками ортоклаза с роговиковым ортоклазовым же агрегатом между ними, то только последним. В заметном количестве присутствуют мелкие листочки буро-зеленого биотита, зернышки сфена и магнетита. Местами биотит совместно со сфеном и магнетитом дает весьма характерные кучки довольно крупных листочков, типичные для контактово-измененных пород.

Химический состав ороговикованного псевдолейцитового сиенит-порфира с верховий кл. Дикого (первая разновидность) и его пересчет на нормативный состав даны в табл. 5 и 6. Порода по составу близка к неизменному псевдолейцитовому сиенит-порфиру (обр. 126), отличаясь от него заметно повышенным содержанием железа, особенно окисного, повышенным содержанием натрия и сильно пониженным калия. Однако последнее остается достаточно высоким, чтобы отличать рассматриваемую породу от обычных нефелиновых сиенитов. В нормативном минералогическом составе по сравнению с обр. 126 можно отметить уменьшение роли ортоклаза, исчезновение калиофилиа при одновременном появлении альбита, заметное увеличение роли магнетита. Последнее обстоятельство обусловлено явлениями контактового метаморфизма. Несмотря на указанную разницу, обе породы, измененная и неизмененная, остаются достаточно близкими друг другу.

## ЩЕЛОЧНЫЕ СИЕНИТЫ

В этой главе рассматриваются существенно бесплагноклазовые сиениты и сиенит-порфиры, как со щелочными цветными компонентами, так и без них, но либо совершенно не содержащие фельдшпатидов, либо содержащие лишь ничтожную их примесь.

## 1. Эгириновые сиениты

Эгириновые сиениты распространены преимущественно в составе Томотского и Инаглинского щелочных лакколитов и в районе кл. Золотого. Под микроскопом это довольно крупнозернистые породы, состоящие существенно из микропертита, альбита и эгирина, иногда с некоторой примесью щелочного амфибола. Структура то гипидиоморфнозернистая, приближающаяся к призматически зернистой, то пойкилитовая.

Микропертит образует призматические кристаллы до 3—6 мм длиной и 1—3 мм в поперечнике, то беспорядочно ориентированные, то обнаруживающие наклонность к субпараллельному расположению. Микропертит подвергается довольно интенсивному замещению альбитом, отчасти путем развития в нем пойкилитово врастающих лейсточек последнего, но преимущественно путем развития шахматного альбита и замещения им периферии полевошпатовых зерен. Вновь образующийся альбит идеально свежий, полисинтетически sdвойникованный. Некоторые зерна микропертита настолько сильно замещены альбитом, что от первоначального ортоклаза сохранились лишь небольшие антипертитовые вrostки. По мере развития альбита призматически зернистая структура породы становится все более резко выраженной. Пойкилитовые вrostки альбита в ортоклазе сохраняются и по замещении последнего альбитом.

Эгирин присутствует то в небольшом, то в значительном количестве, в последнем случае порода приобретает пойкилитовую структуру. Эгирин обычно резко идиоморфнее полевых шпатов. Образует то столбчатые кристаллы, то сильно вытянутые, игльчатые до 4.5 мм длиной. В шл. 1689 иглы эгирина имеют тенденцию к потокообразному расположению. Эгирин не очень густо окрашен, с обычным плеохроизмом (табл. 17, шл. 1637). В шл. 1706 середина зерен отвечает по составу эгирин-авгиту, благодаря чему наблюдается заметная зональность в окраске и резкая — в угасании. В этом же шлифе обычны двойники.

Амфибол в небольшом количестве присутствует почти во всех шлифах. Это то бледно окрашенная роговая обманка, близкая к обыкновенной, ксеноморфная по отношению к полевым шпатам, то более идиоморфная, близкая к щелочной, плеохроирующая от желтовато-зеленого до лиловато-серого (табл. 17, шл. 1637 и 1690). Местами роговая обманка пойкилитово врастает в полевой шпат. Изредка встречается роговая обманка

с интенсивным плеохроизмом от буровато-зеленого до зеленого и с резкой дисперсией.

В некоторых шлифах в полевом шпате имеются очень небольшие участки бурого, слабо интерферирующего мелкозернистого цеолитового агрегата, иногда цеолиты рассекают породу тонкими жилками. В одном шлифе констатировано довольно крупное (0.35 мм) зерно слабо интерферирующего аналцима.

Несколько отличаются от описанных породы 518 и 1335. Структура этих пород и соотношения между микропертитом и альбитом те же, но альбитизация продвинулась несколько дальше. Существенным отличием является почти полное отсутствие эгирипа, но зато присутствуют обильные листочки мусковита и довольно значительные их скопления. Мусковит развивается почти исключительно в ортоклазе, и часто можно наблюдать, что он резко ксеноморфен по отношению к альбиту. Но все же нередки случаи, когда в кристаллах альбита располагаются мелкие листочки мусковита. Часто можно заметить, что они приурочены к ничтожным остаткам ортоклаза. Повидимому, альбит развивался позднее мусковита, причем замещал не только ортоклаз, но и мусковит, последний несколько труднее, чем первый.

Изредка встречаются зерна или пластинчатые формы ильменита и скопления с фена, замещаемые лейкоксеном. В шл. 1335 среди альбита очень редкие лепестки буровато-зеленого биотита (возможно контактового) и небольшое количество эгирина, сильно загрязненного и разбитого трещинами.

Несколько иной характер носит порода 407. Она сложена удлиненными кристаллами микропертита с пойкилитовыми вростками лейст альбита, особенно обильными вдоль границ зерен. Цветные минералы не очень обильны, представляют неправильные ксеноморфные скопления, часто с пойкилитовыми вростками альбита, сложенные эгирином и буроватым гранатом, к которым местами присоединяются клиновидные или неправильные зерна сфена. Эгирин и гранат находятся в очень тесном взаимном прорастании. Присутствует небольшое количество рудных зерен и совершенно ничтожное — довольно бледного буровато-зеленого биотита.

В породах 132 и 696 кали-натровый полевой шпат обладает облачным угасанием и весьма тонким, неясно двойниковым сложением (повидимому аюртоклаз). Образуется изометричные или несколько вытянутые зерна с неправильными ограничениями. Вдоль границ соседние зерна неправильно проникают друг в друга. Иногда здесь располагаются сравнительно изометричные или лейстообразные зерна постмагматического альбита или мелкозернистый его агрегат. Неправильные лейсты такого же альбита в разных местах пойкилитово прорастают полевой шпат. Эгирин обычного вида, часто образует обильные пойкилитовые вростки в полевом шпате. Очень интересен неправильный четковидный прожилок кварца в шл. 696. Многие кристаллы эгирина выдаются своими концами из сиенита в кварц, а одно зерно целиком сидит в кварце. Из этого можно заключить, что постмагматическая гидротермальная деятельность следовала непосредственно вслед за кристаллизацией породы, даже без всякой остановки в росте эгириновых кристаллов.

## 2. Лаурвикиты

Лаурвикиты пользуются преимущественным развитием в бассейне рч. Джеконды, где они почти полностью слагают Джекондинский лакколит (голец Шаман) и соседние с ним небольшие лакколиты или штоки. В менее значительном развитии они встречаются в Томмотском лакколите и в некоторых участках северо-восточной части района. Макроскопически это обычно серые, иногда несколько розоватые породы с ясно выраженным трахитоидным расположением табличек полевого шпата и заметно повышенным содержанием цветных компонентов.



Под микроскопом отличительными признаками этих пород являются:

- 1) полное отсутствие плагиоклаза;
- 2) резко выраженная табличатая или пластинчатая форма кристаллов кали-натрового полевого шпата и их трахитоидное расположение;
- 3) полное отсутствие кварца и изредка присутствие ничтожного количества цеолитов;
- 4) повышенное содержание цветных компонентов (иногда до 40%);
- 5) отсутствие типичных щелочных цветных компонентов. Последние представлены эгириин-авгитом и обыкновенной роговой обманкой, иногда с примесью скудного биотита. Из аксессуарных довольно обильны сфен, апатит и титаномагнетит.

Кали-натровый полевой шпат представлен довольно свежим ортоклазом, реже микропертитом. Довольно часто зерна ортоклаза содержат пертитовые вроски лишь по периферии, причем их образование сопровождается слабой пелитизацией ортоклаза. Для полевого шпата исключительно характерна табличатая и пластинчатая формы кристаллов с отношением толщины к длине от 1 : 4 до 1 : 8, а иногда даже 1 : 10. В большинстве пород расположение табличек полевого шпата резко выражено трахитоидное. Обычно кристаллы в простых двойниках. Вдоль плоских сторон табличек и пластинок ограничения кристаллов очень ровные, прямолинейные, но на концах кристаллические ограничения отсутствуют и границы между соседними пластинками часто бывают зубчаты. В разрезах, примерно параллельных плоскости пластинок, последние имеют неправильно изометричные очертания, обычно с зубчатыми границами. Двойниковые швы в таких разрезах очень расплывчаты.

Альбит в полисинтетически сдвойникованных пластинках присутствует в небольшом количестве в некоторых породах.

Пироксен образует идиоморфные столбчатые кристаллы различного размера, обычно с недостаточно хорошо развитыми конечными гранями. При резко выраженной трахитоидной структуре столбики пироксена также ориентированы в одном направлении. Пироксен заметно зонален и представляет чередование бледнозеленоватых плеохроичных авгитовых зон с более интенсивно зелеными, заметно плеохроичными зонами эгириин-авгита. Иногда наблюдаются всего две зоны — внутренняя авгитовая и наружная эгириин-авгитовая. Чаще же чередование зон многократное, причем по ширине кристалла число зон обычно много меньше, чем по длине, где оно достигает иногда 12. Границы между зонами изредка достаточно резкие, чаще же от центра кристалла к периферии наблюдается совершенно постепенный переход от авгитовой зоны к эгириин-авгитовой и резкая граница при переходе от эгириин-авгитовой зоны к авгитовой. Иногда в середине кристалла эгириин-авгитовое вещество распределяется небольшими неправильными пятнами. Вдоль периферии весьма обычно реакционное замещение пироксена роговой обманкой.

Обыкновенная роговая обманка пользуется в этих породах очень большим распространением. Обычно она располагается вокруг пироксеновых столбиков, отчасти замещая их, отчасти обрастая. Роговообманковая кайма весьма неправильна, часто прерывиста, ширина ее неравномерна, наружные контуры извилисты, иногда лапчатые, резко ксеноморфны даже по отношению к ортоклазу. Там, где роговая обманка встречается самостоятельно, а не в качестве каймы вокруг пироксена, она или выполняет угловатые промежутки между полевыми шпатами, или образует более либо менее крупные ксеноморфные зерна, в которые кристаллы полевых шпатов заходят своими концами, врастают, пересекают и пр. Некоторые зерна бывают настолько переполнены вросками полевых шпатов (а также пироксена и магнетита), что приобретают скелетные формы, достигая притом иногда 3.5 мм в длину. Местами можно наблюдать частичное или полное обрастание роговой обманкой зерен магнетита и очень редко — сфена.

Роговая обманка плеохроирует от довольно светлого буровато-зеленого или зеленовато-желтого до густозеленого, иногда даже синевато-зеленого.

В некоторых образцах встречается совершенно ничтожное количество мелких неправильных листочков биотита, плеохроирующего от коричневатого-желтого до зеленовато-бурого.

Зерна сфена и титаномагнетита очень обильны. Сфен обычно образует неправильные, часто довольно крупные зерна. Характерны неровные, иногда как бы лапчатые или разъединенные очертания, ксеноморфные по отношению к другим минералам. Местами в сфене можно наблюдать небольшие пойкилитовые вросстки апатита, титаномагнетита, пироксена и даже полевого шпата. Титаномагнетит образует округлые или с неправильными очертаниями зерна, вокруг которых иногда замечается очень тонкая каемка мельчайших кристалликов сфена, часто также неправильная каемка зеленой или синевато-зеленой роговой обманки и в одном случае биотита. Призмочки апатита обычны.

В единичных шлифах содержится ничтожное количество слабо интерферирующего, почти изотропного цеолита.

### 3. Пуласкиты

Пуласкиты пользуются очень большим распространением в Томмотском щелочном лакколите, где они слагают главную его массу. Не очень большой шток пуласкита имеется в составе Ыллымахского лакколита. Подчиненным развитием они пользуются в составе Якокутского лакколита, в Джекондинском р-не и на северо-востоке.

По минералогическому составу они довольно близки к лаурвикитам и характеризуются отсутствием плагиоклаза при отсутствии в то же время щелочных цветных компонентов. Различие проявляется в пониженном содержании цветных компонентов в пуласкитах и в их характере: роговая обманка в большинстве шлифов отсутствует совершенно, изредка встречается ничтожное ее количество. Цветные компоненты представлены авгитом часто с каемкой эгирип-авгита и биотитом, реже встречаются один авгит или один биотит. В наиболее щелочных разностях присутствует небольшое количество цеолита, в некоторых породах Ыллымахского лакколита исчезающе малое количество кварца. Из аксессуарных встречается довольно много магнетита, сфен и немного апатита.

Кали-натровый полевой шпат представлен крупными (от 2 до 8 мм длиной) табличатыми или призматическими кристаллами весьма характерного пятнистого микропертита. Обильные вросстки альбита распределяются неправильными пятнышками, и так как все они полисинтетически сдвойничованы, то в скрещенных николях, благодаря более яркой интерференционной окраске альбита, иногда создается впечатление призматических альбитовых кристаллов с многочисленными пятнистыми антипертитовыми вростками ортоклаза. Без николей же видно, что на самом деле альбит образует вросстки в ортоклазе. Кристаллы микропертита располагаются резко трахитоидно. Характер и количество пертитовых вростков показывают, что это не пертит распада, а пертит метасоматического замещения. В некоторых шлифах метасоматическая альбитизация отсутствует или почти отсутствует. В них ортоклаз пертитизирован значительно меньше, пертитовые вросстки преимущественно жилковатые, без двойниковой структуры, располагаются преимущественно по периферии полевошпатовых кристаллов. Иногда самая середина кристаллов совершенно не затронута пертитизацией, а вместе с тем и пелитизацией.

Пироксен представлен идиоморфными столбиками бледнозеленого неплеохроичного авгита, но часто вдоль периферии замечается узкая более интенсивно окрашенная каемка заметно плеохроичного эгирип-авгита.

Биотит присутствует в подчиненном по сравнению с пироксеном количестве. Плеохроирует от светлого коричневатого-желтого до зеленовато-

бурого, иногда довольно густого. В несколько более щелочном обр. 348 биотит плеохроирует от оранжево-желтого до непрозрачного зеленовато-бурого. Ксеноморфен по отношению к другим окрашенным минералам, а местами даже по отношению к полевоому шпату. Довольно часто включает вросстки пироксена, магнетита, апатита.

Зерна сфена, титаномагнетита (с каемкой мелких зернышек сфена) и призмочки апатита довольно обильны.

Породы 348, 1534 и 247 представляют отклонения в сторону несколько повышенной щелочности, что выражается в присутствии между кристаллами полевых шпатов небольшого количества буроватого агрегата цеолитов с темносерой интерференционной окраской. В породе 247 повышенная щелочность отражается также на характере пироксена, который в середине сложен эгириин-авгитом, по периферии чистым эгирином.

В семи образцах биотит совершенно отсутствует. Эти породы отличаются меньшими размерами полевошпатовых кристаллов, менее резко выраженной трахитоидной структурой и присутствием в некоторых шлифах ничтожного количества роговой обманки. В двух шлифах, наоборот, отсутствует пироксен, и единственными цветными минералами являются небольшое количество листочков бурого биотита и зернышек магнетита. В семи образцах цветные компоненты вообще отсутствуют, акцессоры представлены небольшим количеством зернышек магнетита, иногда сфена и единичными зернами циркона. В этой разновидности иногда присутствуют листочки белой слюды.

Несколько разнятся по структуре пуласкиты из Ыльмахского лакколита. Они обладают аллотриоморфно зернистой, обычно порфировидной структурой и состоят из микропертита и весьма подчиненного количества авгита или эгириин-авгита. Пертитовые вросстки весьма обильные, преимущественно жилковатые (пертит распадается). Из акцессориев в небольшом количестве присутствуют сфен и магнетит. В некоторых шлифах имеется очень небольшое количество роговой обманки, биотита, апатита.

Таблица 7

Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца						
	159	50	89	146	107	75	28
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.44	61.94	59.11	58.90	58.03	42.32	54.03
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.23	0.23	0.36	0.51	0.63	0.38	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.07	18.82	19.75	16.23	17.58	5.12	17.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.90	2.18	2.23	3.13	2.36	3.59	7.68
FeO . . . . .	0.72	0.65	1.63	2.55	2.45	6.39	0.44
MnO . . . . .	0.06	0.14	0.09	0.09	0.10	0.16	0.14
MgO . . . . .	1.28	0.18	0.71	1.90	2.40	29.97	2.51
CaO . . . . .	1.79	2.31	2.76	3.34	3.77	5.41	1.77
Na <sub>2</sub> O . . . . .	6.39	5.01	3.67	3.77	4.34	0.78	1.32
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.28	7.63	7.92	8.67	7.31	2.89	11.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.13	—	—	—	—	—	—
BaO . . . . .	0.13	—	—	—	—	—	—
П. п. прок. . . . .	0.31	0.87	1.15	0.63	—	2.52	1.27
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	0.10	0.32	0.14	0.01	—	0.11	0.50
	99.83	100.28	99.52	99.73	98.97	99.64	99.50

Обр. 159 — пуласкит. Алданский р-н, Ыльмахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 50 — меланитовый сиенит. Алданский р-н, Якутский лакколит, правый борт кл. Беспризорного, голец Ефимыч. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ М. П. Васильевой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 89 — роговообманково-меланитовый сиенит-порфир. Алданский р-н, Якутский лакколит, водораздел кл. Узкого и Перевального. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Е. Н. Егоровой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 146 — щелочной сиенит-порфир (лаурвикит). В.-Амгинский р-н, гора Джангылах. Сборы В.-Амгинской экспедиции Якутзолото.

Обр. 107 — щелочной авгитовый сиенит-порфир. Алданский р-н, Томмотский лакколит. Сборы В. Н. Зверева, 1925 (1931, 33).

Обр. 75 — биотитовый перидотит-порфирит. Алданский р-н, Якокутский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Р. П. Ильницкого (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 28 — биотитовый псевдолейцитовый порфир. Алданский р-н, верховья рч. Куранаха, Рудная гора. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Н. К. Сироткиной (ЦНИГРИ), 1937.

Таблица 8

Нормативный минералогический состав пород Алданского р-на

Минералы	№ образца						
	159	50	89	146	107	75	28
Кварц . . . . .	2.90	—	0.16	—	—	—	—
Корунд . . . . .	—	—	0.12	—	—	—	—
Ортоклаз . . . . .	31.40	45.48	47.64	51.67	43.63	9.53	68.44
Альбит . . . . .	54.36	41.76	31.59	24.54	27.96	—	5.60
Цельзиан . . . . .	0.30	—	—	—	—	—	—
Анортит . . . . .	2.10	6.37	13.96	1.82	6.99	2.01	8.94
Калиофилит . . . . .	—	—	—	—	—	4.56	—
Нефелин . . . . .	—	0.56	—	4.13	4.94	3.69	3.15
SAL . . . . .	91.06	94.17	93.47	82.16	83.52	19.79	86.13
Диопсид . . . . .	4.66	0.98	—	9.44	7.62	18.39	—
Геденбергит . . . . .	—	—	—	2.47	1.88	1.82	—
Mg-гиперстен . . . . .	1.04	—	1.80	—	—	—	—
Fe-гиперстен . . . . .	—	—	0.75	—	—	—	—
Волластонит . . . . .	—	1.64	—	—	—	—	—
Форстерит . . . . .	—	—	—	0.29	1.75	47.92	4.43
Фаялит . . . . .	—	—	—	0.08	0.56	5.97	—
Магнетит . . . . .	1.84	1.89	3.28	4.58	3.46	5.37	—
Ильменит . . . . .	0.45	0.44	0.70	0.98	1.21	0.71	1.25
Гематит . . . . .	0.64	0.88	—	—	—	—	7.86
Рутил . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.26
Сфен . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.02
Апатит . . . . .	0.31	—	—	—	—	—	—
FEM . . . . .	8.94	5.83	6.53	17.84	16.48	80.21	13.87
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

В табл. 7 и 8 приведен химический состав пуласкита (обр. 159) из Ыллымахского лакколита и пересчет его на нормативный состав. По составу это типичный пуласкит, довольно близкий к среднему пуласкиту (по Дэли), но особенно близкий к пуласкиту из Монтаны, США. Как и вообще для пуласкитов, характерно некоторое преобладание натрия над калием, несмотря на отсутствие таких натровых минералов, как плагиоклазы, нефелин или эгирин. В норме это отражается заметным преобладанием альбита над ортоклазом.

4. Пуласкит-порфиры

Эти породы распространены преимущественно вблизи долины Алдана в районе устья рч. Селитдара, где они выходят среди юрских песчаников и верхних горизонтов кембрийских известняков совместно с другими щелочными породами. Судя по их характеру и условиям нахождения, можно предполагать, что они представляют апикальные части штоков пуласкитов.

Под микроскопом это весьма характерные породы, содержащие в микролитовой или ортофировой существенно ортоклазовой основной массе некрупные порфировые выделения цветных минералов, преимущественно пироксена, часто совместно с биотитом. Изредка на ряду с ними присутствует небольшое количество роговой обманки. Среди этих пород можно выделять две разновидности:

1) в порфировых выделениях присутствуют только цветные минералы (10 шлифов);

2) в порфировых выделениях на ряду с цветными минералами содержится некоторое количество полевых шпатов (7 шлифов).

Пироксен представлен столбиками светлозеленого пеплеохроичного авгита. Столбики то хуже, то лучше образованы, размер их очень разнообразный — от 0.1 до 1.0 мм длиной, вследствие чего между вкрапленниками и основной массой резкой границы провести нельзя. Большинство зерен заметно зонально: периферия окрашена более интенсивно и представлена авгитом, по направлению к центру окраска делается более бледной при одновременном уменьшении угла угасания. В некоторых кристаллах самая середина сложена бесцветным диопсидом. Более бледные зоны обладают заметно большей величиной двупреломления. Часто зональность очень резкая. Иногда наблюдается многократная зональность. В некоторых зернах распределение окраски пятнистое. Единичные зерна обнаруживают обратную зональность — в середине зеленый авгит, по периферии бесцветный диопсид.

Биотит присутствует неизменно в виде довольно многочисленных, но небольших, очень неправильных, часто с рваными краями листочков, плеохроирующих от светложелтого, почти бесцветного, до коричневого, буровато-коричневого, изредка зеленовато-коричневого. В последнем случае зеленоватый оттенок в окраске распределяется неправильными пятнами. Иногда биотит бывает окружен прерывистой каемкой мелких зернышек магнетита и пироксена. В редких породах биотит почти отсутствует, в единичных шлифах является почти единственным цветным минералом.

В породах 1741 и 1757 листочки биотита и столбики пироксена пойкилитово вырастают в некоторые вкрапленники кали-натрового полевого шпата, тогда как другие вкрапленники совершенно от них свободны. Характер вростков не позволяет с достоверностью судить, являются ли они типичными пойкилитовыми вростками, возникшими в процессе кристаллизации породы, или образовались в полевом шпате в результате некоторого контактового метаморфизма. В некоторых породах интересны структурные соотношения между биотитом и роговой обманкой: разнообразно ориентированные чешуйки биотита окружают по периферии некоторые зерна роговой обманки с неправильными, рваными очертаниями. Достоверных указаний на замещение роговой обманки биотитом не имеется.

Роговая обманка в 8 шлифах из 17 отсутствует совершенно. В большинстве шлифов, где она присутствует, она заметно опадитизирована и ресорбирована. Большинство зерен ее переполнено мелкими зернышками магнетита, контуры зерен неправильны, разъедены. Часто вокруг роговой обманки наблюдается оторочка мелких зернышек пироксена. В некоторых шлифах, как отмечено выше, сильно разъеденные зерна роговой обманки окружены листочками биотита, обычно совместно с мелкими зернышками магнетита и пироксена. Лишь в шл. 123 редкие, но довольно крупные кристаллы роговой обманки сохраняют правильные очертания и не несут признаков ресорбции. В шл. 1766 интересно соотношение роговой обманки с пироксеном: один пироксеновый вкрапленник окружен реакционной каймой роговой обманки, которая заметно ресорбирована и окружена зернышками магнетита. Это говорит о том, что замещение пироксена роговой обманкой является в данном случае магматическим, но не постмагматическим.

Кали-натровый полевой шпат дает во вкрапленниках четырехугольные или полигональные разрезы, обычно с сильно округленными углами. Измерения в шл. 1762 (табл. 17) определяют его как аноклаз. Изредка он образует простые или полисинтетические двойники. В середине кристаллы обычно очень свежие, по периферии то широкая, то очень узкая каемка пелитизирована и тонко пергитизирована.

Плагиоклаз (кислый олигоклаз) встречается редко, образуя или небольшие неправильные ядрышки в середине зерен аноклаза или небольшие самостоятельные полисинтетически сдвойникованные зерна.

Основная масса состоит существенно из калиевого полевого шпата. То она микрозернистая, приближающаяся к ортофировой, то микролитовая с беспорядочным или неясно выраженным субпараллельным расположением лейст. Между ними существуют всевозможные переходы. Обычно в очень небольшом количестве присутствуют ксеноморфные зернышки кварца, иногда несколько более крупные, чем зерна полевого шпата. Столбики авгита, призмочки апатита, зерна сфена и магнетита в основной массе весьма обычны. В шл. 1742 присутствует сдвойникованное зерно ортита 0.4 мм длиной, плеохроирующее в бурых тонах. Многие зерна акцессоров выделяются по своим размерам из основной массы, представляя переход к вкрапленникам. Общее количество цветных минералов в основной массе невелико, лишь изредка увеличиваясь до 15—20% за счет мелких столбиков нироксена и зернышек магнетита. Частое расположение их сильно удлинненными кучками, то сравнительно тесными, то разбросанными, делает вероятным предположение, что некоторая часть из них образовалась в результате переплавления роговой обманки и, может быть, биотита.

### 5. Меланитсодержащие сиениты и сиенит-порфиры

Встречены только в двух участках — на северо-востоке района (водораздел рч. Онье и Элькона) и в составе Якутского щелочного лакколита, в бассейне кл. Дикого и Беспризорного. По составу они иногда довольно близки к описанным выше пуласкитам, но геологически играют, повидимому, иную роль. Образец 85 представляет модификацию авгитового щелочноземельного сиенита вокруг включенного в нем ксенолита псевдолейцитовой породы, но под микроскопом не отличим от других меланитсодержащих сиенитов, слагающих самостоятельные тела. Это наблюдение, в связи с условиями нахождения рассматриваемых пород (всегда вблизи мест прорыва авгитовых щелочноземельных сиенитов через богатые эгирином псевдолейцитовые породы), позволяет высказать предположение, что меланитсодержащие сиениты образовались в результате ассимиляции щелочноземельной магмой богатых эгирином пород.

Макроскопически это пепельно-серые или мышиного цвета порфировидные породы, содержащие в мелко- или тонкозернистой основной массе обычно очень обильные таблочки темносерого полевого шпата. При увеличении количества таких порфировых выделений они приобретают тенденцию к трахитоидному расположению, и породы по своей структуре приближаются к описанным выше пуласкитам. В некоторых разновидностях порфировидные выделения полевого шпата достигают размеров  $2 \times 5 \times 8$  см.

Под микроскопом эти породы состоят существенно из кали-натрового полевого шпата, иногда с небольшой примесью кислого плагиоклаза, меланита, эгирин-авгита, часто замещаемого густозеленой, резко плеохроичной роговой обманкой, подчиненного количества биотита, сфена, титаномагнетита или магнетита, апатита, небольшого количества цеолитов, иногда также с ничтожной примесью флюорита, циркона, канкринита, кальцита. Структура обычно порфировидная.

Кали-натровый полевой шпат представлен ортоклазом или микропертитом. Образует или неправильные или лейстообразные зерна,

последние обычно в простых двойниках, и местами обнаруживает неясно трахитоидное расположение. В большинстве пород присутствуют порфирировидные выделения полевого шпата, иногда очень крупные. В некоторых породах они включают пойкилитовые вроски небольших лейстообразных кристалликов кислого плагиоклаза или альбита. Крупные порфирировидные выделения кали-натрового полевого шпата по периферии часто проявляют ксеноморфизм по отношению к минералам основной массы.

Кислый плагноклаз присутствует в некоторых образцах в форме некрупных, полисинтетически сдвойникованных табличек или удлиненных кристаллов. Обычно несколько зонален.

Цеоциты в небольшом количестве присутствуют во всех породах. Обычно они представляют буроватый, слабо интерферирующий, реже совершенно изотропный мелкозернистый агрегат. В большинстве случаев они выполняют угловатые промежутки между полевыми шпатами, иногда развивается в плагиоклазах. В шл. 85 они вместе с очень небольшим количеством листочков белой слюды слагают неправильно округлые участки.

Эгириин-авгит образует столбчатые кристаллики разнообразного размера. Середина выполнена бледнозеленоватым авгитом, периферия сложена зеленым эгириин-авгитом, в единичных шлифах — яркозеленым эгирином. Во многих шлифах эгириин-авгит сохранился лишь очень небольшими участочками в середине зерен, почти целиком замещенных роговой обманкой.

Роговая обманка весьма густо окрашена. Плеохроирует от довольно светлого буровато-зеленого до густозеленого, часто с небольшим синеватым оттенком (табл. 17, шл. 89). Повидимому, это сильно железистая, богатая щелочами роговая обманка. В шл. 85, 89, 90 она почти полностью замещает эгириин-авгит и, кроме того, обычно образует многочисленные самостоятельные зерна, то неправильные, то приближающиеся к столбчатой форме.

Меланит образует бурые, иногда желто-бурые до красновато-бурых зерна самой различной формы и размера. Это то очень идиоморфные крупные кристаллы, то неправильные, разорванные, ксеноморфные зерна, то мелкие округлые зерна, кучки зерен, зернистого сложения прожилки в полевых шпатах и пр. Иногда лапчатыми формами развивается между полевыми шпатами.

Биотит с плеохроизмом от бледножелтого до густого буровато-зеленого присутствует в подчиненном количестве в некоторых породах в форме мелких неправильных листочков.

Сфен, титаномagnetит и апатит обычны в большинстве пород.

Флюорит, циркон, канкринит, кальцит образуют небольшую примесь в шл. 89.

В табл. 7 и 8 приведены химические анализы и их пересчет на нормативный минералогический состав для двух меланитсодержащих сиенитов — обр. 50 и 89. Первый относится к весьма лейкократовой породе, состоящей в основном из микропертита и меланита, лишь с очень небольшой примесью эгириин-авгита и акцессоров. Второй относится к породе, содержащей некоторое количество кислого плагиоклаза и довольно богатой эгириин-авгитом роговой обманкой и акцессорами. Порода 50 довольно близка к пуласкиту из Бллымахского лакколита и очень близка к среднему пуласкиту, по Дэли, отличаясь лишь некоторым преобладанием калия над натрием. В нормативном составе это находит свое отражение в преобладании, хотя и нерезком, ортоклаза над альбитом. Порода слегка недосыщена кремнекислотой (0.56% нормативного нефелина). Характерно одновременное присутствие в порце волластонита и гематита, входящих в состав меланита. Порода 89 отличается пониженным содержанием кремнекислоты и щелочей (за счет натрия), в остальном близка к породе 50. В нормативном составе можно отметить слабую пересыщенность кремнекислотой и глиноземом.

заметное преобладание ортоклаза над альбитом, довольно высокое содержание анортита. Несмотря на присутствие в породе меланита, нормативные волластонит и гематит отсутствуют. Пересыщенность глиноземом при эгип-авгитовом характере пироксена также непонятна. Количество нормативных феррических минералов ниже, чем можно предполагать по количеству цветных минералов в шлифе. Возможно, что нормативный корунд и часть анортита должны быть отнесены за счет роговой обманки, но не исключена возможность некоторой неточности анализа.

В тех же табл. 7 и 8 приведены химический и нормативный минералогический состав двух щелочных сиенитов из Алданского (Томмотский лакколлит) и Верхне-Амгинского р-нов (обр. 146 и 107). Обе породы отличаются несколько пониженным содержанием кремнекислоты и глинозема и повышенным содержанием остальных компонентов, что находит свое отражение в их некоторой недосыщенности кремнекислотой (4—5% нормативного нефелина) и высоком содержании феррических минералов (около 17%). По составу они более всего приближаются к лаурвикитам.

---



## Глава 8

### ДАЙКОВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

В этой главе рассматриваются щелочные породы, отвечающие по составу описанным выше породам, но образующие хорошо выраженные дайковые формации и отличающиеся в связи с этим резко выраженной порфировой структурой. Дайки, связанные с первичными лакколитами, уже были охарактеризованы в соответствующей главе. В настоящей главе сначала описываются ультраосновные породы, потом породы, недосыщенные кремнекислотой от более ранних к более поздним стадиям дифференциации, породы недосыщенные глиноземом и, наконец, породы насыщенные.

#### 1. Перидотит-порфириты и пироксенит-порфириты

Эти породы встречены исключительно в кровле Якутского щелочного лакколита, где они образуют на южном водоразделе кл. Дикого (голец Юрский) многочисленные дайки северо-восточного простирания в кембрийских известняках и юрских песчаниках. В этом же участке, чередуясь с дайками перидотит-порфиритов, развиты дайки псевдолейцитовых тингуаитов, обладающие северо-западным простиранием. Возрастные соотношения между теми и другими дайками не выяснены. Точно так же неясно отношение этих даек к породам самого лакколита. Штоки авгитовых сиенитов, прорывающие лакколит псевдолейцитовых пород, заведомо моложе перидотитовых даек: в контактовой зоне сиенитов породы даек сильно метаморфизованы. Местами наблюдается пересечение перидотитовых даек мелкими прожилками аплита и эгиринового гранита.

Преобладающими породами в рассматриваемой группе являются биотитовые перидотит-порфириты. В некоторых участках тех же самых даек (повидимому, в более верхних их горизонтах, но достоверно это не установлено) количество оливина сильно уменьшается за счет увеличения количества пироксена, и породы постепенно переходят в пироксенит-порфириты. Последние в отдельных, очень небольших участках обогащаются бесцветными компонентами и переходят в шонкинит-порфириты. По геологически это одна группа пород, так как все эти изменения состава происходят иногда в пределах одной дайки.

Макроскопически они представляют черные или синеваато-черные, тяжелые, исключительно вязкие породы, в которых хорошо различимы порфировые выделения черного же оливина и яркозеленого диопсида. Вкрапленники диопсида особенно рельефно выступают на выветрелой поверхности в виде хорошо образованных кристаллов.

Под микроскопом породы обнаруживают заметную степень изменения их контактово-метаморфическими процессами, так как известные их выходы расположены вблизи штоков более поздних авгитовых сиенитов. Наименее измененными представляются породы 75 и 358 г. Они, обладая весьма резко выраженной порфировой структурой, состоят существенно из оливина,

пироксена и биотита, с подчиненным количеством мелкочешуйчатого слюдястого мезостазиса, рудного минерала, апатита. В шл. 75 содержится, кроме того, ряд вторичных, контактово-метаморфических минералов. Количественный минералогический состав, определенный для шл. 358 г, таков (в объемн. %):

Оливин . . . . .	20.3
Пироксен . . . . .	17.1
Биотит . . . . .	29.7
Мезостазис . . . . .	32.9

**О л и в и н**, судя по рельефу и характеру вторичных изменений, близок к форстериту (табл. 17, шл. 75 и 358 г). Образует многочисленные крупные порфировые выделения порядка 0.8—1.6 мм в шл. 358 г и до  $2.9 \times 6.3$  мм в шл. 75. Иногда оливин дает шестигранные разрезы, чаще же изометричные, неправильно округлые. Изредка зерна сильно вытянуты, приближаясь к призматическому облику. Оливин бесцветный, пересечен многочисленными неправильными трещинами, по которым происходит слабая серпентинизация с выделением значительного количества мелких рудных зерен. В большей степени такое замещение оливина происходит по периферии зерен, в связи с чем почти все зерна окаймлены черной рудной оторочкой. Под влиянием контактового метаморфизма оливин замещается лучистым агрегатом тремолита. Замещение начинается по периферии и вдоль рассекающих оливин трещин, откуда длинные иглы тремолита далеко врастают в оливиновое вещество. В сильно метаморфизованных породах оливин целиком замещен лучистым агрегатом тремолита.

**П и р о к с е н** представлен обильными идиоморфными столбиками слабозеленоватого диопсида (табл. 17, шл. 75 и 358 г), значительно более мелкими, чем зерна оливина. Размеры их изменяются от весьма мелких в основной массе до 0.6—1.2 мм в поперечнике во вкрапленниках, в связи с чем резкой границы между вкрапленниками и зернами основной массы нет. В перидотит-порфиритах пироксен играет подчиненную роль, в пироксенит-порфиритах резко преобладает над оливином. В отдельных небольших участках шлифов столбики пироксена имеют по периферии узкую зеленую кайму, довольно интенсивно окрашенную и с заметным плеохроизмом. Почти прямое угасание и отрицательное удлинение говорят о том, что это эгириин. В контактово-метаморфизованных породах пироксен обладает несколько более интенсивной зеленой окраской, а при сильной степени метаморфизма замещается агрегатом бледно окрашенной буровато-зеленоватой слюды и тремолита.

**Б и о т и т** обладает весьма светлой окраской, плеохроирует от светло-оранжевого, иногда почти бесцветного до светлого буровато-зеленого. Судя по окраске, близок к флогопиту (табл. 17, шл. 75 и 358 г.). Образует многочисленные, чаще неправильные, реже хорошо ограниченные шестигульные таблички. Иногда идиоморфные столбики пироксена врастают в биотит.

**Р у д н ы е з е р н а** и призмочки **а п а т и т а** обычны.

**М е з о с т а з и с** представляет мелкочешуйчатый агрегат зеленоватых слюдястых минералов, возможно являющихся продуктом изменения стекловатого базиса. Иногда присутствует небольшое количество **к а л ь ц и т а**. В перидотит-порфиритах изредка, в пироксенит-порфиритах часто в отдельных участках шлифа среди слюдястого мезостазиса появляется **о р т о к л а з** или **м и к р о к л и н** (табл. 17, шл. 13 и 75), иногда с очень тонким неправильно полисинтетическим двойникованием. Совершенно неправильные участки полевого шпата в одинаковой оптической ориентировке бывают рассеяны среди слюдястого агрегата, который иногда рассекает их прожилками с образованием петельчатой структуры. В некоторых образцах, переходных к шонкинит-порфиритам, создаются крупные участки шонкинитового характера: в крупные неправильные зерна полевого шпата пойкилитово врастают многочисленные кристаллы пироксена и биотита. В некото-

рых контактово-метаморфизованных породах появляется небольшое количество полисинтетически сдвойникового альбита.

Наиболее сильно метаморфизованные породы, взятые из тех же даек в непосредственном контакте с прожилками гранита, представляют пироксеново-слюдистые роговики, сложенные короткими столбиками зеленоватого пироксена и хорошо образованными листочками буровато-зеленой, не очень густо окрашенной слюды. В очень небольшом количестве присутствуют ксеноморфные зерна альбита и кальцита и мелкие рудные зернышки.

В табл. 7 и 8 приведен химический состав биотитового перидотит-порфирита обр. 75 и его пересчет на порму. Прежде всего бросается в глаза весьма низкое содержание кремнекислоты и глинозема, умеренное содержание железа и кальция, исключительно высокое содержание магния и довольно высокое для ультраосновной породы содержание щелочей, особенно калия. Если сравнивать рассматриваемую породу в отношении состава с перидотитами, по Дэли, то ближе всего она подходит к амфиболовому перидотиту среднего состава, отличаясь лишь заметно повышенным содержанием калия. От слюдяных перидотитов рассматриваемая порода разнится очень заметно: в ней резко повышено содержание кремнекислоты и магния и понижено содержание глинозема, железа и щелочей. Все перидотиты, обладающие более высоким содержанием щелочей, чем данная порода, обладают заметно пониженным содержанием магния.

В нормативном минералогическом составе калиофилит, значительная часть нефелина и ортоклаза и некоторое количество оливина должны быть отнесены за счет биотита. Поэтому количество калиевых минералов в норме (около 20%) значительно превышает фактическое их наличие в породе. Состав нормативного оливина отвечает формуле  $Fe_{0.8}Ca_{1.1}$ , что хорошо согласуется с наблюдениями в шлифах.

## 2. Пироксеновые псевдолейцитовые порфиры

Среди дайковых порфировых псевдолейцитовых пород представлены чрезвычайно различные члены одного ряда дифференциации, начиная от наиболее ранних стадий дифференциации (уже описанные псевдолейцититы) вплоть до самых конечных стадий (псевдолейцитовые и цеолитовые тигуаиты). В то время как породы ранних стадий связаны, повидимому, с первичными лакколитами, породы более поздних стадий дифференциации связаны со штоками псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов, интрузирующими первичные лакколиты. Между псевдолейцититами и пироксеновыми псевдолейцитовыми порфирами (средние стадии дифференциации) в известных нам породах существует разрыв, от пироксеновых же порфиров прослеживаются почти непрерывные переходы вплоть до конечных продуктов дифференциации.

Пироксеновые псевдолейцитовые порфиры встречены лишь в бассейне рч. Джеконды, где они слагают несколько даек. Более богатые пироксеном разности представляют макроскопически резко порфировые породы, содержащие в серовато-зеленой тонкозернистой основной массе обильные порфировые выделения прекрасно образованных темнозеленых столбиков пироксена и не очень обильные, также хорошо образованные кристаллы белого псевдолейцита. Последние распределены в породе очень неравномерно и в некоторых образцах из тех же даек отсутствуют. По кл. Перебуторному встречена порода, более богатая биотитом. Макроскопически это буровато-серая сильно слюдястая порода, похожая на метаморфический слюдяной сланец, в которой неясно различимы довольно скудные выделения псевдолейцита и пироксена.

Под микроскопом это резко порфировые породы, содержащие во вкраплениях редкие, различного размера выделения псевдолейцита, обильные столбики прекрасно образованного пироксена, скудные листочки биотита и довольно крупные зерна магнетита. Основная масса существенно орто-

клавовая, неясно микролитовая, с заметной примесью мелких листочков биотита, столбиков пироксена и зернышек магнетита.

Псевдолейциты выполнены ортоклазом и нефелином, то в неправильных зернах, иногда в секториальном прорастании друг с другом то в тонких граюфировых сростках, дающих сферолитового характера пучки, нарастающие от контуров кристалла внутрь. Нередко периферия псевдолейцитов сложена такими пучками, середина — зернистым агрегатом ортоклаза и нефелина. Нефелин в очень сильной степени замещен мелкочешуйчатым агрегатом серицита. В одном шлифе внутри псевдолейцитов встречаются крупные зерна слабо интерферирующего анальцима.

Пироксен представлен прекрасно ограниченными столбиками, от 0.15 до 1.00 мм в поперечнике и до 6 мм в длину, бледнозеленого плеохроичного авгита. В породе, богатой биотитом, по периферии пироксена местами заметна очень узкая, более зеленая каемка эгирин-авгита с угасанием, близким к прямому. В породах, богатых пироксеном, эта каемка отсутствует. В большинстве шлифов в пироксене наблюдаются довольно обильные неправильные включения стекла.

Биотит то скудный, то несколько более обильный, образует таблички, плеохроирующие от бледножелтого до коричневого. Некоторые таблички хорошо образованы, другие обнаруживают оплавленные и иногда сильно ресорбированные (с многочисленными втеками основной массы) контуры. Часто по периферии находится узкая более железистая каемка, плеохроирующая до густобурого, иногда непрозрачного. Такая же каемка образуется в биотите вокруг зерен магнетита.

Оливин образует небольшое количество мелких зерен, обычно с выделением бурого железистого вещества по трещинам и вдоль периферии.

Магнетит образует многочисленные неправильно изометричные зерна, достигающие 1 мм в поперечнике. Нередко собирается кучками совместно с биотитом или обрастает по периферии мелкими листочками последнего.

Основная масса с неясной, повидимому, тонкозернистой структурой сложена агрегатом ортоклаза, среди которой выдаются более или менее обильные его лейсты, обычно в простых двойниках. Расположение лейст чаще беспорядочное, изредка трахитоидное. Местами в интерстициях присутствует ничтожное количество цеолита. Мелкие листочки биотита, иногда чрезвычайно тонкие и длинные, столбики и иголки пироксена и зернышки магнетита в изобилии рассеяны на фоне ортоклаза. В пироксене хорошо выражена эгирин-авгитовая периферическая каемка. Некоторые мелкие иголки пироксена целиком сложены эгирин-авгитом.

### 3. Биотитовые псевдолейцитовые порфиры

Эти породы образуют редкие дайки, залегающие или в кровле Якокутского лакколита среди юрских песчаников или довольно далеко в стороне от него среди кварцсодержащих порфиров пластовых интрузий (верховья рч. Куранаха, Рудная гора). Макроскопически это порфиры (пятнистые) породы, содержащие в серой или черно-серой мелкозернистой основной массе многочисленные серые или белые, округлые и неправильно полигональные выделения (пятна) псевдолейцита.

Под микроскопом породы обладают порфировой структурой (пятнистой текстурой): неправильно полигональные или овальные пятна псевдолейцита разделены неширокими извивающимися полосами довольно меланократового состава, сложенными существенно ортоклазом и биотитом, с очень подчиненным количеством нефелина и эгирина.

Псевдолейциты имеют в поперечнике от 2 до 5 мм. Выполнены

преимущественно неправильными, часто удлинёнными зёрнами ортоклаза, несколько пелитизированного. В ортоклазе довольно много удлинённых вростков, повидимому, нефелина, полностью замещённого мелкочешуйчатым агрегатом серицита, часто с примесью буроватого цеолита. В пл. 28 присутствуют, кроме того, более крупные листочки и целые скопления белой слюды, образовавшиеся, повидимому, независимо от вростков нефелина. В пл. 80 псевдоморфозы по нефелину, помимо вростков в ортоклазе, образуют самостоятельные изометричные зёрна, местами проявляющие тенденцию к расположению определёнными зонами внутри псевдолейцита. Иногда в псевдолейцитах наблюдаются скопления сфена и выделения кальцита, замещающего нефелин и реже ортоклаз. Сфен также располагается зонами вместе с нефелином. Изредка обнаруживаются случайные листочки биотита и иголки бледно окрашенного эгирина.

Основная масса состоит из таких же, но несколько более мелких зёрен ортоклаза, к которым присоединяется большое количество табличек биотита. Резкой границы между основной массой и псевдолейцитами нет, она определяется, главным образом, развитием биотитовых табличек. Серицитовые псевдоморфозы по нефелину либо редки (обр. 28), либо довольно обычны. Таблички биотита небольшие, но относительно толстые, часто хорошо образованные шестигранные, иногда неправильные. Плеохроируют от светложёлтого до серовато-бурого. По периферии обычно тонкая темная, почти непрозрачная железистая каемка. Общее количество биотита в основной массе от 25 до 40%.

В подчинённом количестве в основной массе присутствуют мелкие неправильные игольчатые кристаллики бледно окрашенного эгирина. В отдельных участках основной массы обычны призмочки апатита.

В табл. 7 и 8 приведен химический и нормативный минералогический состав биотитового псевдолейцитового порфира обр. 28. На состав породы заметное влияние оказали постмагматические изменения, главным образом развитие мусковита и серицита. Судя по характеру изменений и химизму породы, можно полагать, что постмагматические изменения привели к увеличению количества глинозема, окисного железа и калия и к уменьшению закисного железа и натрия. Внося поправку на эти изменения, породу можно назвать биотитовым тингуаитом. В нормативном составе характерно преобладание ортоклаза, небольшая роль альбита и нефелина. Довольно высокое содержание анортита обусловлено одновременным присутствием в породе постмагматических кальцита и мусковита. Некоторая часть ортоклаза, форстерит и значительная часть гематита должны быть отнесены за счет биотита. В частности, высокое содержание нормативного гематита обусловлено, вероятно, окислением железа в лепидомелановой оторочке биотита.

#### 4. Псевдолейцитовые тингуаиты

Образуют многочисленные дайки в кровле Якокутского лакколита среди юрских песчаников. Мощность даек обычно близка к 3—5 м, простирание хорошо выдержанное северо-западное. Единичные дайки встречены вблизи Томмотского лакколита, в верховьях кл. Чулковского. Не очень обильные дайки псевдолейцитовых тингуаитов имеются в составе Ыллымахского лакколита. Дайки Якокутского и Томмотского лакколитов соответствуют самым поздним стадиям дифференциации, дайки Ыллымахского лакколита — несколько более ранним, почему и будут описаны сначала. Макроскопически породы всех даек весьма сходны между собой и обладают очень характерным видом. Это резко порфировые породы, содержащие в зеленой, темнозеленой или серовато-зеленой тонкозернистой, очень вязкой основной массе то весьма многочисленные, то более скудные кристаллы и овоиды мяско-красного или розоватого псевдолейцита. В породах Ыллымахского

лакколита, кроме того, хорошо различимы толстотабличатые кристаллы серого или розовато-серого полевого шпата и мелкие столбики темнозеленого пироксена.

**Породы Ыллымахского лакколита.** Под микроскопом это порфиновые породы, содержащие во вкрапленниках крупные овиды псевдолейцита и кристаллы калиевого полевого шпата, пироксена (авгита, эгирина-авгита или эгирина) и иногда биотита. Основная масса, заметно преобладающая над вкрапленниками, микрозернистая, состоит существенно из ортоклаза и громадного количества иголок эгирина, иногда также нефелина или альбита. Из акцессорных в заметном количестве всегда присутствует апатит, в отдельных шлифах и в небольшом количестве также магнетит, сфен и флюорит.

**Псевдолейциты** колеблются по размерах от 0.3—0.4 до 3—4 мм. Форма их очень разнообразна: округлая, овальная, неправильно полигональная, иногда сильно вытянутая. Выполнены среднезернистой смесью ортоклаза и нефелина; последний иногда замещен чешуйчатым агрегатом серицита.

**Калиевый полевой шпат** представлен перешетчатым микроклином (табл. 17, шл. 172). Образует табличатые кристаллы от 0.3 до 1.0 мм толщиной и в несколько миллиметров длиной. Некоторые кристаллы в простых двойниках. В большинстве случаев середина кристаллов совершенно чистая и свежая, лишь изредка немного загрязнена. Вблизи периферии проходит узкая пелитизированная каемка с обильными точечными включениями, располагающаяся по определенным кристаллическим граням полевого шпата. Самая периферическая кайма представляет полевой шпат в той же оптической ориентировке, менее пелитизированный, но с многочисленными мелкими включениями минералов основной массы. Эта наружная кайма имеет ксеноморфные очертания, часто незаметно теряющиеся среди минералов основной массы.

**Пироксен** в средних частях кристаллов представлен бледнозеленым неплеохроичным авгитом с угасанием около  $50^\circ$ , по периферии — яркоокрашенным эгирином с угасанием  $80—84^\circ$ . Во многих шлифах неправильные участки по периферии авгитовой части кристаллов замещаются щелочной роговой обманкой (плеохроизм от яблочно-зеленого до грязного лиловато-серого, белая интерференционная окраска), тогда как эгириновая кайма замещению не подвергается.

**Биотит** присутствует не во всех шлифах. Всегда окружен оторочкой из различно ориентированных мелких столбиков эгирина, образующих густой войлок.

**Основная масса** состоит преимущественно из неравнозернистого агрегата калиевого полевого шпата и громадного количества мелких иголочек и несколько более крупных столбиков эгирина. В заметном количестве присутствуют сфен и апатит, в небольшом — магнетит и флюорит. Более подробное описание этих пород дается мною в работе, посвященной Ыллымахскому лакколиту.

**Породы Якокутского лакколита.** Под микроскопом это породы с резко выраженной порфировой структурой, содержащие во вкрапленниках крупные псевдолейциты, а в основной массе лейсты калинатрового полевого шпата, густой войлок эгириновых иголочек, иногда более крупные его столбики и изредка ксеноморфные выделения анальцима.

**Псевдолейциты** образуют то редкие, то довольно частые неправильно полигональные, округлые или совершенно неправильные участки. Довольно редко наблюдаются прямолинейные очертания граней и резко выраженные углы. Размеры псевдолейцитов от 1 до 10 мм, чаще 3—7 мм. Выполнены они почти исключительно ортоклазом (табл. 17, шл. 271) и нефелином, иногда с небольшой примесью разных случайных минералов. В очень редких случаях эта примесь бывает более значительной. Подсчет количе-



Фиг. 1. Шл. 271.  $\times 33$ . Николи +. Псевдолейцитовый тингуант. Структура псевдолейцита: пластинчатые пегматитовые вроски нефелина в ортоклазе.



Фиг. 2. Шл. 77.  $\times 33$ . Николи +. Псевдолейцитовый тингуант. Структура псевдолейцита: веерообразно расположенные пегматитовые вроски нефелина в ортоклазе.

ственного минералогического состава отдельных псевдолейцитов в шл. 271 и 11 дал такие результаты (в объемн. %):

	Обр. 11	Обр. 271
Ортоклаз . . . . .	66.1	48.7
Нефелин . . . . .	33.9	31.4
Пектолит . . . . .	—	16.5
Бурая слюда . . . . .	—	2.7
Гранат . . . . .	—	0.7
	100.0	100.0

Ортоклаз внутри псевдолейцитов образует неправильные, часто заметно вытянутые зерна, изредка в простых двойниках. Обычно ортоклаз довольно чистый, иногда загрязнен мелкими точечными включениями или в отдельных участках густой бурой мутью. Некоторые зерна, повидимому, представлены апортоклазом и обладают мелким неправильно пятнистым двойникованием. Нефелин наичаще находится в пегматоидном сростании с ортоклазом (табл. IV, фиг. 1 и 2). Вростки нефелина представляют тонкие пластинки по пинакоиду. Толщина пластинок не свыше 0.05 мм при длине от 0.1 до 1.2 мм. Пластинки располагаются группами, или параллельно, или несколько веерообразно. Помимо пегматоидных вростков в ортоклазе, нефелин образует в псевдолейците и самостоятельные зерна; некоторые из них дают очень идиоморфные прямоугольные разрезы. Обычно нефелин богат посторонними точечными включениями, в некоторых шлифах сильно загрязнен вторичными бурыми продуктами и многочисленными чешуйками серицита. Бурые продукты изотропны и обладают меньшим преломлением, чем ортоклаз. Повидимому, это анальцим. Сильно разложившиеся зерна нефелина представляют бурый изотропный агрегат, переполненный чешуйками серицита. Изредка наблюдается развитие за счет ортоклаза и нефелина мелких неправильных участков цеолита с белой интерференционной окраской.

Иногда внутри псевдолейцитов встречаются также:

- 1) мелкие иголки эгирина;
- 2) крупные его зерна, то идиоморфные, то местами ксеноморфные; в шл. 142 обращает внимание желтая окраска эгирина (табл. 17) внутри псевдолейцита при яркозеленой в основной массе;
- 3) скопления флюорита с пятнистой фиолетовой окраской;
- 4) буроватый гранат;
- 5) листочки и столбики то яркого желто-коричневого, то бледного желтого биотитообразного минерала; в основной массе породы он часто развивается внутри более крупных зерен эгирина, замещающая их;
- 6) пектолит (табл. 17), образующий в шл. 11 многочисленные столбчатые кристаллики, располагающиеся на фоне ортоклаза и как бы избегающие нефелина. Рельеф примерно апатитовый, прямое угасание, положительное удлинение, яркая интерференционная окраска. В главной зоне две системы отчетливых трещин спайности, пересекающихся под углом 80—85°.

В шл. 135 псевдолейциты редки, невелики по размерам и выполнены исключительно микроклином в тонких неправильно пятнистых двойниках.

Основная масса сложена беспорядочно ориентированными лейстами кали-натрового полевого шпата, обычно в простых двойниках и с перебегающим угасанием. В некоторых шлифах наблюдается мелкопятнистое полисинтетическое двойникование (вероятно апортоклаз). Между лейстами полевого шпата располагается густой войлок эгириновых иголок, пронизывающих также и полевого шпата, но в меньшем количестве. Иногда присутствуют более крупные кристаллы эгирина, которые в середине обычно замещаются волокнистым агрегатом амфиболонподобного минерала, желто-коричневой слюдой, иногда частично также флюоритом и пектолитом. Помимо полевого шпата и эгирина, в основной массе иногда присутствуют также ксеноморфные выделения цеолита со слабыми цветами интерференции, изредка зернышки сфена, выделения флюорита или столбики пектолита.



Единичные образцы обладают несколько иным характером. Макроскопически они отличаются преобладанием основной массы и очень мелкими псевдолейцитами. Под микроскопом состоят из большого количества чрезвычайно неправильных псевдолейцитов, между которыми располагается густая эгириновая масса с примесью разнообразных, в значительной мере вторичных минералов.

**Псевдолейциты** в большинстве обладают неправильно овальной формой и состоят из чистых или несколько побуревших зерен ортоклаза, из которых некоторые содержат обильные, мелкие червеобразные вроски нефелина. Кроме того, среди ортоклаза присутствуют довольно крупные неправильные зерна нефелина, совершенно переполненные мельчайшими включениями эгирина и, повидимому, других минералов. Местами внутри псевдолейцита имеются также столбчатые кристаллики пектолита.

Между псевдолейцитами располагаются довольно крупные столбчатые кристаллы зеленого эгирина и радиальные пучки более мелких игольчатых его кристаллов. Последние, повидимому, являются более поздними образованиями, приуроченными к гидротермальной фазе. Крупные кристаллы эгирина сильно разложены, середина их обычно выполнена манганомфилитом с обратной схемой плеохроизма от бесцветного до коричнево-розового, мелкими игольчатыми кристалликами эгирина и другими постмагматическими минералами. Между кристаллами и иголками эгирина присутствует некоторое количество ортоклаза и нефелина, а также манганомфиллит, пектолит, иногда кальцит.

Таблица 9

Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца						
	172	271	75 <sub>2</sub>	120	143	168	138
SiO <sub>2</sub> . . . . .	56.25	49.53	53.23	55.04	53.58	63.86	62.85
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.78	—	0.64	0.67	0.47	0.49	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.78	18.20	19.83	17.69	21.64	16.91	18.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5.14	9.07	1.66	6.49	3.02	3.09	1.37
FeO . . . . .	0.99	5.17	4.24	1.06	0.76	0.57	0.21
MnO . . . . .	0.15	0.06	0.06	0.14	0.18	0.07	0.02
MgO . . . . .	1.47	0.47	1.78	0.53	0.68	0.78	0.07
CaO . . . . .	2.01	1.85	2.89	1.34	1.24	0.91	0.09
Na <sub>2</sub> O . . . . .	4.99	3.95	0.92	5.87	7.33	6.73	0.19
K <sub>2</sub> O . . . . .	9.84	11.45	11.35	10.16	9.37	5.77	15.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.18	—	—	—	—	0.09	—
BaO . . . . .	0.35	—	—	—	—	0.19	—
П. п. прок. . . . .	0.63	—	—	—	1.27	0.28	0.67
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	0.22	—	—	—	0.08	0.06	0.29
	99.81	99.75	96.60	98.99	99.62	99.80	99.91

Обр. 172 — псевдолейцитовый тингуаит. Алданский р-н, Ыллымахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ М. Т. Селютиной (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 271 — псевдолейцитовый тингуаит. Алданский р-н, Якутский лакколит, водораздел рч. Томмота и Якокута, голец Юрский. Сборы Б. И. Вронского, 1926. Анализ Г. К. Маковского (Лен. горн. инст.), 1927.

Обр. 75<sub>2</sub> — псевдолейцитовый тингуаит. Алданский р-н, голец в истоках кл. Амурского. Сборы В. Н. Зверева, 1925. Анализ Ю. Н. Книпович (Геол. ком.), (Зверев, 1931, 45—46).

Обр. 120 — псевдолейцитовый тингуаит. Алданский р-н, верховья кл. Чулковского (бассейн рч. Селигдара). Сборы В. Н. Зверева, 1925. Анализ Ю. Н. Книпович (Геол. ком.) (Зверев, 1931, 45—46).

Обр. 143 — цеолитовый тингуаит. Алданский р-н, Якутский лакколит, северный склон гольца Юрского. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Е. И. Егоровой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 168 — сельсбергит. Алданский р-н, Ыллымахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ М. Т. Селютиной (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 138 — бостонит. Алданский р-н, Якутский лакколит, голец Юрский. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1937.

## Нормативный минералогический состав пород Алданского р-на

Минералы	№ образца						
	172	271	75 <sub>2</sub>	120	143	168	198
Кварц . . . . .	—	—	—	—	—	1.11	2.04
Корунд . . . . .	—	—	0.80	—	—	—	1.22
Ортоклаз . . . . .	58.71	52.15	66.79	58.48	56.26	34.30	92.74
Альбит . . . . .	4.45	—	—	—	1.31	54.50	1.64
Цельзиан . . . . .	0.87	—	—	—	—	0.45	—
Анортит . . . . .	—	—	14.78	—	—	—	0.46
Калиофилит . . . . .	—	8.91	1.28	1.22	—	—	—
Нефелин . . . . .	14.24	16.23	4.33	18.85	31.90	—	—
SAL . . . . .	78.27	77.29	87.98	78.55	89.47	90.36	98.10
Эгирин . . . . .	10.51	3.10	—	13.53	2.49	2.41	—
Диопсид . . . . .	6.98	2.43	—	2.87	3.71	3.10	—
Геденбергит . . . . .	—	5.43	—	—	—	—	—
Mg-гиперстен . . . . .	—	—	—	—	—	0.51	0.17
Волластонит . . . . .	—	—	—	1.27	0.62	—	—
Форстерит . . . . .	0.33	0.03	3.19	—	—	—	—
Фаялит . . . . .	—	0.09	5.10	—	—	—	—
Магнетит . . . . .	1.43	11.63	2.48	1.94	1.93	0.65	0.42
Ильменит . . . . .	1.50	—	1.25	1.29	0.91	0.93	0.21
Гематит . . . . .	0.58	—	—	0.55	0.87	1.83	1.10
Апатит . . . . .	0.40	—	—	—	—	0.21	—
FEM . . . . .	21.73	22.71	12.02	21.45	10.53	9.64	1.90
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

В табл. 9 и 10 приведены четыре анализа псевдолейцитовых тингуаитов и их пересчет на нормативный состав. Породы 172 и 120 близки между собой, две другие несколько от них отличаются. Первые характеризуются сравнительно высоким для тингуаитов содержанием кремнекислоты, пониженным содержанием глинозема, нормальным для тингуаитов высоким содержанием окисного железа и щелочей и низким содержанием закиси железа, кальция и магния. Порода 172, как отвечающая более ранним стадиям дифференциации, несколько беднее щелочами и богаче кальцием и магнием. Порода 271 по сравнению с ними несколько богаче глиноземом и щелочами, заметно богаче железом и беднее кремнекислотой. Порода 75<sub>2</sub>, представляющая, по В. Н. Звереву, «разрушенный псевдолейцитовый тингуаит-порфир», отличается заметно пониженным содержанием щелочей и повышенным содержанием глинозема. В нормативном составе тингуаитов Якутского и Томмотского лакколитов характерно присутствие калиофилита (который присутствует также и в псевдолейцитовом сиенит-порфире из Якутского лакколита), в тингуаите Ыллымахского лакколита имеется некоторый избыток альбита. Для неизменных пород (172, 271, 120) характерно присутствие нормативного эгирина и довольно высокое (около 22%) содержание фемических компонентов. Насыщение кальцием во всех породах достаточно высокое. В породе 120 оно выражается в присутствии избытка волластонита, в породах 172 и 271 — лишь ничтожным количеством нормативного форстерита. Разрушенный тингуаит заметно отличается по своему нормативному составу малым содержанием фемических компонентов, высоким насыщением глиноземом (много анортита, избыток корунда) и в связи с этим низким насыщением кальцием цветных минералов. Повидимому, эта порода изменена постмагматическими процессами.

## 5. Цеолитовые тингуаиты

Эти породы пользуются в районе очень большим развитием, однако главные участки их развития лежат в стороне от крупных лакколлитов щелочных пород; в составе или по соседству с крупными щелочными лакколлитами известны лишь единичные находки этих пород. Весьма широким развитием они пользуются в северо-восточной части района, в области горста архейских пород и в непосредственном соседстве с ним, а также в бассейнах кл. Золотого, Соснового и Ленинградского. Макроскопически это серые или зеленовато-серые тонкозернистые или порфириновые породы, часто обладающие характерным жирным блеском. Порфириновые выделения, когда они имеются, представлены некрупными табличками серого или серовато-розового полевого шпата. Очень редко наблюдаются иголки темно-зеленого эгирина. В породе 143 из Якутского лакколита присутствуют чрезвычайно редкие (в единичных глыбах среди обширной глыбовой росыши) крупные выделения белого псевдолейцита.

Под микроскопом это порфириновые или афировые породы с трахитоидной основной массой. Количество вкрапленников невелико, представлены они кали-натровым полевым шпатом, изредка совместно с эгирином-авгитом, иногда также с меланитом. Основная масса состоит из кали-натрового полевого шпата, иногда совместно с альбитом, громадного количества иголок эгирина и анальцима или патролита. Из аксессуарных в некоторых разновидностях встречаются флюорит, нектолит, апатит, рудные минералы, сфен, меланит.

Кали-натровый полевой шпат вкрапленников обычно образует хорошо ограненные, но не всегда достаточно правильно развитые кристаллы 1.5—3.0 мм, изредка до 5 мм длиной. Некоторые вкрапленники вдоль периферии содержат более или менее многочисленные включения минералов основной массы (эгирина, рудный минерал). Полевой шпат довольно чистый, лишь местами по периферии слегка затронут пелитизацией, редко сильно пелитизированный, бурый. Обычно он представлен ортоклазом (табл. 17, шл. 902), иногда же аноктоклазом неправильно пятиугольным, тонко двойникованным. В некоторых образцах вкрапленники полевого шпата частично или полностью замещены среднезернистым агрегатом цеолита со слабыми цветами интерференции, в шл. 632 в полевых шпатах вкрапленников развивается шахматный альбит.

Эгирин-авгит присутствует во вкрапленниках лишь в некоторых шлифах в форме столбчатых кристаллов 0.15—0.60 мм в поперечнике, как исключение встречаются кристаллы до  $0.9 \times 3.8$  мм. Количество вкрапленников невелико. Обычно середина сложена интенсивно зеленым плеохроичным эгирином-авгитом (табл. 17, шл. 904), и лишь небольшая каемка по периферии состоит из чистого эгирина. Иногда середина бывает сложена даже обыкновенным авгитом, слабозеленоватым, неплеохроичным, с диагональным угасанием, который лишь вблизи периферии сменяется эгирином-авгитом и эгирином. Изредка, наоборот, окраска эгирина-авгита, густая в центре, делается более бледной к краям. В шл. 801 обычны гломеропорфириновые сростки кристаллов эгирина-авгита с прекрасно образованными кристаллами бурого, слегка зонального меланита до 0.55 мм в поперечнике. Иногда здесь же присутствуют зерна магнетита и сфена. В шл. 837 меланит в более крупных, но менее правильных зернах находится в тесном прорастании с эгирином-авгитом.

В основной массе преобладающей составной частью является кали-натровый полевой шпат, часто совместно с альбитом. Кали-натровый полевой шпат образует или мелкозернистый аллотриоморфный агрегат или удлиненные лейсты, располагающиеся несколько трахитоидно или резко перекрещиваясь в разных направлениях. Лейсты полевого шпата обычно в простых двойниках, помимо которых довольно часто обнаруживается неправильно решетчатое, мелкопятнистое двойникование аноктоклаза.

Альбит развивается в породе метасоматически на фоне кали-натрового полевого шпата в виде тонких полисинтетически сдвойникованных лейст. Иногда альбитизация протекает в форме развития отдельных лейст, более или менее равномерно рассеянных в массе породы. Значительно чаще образуются отдельные потокообразные участки альбита, в то время как остальная масса породы остается от него свободной. Такие потокообразные участки лейст альбита чаще всего возникают в местах соприкосновения основной массы с вкрапленниками полевых шпатов. При разрастании этих участков альбитизация распространяется на всю основную массу породы, которая приобретает отчетливо выраженное флюидалное сложение.

**Цео лит ы** (анальдим, натролит) в большинстве пород играют существенную роль. Помимо замещения полевошпатовых вкрапленников, они обычно принимают заметное участие и в сложении основной массы, выполняя в ней интерстиции между полевыми шпатами, но иногда слагая также более или менее значительные участки. Количество цеолитов сильно колеблется — от не очень большой примеси до заметного преобладания в основной массе над полевыми шпатами. Иногда присутствуют одновременно и анальдим и натролит, но в некоторых породах развит только анальдим или только натролит.

Анальдим совершенно или почти совершенно изотропный, с отчетливыми, но не очень правильными трещинами спайности, пересекающимися примерно под прямым углом. Натролит (табл. 17, шл. 756) с хорошо выраженной спайностью, прямым угасанием, положительным удлинением относительно спайности и слабыми цветами интерференции. Чаще образует мелкозернистый агрегат, но в некоторых случаях весьма крупные зерна — до  $1.0 \times 2.5$  мм, или с равномерным или, чаще, с мозаичным угасанием. Как мелкозернистый агрегат, так и эти крупные зерна неизменно ксеноморфнее всех остальных составных частей и часто содержат их пойкилитовые вроски. При большом количестве цеолитов и сама порода приобретает в основном пойкилитовую структуру, за исключением отдельных участков.

В породе 902 среди богатой эгирином трахитоидной основной массы имеются неправильные участки, обычно в форме коротких прожилков, выполненные одним анальдимом. Несколько своеобразной структурой обладает порода 803. Она состоит преимущественно из довольно изометричных зерен апортотлаза  $0.4-0.8$  мм в поперечнике, между которыми в подчиненном количестве присутствуют лейстообразные его зерна совместно с лейсточками альбита. Здесь же в промежутках между зернами, отчасти в самих зернах развивается мелкозернистый, иногда неправильно шестоватый агрегат цеолита с белыми цветами интерференции. Часто цеолит обрастает полевошпатовые зерна в виде венчика шестоватого сложения.

**Эгири н** является главным и почти единственным цветным минералом основной массы. Обычно образует обильные игольчатые или мелкие столбчатые кристаллики, равномерно, но не чересчур густо распределенные по всей породе. Иногда количество эгирина невелико, причем, как в этом случае, так и при значительном его количестве, эгирин иногда распределяется в породе не равномерно, а хлопьями. В породе 757 такие хлопья чередуются с сравнительно крупными, весьма неправильными его зернами. В некоторых породах основная масса проникнута густым войлоком мельчайших эгириновых иголочек. Цвет эгирина то бледный, то весьма густой с обычным плеохроизмом от желто-зеленого до травяно-зеленого. В шл. 347 совместно с небольшим количеством бледно окрашенного эгирина присутствуют мелкие неправильные листочки биотита с плеохроизмом в буровато-зеленых тонах.

Остальные минералы являются совершенно случайными и присутствуют лишь в единичных шлифах. Сюда относятся апатит, флюорит, сфен, буроватый гранат, рудный минерал. В отношении последнего следует отметить, что он присутствует в небольшом количестве и преимущественно в породах, не очень богатых цеолитами и эгирином. Там же, где он находится в поро-

дах, богатых этими минералами, он совершенно отсутствует в их основной массе. Так, в шл. 813 он сохранился лишь в виде довольно обильных включений в полевошпатовом вкрапленнике и отчасти внутри зерен эгирина. В некоторых шлифах рудные зерна неизменно или окружены реакционной оболочкой из эгириновых иголок, или сидят внутри более крупных эгириновых зерен и их сростков. В единичных шлифах в небольшом количестве присутствует пектолит (табл. 17, шл. 803), иногда в зернах до 0.4 мм.

В табл. 9 и 10 приведен химический анализ цеолитового тингуайта обр. 143 и его пересчет на нормативный состав. Анализированный образец взят как раз из той глыбовой россыпи, где встречаются образцы с редкими псевдолейцитами, но сам псевдолейцитов не содержит. По химическому составу это типичный тингуайт, особенно близкий к некоторым лейцитовым тингуайтам (например из Монтаны) по преобладанию калия над натрием. Как и вообще для тингуайтов, характерно низкое содержание закиси железа, магния и кальция, высокое содержание глинозема и очень высокое щелочей. В нормативном составе обращает внимание высокое содержание ортоклаза и нефелина при ничтожном количестве альбита. Повидимому, значительная часть калия входит в состав цеолитов. Количество фемических компонентов лишь немногим больше 10%.

## 6. Сельсбергиты

Сельсбергиты совместно с эгириновыми гранит-порфирами (грорудитами) и цеолитовыми тингуайтами пользуются громадным развитием в северо-восточной части района, где они образуют многочисленные дайки преимущественно меридионального и северо-восточного простирания в пределах горста архейских пород. В виде единичных находок они известны в других участках развития щелочных пород (Якутский лакколлит, кл. Золотой и др.), довольно многочисленные дайки развиты в Ыллымахском лакколлите.

Макроскопически это серые, зеленовато-серые, реже серо-зеленые породы, мелкозернистые, плотные или порфировые. В последнем случае различимы выделения серых полевых шпатов и иногда иголок эгирина. Несколько разнятся от других пород сельсбергиты Ыллымахского лакколита, содержащие весьма обильные выделения крупных, прекрасно образованных кристаллов серого полевого шпата.

Под микроскопом породы обнаруживают афировую, порфировую или порфировидную структуру и состоят существенно из кали-натрового полевого шпата и эгирина, часто с довольно значительной примесью постмагматического альбита. По структуре и минералогическому составу среди этих пород можно различать, с одной стороны, разности с микролитовой и с микрозернистой основной массой, с другой — разности альбитизированные и неальбитизированные. Для пород с микролитовой основной массой более характерна афировая или порфировая структура, среди пород с микрозернистой массой часто встречается порфировидная.

Кали-натровый полевой шпат вкрапленников представлен то микропертитом, то микроклином или анортоклазом (табл. 17, шл. 110, 190, 633). Образует удлиненные кристаллы, нередко в простых двойниках. Размер кристаллов сильно варьирует, некоторые достигают 6 мм в поперечнике. Часто середина вкрапленников совершенно не затронута ни пертитизацией, ни пелитизацией, тогда как периферические части представляют сильно пелитизированный микропертит.

Эгирин-авгит и эгирин нередко во вкрапленниках отсутствуют. Обычно они не очень обильны, хорошо образованы, при толщине в 0.5—1.0 мм достигают в длину 1.0—2.0 мм. Середина представлена интенсивно зеленым эгирин-авгитом с едва заметным плеохроизмом и угасанием около 60°. По периферии находится кайма чистого эгирина. В небольшом

количестве шлифов пироксен вкрапленников целиком сложен эгирином. В пл. 831 эгирин-авгит резко зональный, очень густо окрашенный. Образует довольно крупный гломеропорфировый сросток, внутри которого расположено крупное зерно рудного минерала, заметно дезинтегрированное и как бы разъеденное эгирин-авгитом при его образовании.

Основная масса представляет то микрозернистый аллотриоморфный, то микролитовый агрегат кали-натрового полевого шпата с тем или иным количеством иголочек зеленого эгирина. В неальбитизированных породах микролитовая основная масса сложена то тонкими длинными, то толстыми короткими лейстами полевого шпата очень разнообразного размера, обычно в простых двойниках, с неясно трахитоидным расположением. Иногда наблюдаются все переходные размеры от вкрапленников к лейстам основной массы. Эгирин в этих породах образует войлок мелких иголочек, густо пронизывающих всю основную массу. Основная масса этих пород идентична с основной массой описанных выше псевдолейцитовых тингуаитов.

Гораздо чаще основная масса бывает заметно альбитизирована. Альбит развивается на фоне кали-натрового полевого шпата то в виде сравнительно изометричных призм, то неправильными зернами, то в виде зубчиков по краям полевошпатовых зерен, но чаще всего в виде идиоморфных лейсточек, то более крупных и довольно равномерно рассеянных в основной массе, то мелких, располагающихся отдельными потокообразными участками. Между такими участками основная масса сохраняет свой первоначальный характер. Эгирин в основной массе несколько лучше индивидуализирован, чем в неальбитизированных разностях. Образует иголочки, столбики или хлопьевидные скопления тех и других. Субпараллельное расположение иголочек эгирина и лейст постмагматического альбита часто создается в основной массе флюидальную текстуру. В породах Ыллымахского лакколита нередко присутствует небольшое количество кварца, то первичного, то постмагматического. Остальные минералы присутствуют в единичных шлифах. Это ничтожное количество цеолитов или нефелина, сфен или лейкоксеновые псевдоморфозы по нему, магнетит, флюорит, скопления желтоватого граната, апатит, циркон.

Химический и нормативный минералогический состав сельсбергита обр. 168 из Ыллымахского лакколита приведены в табл. 9 и 10. Порода очень близка к среднему составу сельсбергита, по Дэли, отличается слегка повышенным содержанием кремнекислоты, пониженным содержанием глинозема и менее резким преобладанием натрия над калием (несмотря на постмагматическую альбитизацию). В нормативном составе отмечается присутствие небольшого количества кварца, заметное преобладание альбита над ортоклазом, сравнительно небольшое количество фемических компонентов, среди которых преобладает пироксен с большим содержанием эгириновой молекулы.

## 7. Бостониты

Бостониты пользуются очень большим развитием в северо-восточном горсте архейских пород, где они образуют многочисленные и порой очень крупные (до 200 м мощностью) дайки, чередующиеся с дайками тингуаитов и сельсбергитов. Менее распространены они вблизи Юхтинского щелочного лакколита, единичные дайки встречаются в Якутском и Томмотском лакколитах.

Макроскопически это порфировые (чаще олигофировые) или афировые породы с тонкозернистой шероховатой основной массой желтого, розовато-желтого, красно-желтого, кирпично-красного, буровато-красного и тому подобного цвета. В порфировых разностях заметны то мелкие, то крупные табличатые выделения полевого шпата того же цвета, как и основная масса, или несколько более светлые.

Под микроскопом это порфи́ровые, реже афи́ровые породы, состоящие существенно из кали-натрового полевого шпата, иногда с небольшой примесью других минералов. Для основной массы исключительно характерна трахитовая структура. Поэтому по минералогическому составу и структуре основной массы подавляющее большинство этих пород чрезвычайно близко между собой. Наиболее колеблющимся признаком является относительное содержание полевошпатовых вкрапленников и их размеры. Здесь прежде всего можно выделить афи́ровые породы, совершенно лишенные вкрапленников (10 шлифов). Непосредственно к ним примыкают олигофи́ровые разности, наиболее распространённые, связанные с афи́ровыми непрерывными переходами (14 шлифов). В них вкрапленники играют по сравнению с основной массой совершенно подчинённую роль. Размеры их обычно не очень велики — до  $1.5 \times 3.0$  мм, но чаще значительно мельче, иногда всего лишь 0.5 мм в поперечнике. Некоторые вкрапленники бывают хорошо огранены, большинство же довольно неправильны. Обычно полевой шпат сильно помутневший, буроватый, но иногда встречаются совершенно свежие его кристаллы, представленные ортоклазом (табл. 17, пл. 742).

Рядом постепенных переходов эти породы связываются с разностями, в которых вкрапленники играют уже весьма существенную роль, хотя в количественном отношении и уступают основной массе (семь шлифов). Помимо увеличения числа вкрапленников, увеличиваются также их размеры, достигающие здесь 2—4 мм в поперечнике. Иногда у вкрапленников проявляется тенденция давать гломеропорфи́ровые сростки до 6 мм в поперечнике. Несколько особое положение занимают разности, содержащие хотя и редкие, но очень крупные (8—11 мм) и хорошо огранённые вкрапленники полевого шпата (три шлифа). Эти вкрапленники представлены очень свежим полевым шпатом, лишь по периферии и вдоль трещин подвергшимся весьма небольшому помутнению.

На ряду с кали-натровым полевым шпатом в некоторых разностях замечается присутствие во вкрапленниках полисинтетически сдвойникового альбита, иногда сильно серицитизированного. Повидимому, он развился метасоматически на месте кислого плагиоклаза. Иногда присутствуют псевдоморфозы из рудного минерала, кальцита и других вторичных минералов по формам роговой обманки, очень редко — пироксена. В некоторых шлифах можно наблюдать довольно скудные призмочки апатита, выделяющиеся по своим размерам из основной массы (до  $0.10 \times 0.25$  мм).

Основная масса в подавляющем большинстве пород обладает трахитовой структурой и состоит из лейсточек ортоклаза, к которым в породах, содержащих альбит, присоединяются и лейсточки этого последнего. Лейсточки обычно невелики (от 0.1—0.2 до 0.3 мм длиной), лишь в некоторых породах превышают 0.5 мм, достигая 1.2 мм. Обычно они обладают прямолинейными очертаниями и не являются очень тонкими. Иногда лейсты становятся более толстыми и короткими при одновременном появлении совершенно изометричных разрезов, и структура породы начинает приближаться к ортофи́ровой. В других случаях лейсты утрачивают свои правильные очертания, приобретают как бы рваные края, и структура приближается к бостонитовой. Обычно основная масса сильно побуревшая, иногда совершенно бурая, мало прозрачная в скрепленных николях. Значительно реже побурение невелико, что чаще всего наблюдается в породах, содержащих альбит. Расположение лейст в большинстве случаев субпараллельное, иногда резко выраженное потокообразное. Изредка наблюдается совершенно беспорядочное расположение лейст, как в интересертальной структуре диабазов. В пл. 485 лейсты расположены веерообразно.

Помимо полевых шпатов, в основной массе часто присутствует совершенно ничтожное количество кварца. Лишь в исключительных случаях содержание его несколько повышается, и порода может быть названа, при желании, кварцсодержащим бостонитом. В одном из шлифов присутствует

некоторое количество иголок эгирипа. Часто можно наблюдать мелкие зернышки магнетита. Из вторичных продуктов особенно характерна водная окись железа, на ряду с побуревшим полевым шпатом придающая породам красную окраску. Значительно менее характерны (преимущественно в альбитсодержащих породах) серицит, кальцит и др.

Несколько особое положение занимают четыре образца из северной части Томмотского лакколита. Они содержат значительное количество вкрапленников ортоклаза в очень сильно вытянутых двойниковых кристаллах, иногда дающих гломеропорфиновые сростки. В выделениях также имеются неправильные таблички зеленого биотита, содержащего густую решетку иголок сагенита, иногда совершенно его переполняющих. Основная масса трахитовой структуры состоит из длинных тонких лейст ортоклаза и альбита. Обращает внимание значительное содержание мелких зернышек магнетита.

Химический и нормативный минералогический составы бостонита обр. 138 из Якокутского лакколита приведены в табл. 9 и 10. Порода состоит по существу из трех компонентов — кремнекислоты, глинозема и окиси калия. В сколько-нибудь заметном количестве присутствует еще окись железа, все остальные компоненты играют совершенно ничтожную роль. В нормативном составе 95% приходится на долю полевого шпата, представляющего почти чистый ортоклаз, лишь с ничтожной примесью альбитовой и анортитовой молекул. Небольшой избыток кварца, корунда и гематита дополняет нормативный состав породы. Фемические компоненты составляют менее 2%. Среди других бостонитов порода не находит себе аналогов по почти полному отсутствию натрия. Столь странный состав породы позволяет предполагать, что она несколько изменена постмагматическими процессами с обогащением полевого шпата ортоклазовой молекулой. Этот вопрос будет нами разобран в генетической части.

---



## Глава 9

# ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ СИЕНИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПОРОДЫ

### 1. Авгитовые сиениты

Эта группа пород пользуется наиболее широким распространением в районе, слагая большинство лакколлитов, правда, менее крупных, чем лакколлиты щелочных пород. Макроскопически они представляют среднезернистые, часто несколько или даже резко порфировидные породы светлых цветов: желтоватого, сероватого, розоватого. Состоят из полевого шпата и не очень обильных столбиков черно-зеленого пироксена, очень редко можно заметить зернышки кварца или листочки биотита.

Под микроскопом это среднезернистые, иногда несколько порфировидные породы, состоящие существенно из ортоклаза, кислого, реже среднего плагиоклаза и очень небольшого количества кварца. Среди цветных минералов резко преобладает авгит, изредка с небольшой эгирин-авгитовой каймой по периферии, в меньших количествах и далеко не всегда присутствуют биотит и роговая обманка. Из аксессуаров характерны сфен, магнетит и апатит. Структура чаще нормальная гипидиоморфнозернистая, в более основных разновидностях приближающаяся к монзонитовой. Для некоторых разновидностей характерна пойкилитовая структура. По основности плагиоклаза, количественным соотношениям между ним и ортоклазом, количеству кварца, количеству цветных компонентов, наконец, структурным признакам эта группа могла бы быть разбита на ряд разновидностей. Однако это разделение имело бы только петрографический смысл, так как оно недостаточно обосновано геологическими наблюдениями. Кроме того, выделение разновидностей сильно затруднено тем, что нередко изменение одного признака не сопровождается сколько-нибудь заметным изменением всех других. Поэтому вся эта группа описывается целиком, а при описании отдельных минералов более подробно характеризуются те признаки, которые могли бы быть положены в основу выделения разновидностей. Среди них наибольшую роль играют структурные соотношения между ортоклазом и плагиоклазом.

Количественный минералогический состав, измеренный для трех шлифов, следующий (в объемн. %):

	Обр. 46	Обр. 87	Обр. 122
Плагиоклаз . . . . .	37.1	34.4	51.9
Ортоклаз . . . . .	45.1	53.1	28.1
Кварц . . . . .	—	—	11.0
Пироксен . . . . .	—	6.0	4.1
Роговая обманка . . . . .	11.4	—	0.8
Магнетит . . . . .	3.5	4.5	2.2
Сфен . . . . .	1.9	1.6	1.4
Апатит . . . . .	1.0	0.4	0.5
	100.0	100.0	100.0

Плагиоклаз в подавляющем числе шлифов представлен олигоклазом № 25—30, но изредка поднимается до андезина № 36 или спускается до олигоклаз-альбита № 10—12 (табл. 17, шл. 1 г, 4, 9, 46, 63, 71, 87, 122, 300 г, 951, 1358, 1495). Наиболее часто плагиоклаз дает в шлифах прямоугольные, то сравнительно изометричные, то сильно вытянутые разрезы. Иногда разрезы полигональны. Всегда полисинтетически сдвойникован, но в некоторых разностях двойниковые полосы весьма неотчетливы. Зональность проявлена всегда, то более, то менее резкая. Количественные и структурные соотношения с ортоклазом очень различны — от преобладания плагиоклаза над ортоклазом до почти полного его отсутствия.

В большинстве шлифов идиоморфизм плагиоклаза по отношению к ортоклазу выражен достаточно резко, в отдельных шлифах настолько, что структура породы переходит в монцонитовую. В других случаях идиоморфные, обычно не очень крупные кристаллики плагиоклаза пойкилитово врастают в крупные ортоклазовые зерна. В крайнем случае структура породы становится типичной пойкилитовой, и как плагиоклазы, так и цветные минералы встречаются исключительно в виде пойкилитовых вростков в ортоклазе. Замечено, что подобная пойкилитовая структура охотно возникает в тех случаях, когда имела место ассимиляция сиенитом посторонних включений.

В некоторых шлифах вокруг плагиоклаза наблюдается неширокая каемка микропертита, но особенно интересные зональные структуры возникают в некоторых разностях пород, довольно бедных плагиоклазом. Очень характерны породы, слагающие начинающийся вскрываться лакколит гольца. Титан в верховьях кл. Сухого Пурикана и Пуричи. Они отличаются более кислым плагиоклазом, меньшим его количеством, небольшим содержанием цветных компонентов и повышенным содержанием кварца. Плагиоклаз в них всегда обрастает более или менее широкой каймой ортоклаза, гаснувшей или одновременно, или почти одновременно с плагиоклазовым ядром. Во всяком случае, по моменту угасания эта кайма разнится от плагиоклазового ядра не больше, чем различные зоны последнего между собой. Количественные соотношения между плагиоклазовым ядром и ортоклазовой оболочкой весьма различны. В некоторых шлифах ортоклазовая оболочка является очень узкой, и тогда плагиоклаз преобладает в породе над ортоклазом или присутствует в равном с ним количестве. В других случаях ортоклазовая каемка очень широка (вплоть до почти полного исчезновения плагиоклазового ядра), и ортоклаз в породе резко преобладает над плагиоклазом.

В шлифах, где плагиоклаз является более кислым, иногда можно наблюдать, что в периферической части полевошпатовых зерен чередуются плагиоклазовые и ортоклазовые зоны. Ортоклаз неизменно содержит пертитовые вростки плагиоклаза, плагиоклаз часто (но не всегда) заключает антипертитовые вростки ортоклаза. Иногда последние распространяются вплоть до середины плагиоклазовых зерен, или располагаясь неправильно, или обнаруживая тенденцию к зональному расположению. Можно также наблюдать отдельные зерна ортоклаза с мелкими пертитовыми вростками, переходящие вблизи периферии в кайму близкого к альбиту плагиоклаза.

Несколько иного рода обрастание плагиоклаза ортоклазом наблюдается в породах Томмотского лакколита. Плагиоклаз здесь представлен кислым олигоклазом до олигоклаз-альбита. Характерно отсутствие четко выраженной двойниковой штриховки; когда двойниковые полосы заметны, они чрезвычайно расплывчаты. Очень характерна для плагиоклаза неправильная зональность и особенно пятнистое угасание. Некоторые зерна разбиваются на две системы различно гаснущих пятен, причем в некоторых разрезах разница в погасании достигает  $15^\circ$ . В отличие от предыдущей разновидности, где ядра плагиоклаза внутри ортоклазовой оторочки являются идиоморфными, здесь идиоморфизм плагиоклаза почти никогда не проявляется. Наиболее часто плагиоклаз образует внутри ортоклазовых

зерен неправильных очертаний ядра, имеющие иногда самую причудливую форму: булавообразную, ножевидную, неправильно извилистую и пр. (табл. V, фиг. 1). Ортоклазовая часть зерна представляет очень широкую оторочку таких сравнительно небольших плагиоклазовых ядер. Иногда плагиоклаз образует в ортоклазе неправильно пятистые пертитовые вростки, часто содержащие мелкие, но иногда обильные антипертитовые остатки ортоклаза. Благодаря подобным структурным соотношениям, плагиоклаз в таких разностях на общую структуру породы почти не влияет. Некоторые из этих пород с небольшим содержанием плагиоклаза могут быть названы акеритами.

**О р т о к л а з** (табл. 17, пл. 87), помимо каймы вокруг плагиоклазовых зерен, дает самостоятельные неправильные зерна, иногда более правильно образованные, крупные, порфириовидные. В крупных зернах часто наблюдается, что середина их совершенно чистая и не затронута пертитизацией, периферия же пелитизирована и содержит обильные жилковатые пертитовые вростки альбита. В подавляющем большинстве случаев границы пертитизации и пелитизации строго совпадают, из чего можно заключить, что эти процессы идут одновременно и друг друга сопровождают. В редких случаях можно наблюдать, что пелитизация продвинулась несколько дальше, чем пертитизация. Более мелкие зерна ортоклаза обычно на всей площади пелитизированы и пертитизированы. В пойкилитовых разностях ортоклаз содержит то более, то менее обильные пойкилитовые вростки других минералов, располагающиеся то беспорядочно, то параллельно границам ортоклаза.

**К в а р ц** в наибольшем количестве встречается в бедных плагиоклазом разностях из лакколита гольца Титан (кварцсодержащие сиениты). В других разновидностях он присутствует в переменном, но всегда небольшом количестве или нередко отсутствует совершенно. Чаще ксеноморфен и выполняет угловатые промежутки между зернами полевых шпатов, реже изоморфен с ортоклазом или даже несколько идиоморфнее его; структура таких пород приближается к гранулитовой. В сиенитах гольца Титан часто кварц располагается вдоль контуров полевошпатовых зерен. Иногда весь этот кварц находится в одной оптической ориентировке, и создается впечатление, что зерна полевого шпата окаймлены оторочкой кварца. В этих разностях нередко кварц, выполняющий ряд соседних промежутков между полевыми шпатами, находится в одной оптической ориентировке.

**П и р о к с е н** представлен столбиками, реже неправильными зернами зеленого неплеохроичного авгита (табл. 17, пл. 4, 46, 71, 275г, 951). Очень редко, благодаря небольшой примеси эгириновой молекулы, замечается несколько более интенсивная окраска, очень слабый плеохроизм и несколько больший угол угасания. В пл. 87 он представлен типичным эгирин-авгитом (табл. 17), нередко с пятнистым или зональным распределением окраски. Эгирин-авгит присутствует и в отдельных образцах с гольца Титан. Иногда по периферии, чаще неправильными участками внутри зерен, происходит частичное замещение пироксена роговой обманкой.

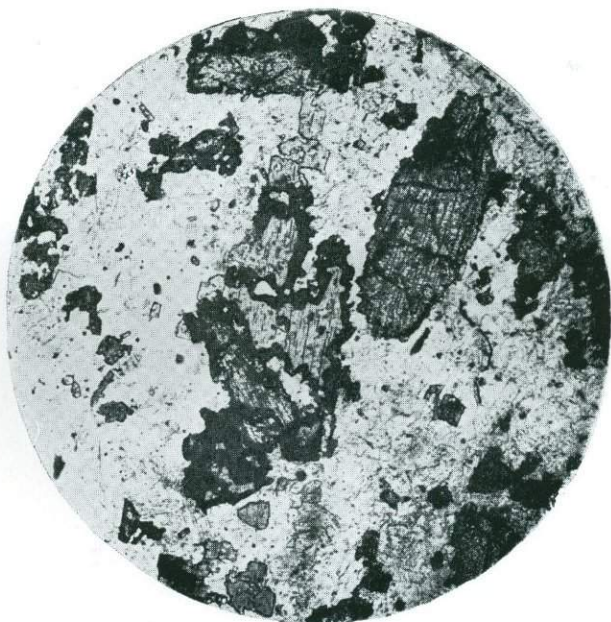
**Р о г о в а я о б м а н к а** обыкновенная, светло окрашенная, с плеохроизмом от желто-зеленого до зеленого, в небольшой степени замещает авгит и образует самостоятельные неправильные зерна (табл. 17, пл. 71). В породах Томмотского лакколита иногда наблюдается ксеноморфизм роговой обманки по отношению к полевым шпатам с образованием дырчатых и скелетных форм.

**Б и о т и т** с плеохроизмом в бурых, желтовато-бурых или зеленовато-бурых тонах в виде неправильных листочков встречается в некоторых шлифах в небольшом количестве.

**С ф е н** и **м а г н е т и т** в большинстве пород обильны, иногда образуют довольно крупные зерна, особенно сфен (до 2 мм длиной). Зерна сфена очень разнообразны по форме: клиновидные, призматические, округлые,



Фиг. 1. Шл. 218 г.  $\times 23$ . Николи  $+$ . Авгитовый сленит. Неправильное ядро кислого плагиоклаза (светлый) в ортоклазе.



Фиг. 2. Шл. 236.  $\times 33$ . Николи  $\parallel$ . Меланократовый микросиенит. В середине снимка биотит (светлый), обрастающий реакционной каймой роговой обманки (темная).

неправильные. Вокруг зерен магнетита иногда нарастают единичные мелкие зернышки сфена.

Апатит присутствует всегда, но в меньших количествах, лишь в отдельных шлифах обилел. В единичных шлифах встречен циркон и буроватый гранат, ксеноморфный по отношению к плагиоклазу.

В табл. 11 и 12 приведены пять анализов авгитовых сиенитов и их пере-счеты на нормативный минералогический состав (обр. 122, 71, 4, 87, 46). Анализы расположены в порядке убывания кремнекислоты. От среднего состава авгитового сиенита, по Дэли, все анализированные породы очень сильно отличаются повышенным содержанием кремнекислоты и щелочей и пониженным содержанием железа, кальция и магния. Более близко они стоят к среднему составу роговообманкового сиенита, но и от него несколько отклоняются в ту же сторону. Наименее отличается порода 46, представляющая довольно меланократовую разновидность алданских сиенитов; ее анализ почти совпадает с анализом авгито-роговообманково-биотитового сиенита из Колорадо.

Более кислый характер алданских сиенитов находит свое отражение в их нормативном составе. Все они содержат избыток кварца, достигающий в породе 2.01—13.29%. Из нормативных полевых шпатов всегда преобладает албит (от 38 до 50%), входящий частично в плагиоклаз, частично

Таблица 11

Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца						
	122	71	4	87	46	21	24а
SiO <sub>2</sub> . . . . .	65.21	63.42	62.32	62.15	59.74	63.63	59.09
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.37	0.50	0.43	0.35	0.65	—	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17.41	16.44	17.33	18.41	17.65	17.43	16.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.10	3.15	2.70	2.18	3.52	4.16	3.77
FeO . . . . .	1.02	1.96	1.56	1.30	1.78	1.41	2.18
MnO . . . . .	0.05	0.11	0.20	0.05	0.14	0.15	0.12
MgO . . . . .	0.80	1.19	1.18	0.57	1.05	0.82	1.87
CaO . . . . .	2.74	3.84	4.30	3.20	4.42	3.88	4.65
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5.85	4.47	4.75	5.43	5.16	3.16	4.58
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.95	4.03	4.99	5.69	5.03	5.46	5.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	—
П. п. прок. . . . .	0.21	0.69	0.17	0.72	0.61	—	—
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	0.10	0.22	0.11	0.04	0.23	—	—
	99.81	100.02	100.04	100.09	99.98	99.60	98.68

Обр. 122 — порфировидный кварцсодержащий авгитовый сиенит. Алданский р-н, Якокутский лакколлит, кл. Дикий, гольц Щелочной. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ М. Т. Селютиной (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 71 — порфировидный кварцсодержащий авгитовый сиенит. Алданский р-н, Якокутский лакколлит, кл. Дикий, гольц Щелочной. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ К. А. Баклановой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 4 — авгитовый сиенит. Алданский р-н, бассейн рч. Якокута, верховья кл. Беспризорного. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ К. А. Баклановой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 87 — порфировидный авгитовый сиенит. Алданский р-н, Якокутский лакколлит, кл. Узкий, склон гольца Малого. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ М. Т. Селютиной (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 46 — авгитовый сиенит. Алданский р-н, водораздел Ортосалы и Куранаха, вершина гольца Спирина. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 21 — авгитовый сиенит-порфир. Алданский р-н, водораздел Ортосалы и Селигдара, гольц Примус. Сборы Ю. А. Билибина, 1926. Анализ Г. Р. Маковского (Лен. горн. инст.), 1927.

Обр. 24а — авгитовый сиенит-порфир. Алданский р-н, водораздел Ортосалы и Куранаха. Сборы В. Н. Зверева, 1925 (1931, 36).

## Нормативный минералогический состав пород Алданского р-на

Минералы	№ образца						
	122	71	4	87	46	21	24а
Кварц . . . . .	9.95	13.29	6.71	2.55	2.01	16.06	3.17
Ортоклаз . . . . .	23.43	24.02	29.56	33.84	29.97	32.41	30.62
Альбит . . . . .	49.73	38.13	40.26	46.24	44.04	26.84	39.26
Анортит . . . . .	9.64	13.02	11.26	9.13	10.23	17.31	9.80
SAL . . . . .	92.75	88.46	87.79	91.76	86.25	92.62	82.85
Диопсид . . . . .	3.14	4.39	6.36	3.07	5.68	1.56	9.08
Геденбергит . . . . .	—	0.50	0.55	0.21	—	—	—
Mg-гиперстен . . . . .	0.54	0.96	—	—	—	0.07	—
Fe-гиперстен . . . . .	—	0.12	—	—	—	—	—
Волластонит . . . . .	—	—	0.56	1.12	1.91	—	1.21
Магнетит . . . . .	2.40	4.60	3.92	3.17	4.37	5.05	5.44
Ильменит . . . . .	0.70	0.97	0.82	0.67	1.24	—	1.36
Гематит . . . . .	0.47	—	—	—	0.55	0.70	0.06
FEM . . . . .	7.25	11.54	12.21	8.24	13.75	7.38	17.15
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

в микропертит. Количество анортита довольно постоянно (от 9.13 до 13.02%), равно как и количество ортоклаза (23.43—33.84%). Количество фемических компонентов колеблется от 7.25 до 13.75%, т. е. для [авгитовых сиенитов сравнительно невелико. Среди них преобладают пироксен и магнетит. За исключением пород 71 и 122, взятых из одного и того же штока, во всех остальных можно отметить пересыщенность кальцием, выражающуюся в присутствии нормативного волластонита.

## 2. Августовые сиенит-порфиры

В отличие от описанных только что августовых сиенитов, обладающих иногда неравномернозернистой или порфировидной структурой, эта группа пород характеризуется порфировой (полифировой) структурой с двумя резко отличными по размерам генерациями кристаллов. Вкрапленники, представленные плагиоклазом, кали-натровым полевым шпатом и авгитом, обычно обладают размерами 0.5—3.0 мм в поперечнике. Основная масса, состоящая из тех же минералов с примесью аксессуаров и иногда кварца, изредка биотита или роговой обманки, обладает крупностью зерна 0.02—0.20 мм. В некоторых породах присутствуют три генерации кристаллов, наиболее крупная размерами 6—10 мм. В количественном отношении вкрапленники обычно несколько преобладают над основной массой, реже бывают в равном с ней количестве, изредка уступают ей. В отношении качественного и количественного минералогического состава и характеристики отдельных минералов эти породы не разнятся от описанных выше августовых сиенитов. Из структурных особенностей можно отметить обрастание в некоторых шлифах авгита и биотита каймой роговой обманки.

В отношении химического состава эти породы целиком укладываются в ту характеристику, которая выше дана августовым сиенитам. В табл. 11 и 12 приведены химические и нормативные минералогические составы для августовых сиенит-порфиров обр. 21 и 24а. В обр. 21 наблюдается несколько пониженное содержание натрия и, как следствие этого, в норме породы —

пониженное количество альбита, повышенное — анортита и небольшой избыток гиперстена. Так как соотношение нормативных альбита и анортита не отвечает основности плагиоклаза в породе, возникает мысль, не допущена ли в определении натрия некоторая погрешность. В этом случае нормативный состав породы гораздо лучше согласовался бы с ее реальным составом, наблюдаемым под микроскопом, и с нормами авгитовых сиенитов.

Порода 24а стоит очень близко к авгитовому сиениту обр. 46 и отличается еще более повышенным содержанием железа, кальция и магния и большим процентом фемических компонентов в норме.

В табл. 13 и 14 приведены для сравнения составы авгитового сиенита обр. 80 и авгитового сиенит-порфира обр. 91 из Верхне-Амгинского р-на. Порода 80 представляет дальнейшее отклонение в сторону меланократовости по сравнению с породами 46 и 24а. Здесь еще ниже содержание кремнекислоты и щелочей (за счет натрия) и выше содержание глинозема, железа, кальция, магния. В нормативном составе — пониженное содержание альбита и повышенное анортита и фемических компонентов (18%). Интересно отметить, что в более меланократовых породах содержание калия и нормативного ортоклаза несколько более высоко, чем в более лейкократовых разновидностях. Порода 91 очень близко подходит к данной выше характеристике авгитовых сиенитов, но отличается большей лейкократовостью.

Таблица 13

Химические анализы пород Алданского р-на

Компоненты	№ образца						
	80	91	98	52	176	236	83
SiO <sub>2</sub> . . . . .	56.26	63.42	60.79	70.31	51.72	53.87	71.72
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.66	0.30	0.71	0.20	1.01	0.64	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	18.07	18.82	16.75	14.62	13.20	19.65	11.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3.96	1.87	3.05	1.09	4.51	2.45	3.04
FeO . . . . .	2.60	0.99	2.04	0.70	5.98	3.42	0.62
MnO . . . . .	0.10	0.09	0.13	0.03	0.14	0.10	0.11
MgO . . . . .	1.51	0.32	3.93	0.36	5.57	2.68	0.15
CaO . . . . .	6.42	2.87	1.21	2.26	8.97	7.92	0.77
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.57	4.60	5.09	3.90	2.70	3.26	2.06
K <sub>2</sub> O . . . . .	5.42	5.85	5.18	5.44	4.68	5.03	8.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	0.55	—	—
BaO . . . . .	—	—	—	—	0.23	—	—
П. п. прок. . . . .	0.78	0.39	1.18	1.10	0.71	0.96	0.18
H <sub>2</sub> O гигр. . . . .	0.18	0.14	0.17	0.16	0.12	0.06	0.14
	99.53	99.66	100.23	100.17	100.09	100.04	99.63

Обр. 80 — авгитовый сиенит. В.-Амгинский р-н. Сборы В.-Амгинской экспедиции Якутзолото.

Обр. 91 — авгитовый сиенит-порфир. В.-Амгинский р-н. Сборы В.-Амгинской экспедиции Якутзолото.

Обр. 98 — кварцсодержащий сиенит-порфир (дайковый). Алданский р-н, Якутский лакколит, водораздел кл. Дикого и Узкого. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ М. М. Стукаловой (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 52 — граносиенит-порфир. Алданский р-н, бассейн рч. Ортосалы, голец Пирамида. Сборы Ю. А. Билибина, 1936. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1937.

Обр. 176 — меланократовый микросиенит. Алданский р-н, Быльмахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Б. М. Френкель (ЦНИГРИ), 1938.

Обр. 236 — монцитит-порфир. В.-Амгинский р-н, голец Шайтан. Сборы В.-Амгинской экспедиции Якутзолото.

Обр. 83 — эгириновый гранит. Алданский р-н, Быльмахский лакколит. Сборы Ю. А. Билибина, 1937. Анализ Р. П. Ильницкого (ЦНИГРИ), 1938.

## Нормативный минералогический состав пород Алданского р-на

Минералы	№ образца						
	80	91	98	52	176	236	88
Кварц . . . . .	1.64	7.92	2.81	22.70	—	—	27.18
Корунд . . . . .	—	—	0.59	—	—	—	—
Ортоклаз . . . . .	32.39	34.86	30.95	32.51	27.85	30.01	50.38
Альбит . . . . .	30.50	39.25	43.58	33.35	18.98	22.53	14.46
Цельсиан . . . . .	—	—	—	—	0.56	—	—
Анортит . . . . .	17.45	13.56	6.04	6.38	9.72	24.27	—
Нефелин . . . . .	—	—	—	—	2.19	2.88	—
SAL . . . . .	81.98	95.59	83.97	94.94	59.30	79.79	92.02
Эгирин . . . . .	—	—	—	—	—	—	2.74
Диоспид . . . . .	8.60	0.63	—	1.95	18.53	8.58	0.81
Геденберgit . . . . .	1.12	—	—	0.17	6.81	3.80	—
Mg-гиперстен . . . . .	—	0.50	9.90	—	—	—	—
Fe-гиперстен . . . . .	—	—	0.29	—	—	—	—
Волластонит . . . . .	1.23	—	—	0.98	—	—	1.16
Форстерит . . . . .	—	—	—	—	3.76	1.93	—
Фаялит . . . . .	—	—	—	—	1.74	1.09	—
Магнетит . . . . .	5.80	2.64	4.48	1.62	6.59	3.58	1.19
Ильменит . . . . .	1.27	0.58	1.36	0.39	1.93	1.23	0.78
Гематит . . . . .	—	0.06	—	—	—	—	1.30
Апатит . . . . .	—	—	—	—	1.34	—	—
FEM . . . . .	18.02	4.41	16.03	5.06	40.70	20.21	7.98
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

## 3. Роговообманковые сиенит-порфиры

Порфировые (обычно полифировые) породы, содержащие вкрапленники кислого плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата и роговой обманки. Изредка в очень небольшом количестве присутствует авгит. Основная масса ортофирная, существенно полевошпатовая или мелкозернистая кварцево-полевошпатовая, обычно сильно побуревшая. По структуре породы близки к описанным выше авгитовым сиенит-порфиром, отличаясь от них минералогическим составом. По минералогическому составу чрезвычайно близки к роговообманковым порфиром пластовых интрузий, от которых отличаются обилием вкрапленников и значительно лучшей раскристаллизацией основной массы. Однако эти различия не всегда настолько явственны, чтобы можно было по одним петрографическим признакам безошибочно относить породы в ту или другую группу. Основанием для выделения двух возрастных групп петрографически весьма близких между собой пород послужило то, что роговообманковые порфиры пластовых интрузий рассекаются дайками щелочных пород, щелочные породы в свою очередь (в Билымахском лакколите — псевдолейцитовые и эпидейцитовые порфиры) рассекаются дайками роговообманковых сиенит-порфиров.

## 4. Дайковые сиенито-диориты

Эти породы тесно примыкают к авгитовым сиенитам, отличаясь от них преобладанием плагиоклаза над ортоклазом и некоторыми структурными признаками.



**Плагноклаз** всегда андезин (табл. 17, шл. 309—№ 34, шл. 1579—№ 43). Имеет призматический облик, давая правильные четырехугольные, изредка полигональные разрезы. Местами по периферии сопровождается узкой оторочкой ортоклаза. Размер зерен сильно варьирует, от очень мелких до крупных, в силу чего иногда создается подобие порфировидной структуры. Плагноклаз проявляет очень резкий идиоморфизм не только по отношению к кварцу и ортоклазу, но обычно и по отношению к роговой обманке. Наиболее мелкие кристаллики плагноклаза часто пойкилитово вырастают в ортоклаз.

**Ортоклаз** сильно загрязненный, побуревший, часто с неправильными пертитовыми вростками альбита, выполняет угловатые промежутки между плагноклазами.

**Кварц** присутствует в некоторых образцах в небольшом количестве в угловатых промежутках между полевыми шпатами. Изредка находится в довольно тонком микропегматитовом прорастании с ортоклазом, что совершенно не наблюдается в авгитовых сиенитах.

**Пироксен**, **роговая обманка** и **биотит** такие же, как в авгитовых сиенитах, присутствуют в небольших количествах. Биотит иногда хлоритизирован.

**Сфен** и **магнетит** обильны, иногда дают крупные зерна. **Апатит** присутствует в значительно меньшем количестве.

## 5. Дайковые кварцсодержащие сиенит-порфиры

Эти породы рассекают дайками и иногда, может быть, небольшими штоками описанные выше авгитовые сиениты, обнаруживая при этом в некоторых случаях резко охлажденные контакты. Макроскопически это бурые, красно-бурые, кирпично-красные порфировые породы, содержащие мелкие выделения желтоватых полевых шпатов и иногда столбики цветных минералов.

Под микроскопом породы обнаруживают порфировидную структуру. При заметном содержании кварца плагноклаз в них немного или значительно преобладает над ортоклазом. Весьма характерно, что все полевые шпаты сильно пелитизированы, иногда несколько серицитизированы. Цветные минералы в значительной степени или целиком замещены вторичными минералами.

**Плагноклаз** образует полисинтетически сдвойникованные короткопризматические кристаллы разнообразного размера, наичаще 0.2—0.8 мм толщиной и 0.4—1.5 мм длиной. Представлен андезином, обычно несколько зональным (табл. 17, шл. 98 — № 44). По периферии местами узкая оторочка ортоклаза. Обычно плагноклаз сильно загрязнен бурой и серой мутью, мелко серицитизирован и иногда включает зерна минералов эпидотовой группы. В некоторых зернах середина бывает свободна от вторичных продуктов. Периферия часто сложена вторичным альбитом.

**Ортоклаз** сильно пелитизирован. Резко ксеноморфен по отношению к плагноклазу. Иногда образует довольно крупные порфировидные выделения, середина которых часто свежая и без пертитовых вросток. Местами ортоклаз включает вростки плагноклаза как пойкилитового, так и пертитового характера.

**Кварц** выполняет угловатые промежутки между полевыми шпатами. Иногда довольно скуден, чаще обилен. В последнем случае нередко обладает облачным угасанием, местами создает участки пойкилитовой структуры с вращением в него кристалликов полевого шпата и сфена. В породах с более отчетливо выраженной порфировидной структурой кварц часто располагается преимущественно вдоль периферии порфировидных выделений полевого шпата. Изредка между полевыми шпатами наблюдаются участки микропегматита.

Первичные цветные минералы сохранились лишь в некоторых шлифах и то в небольшом количестве. Чаще всего это листочки биотита, плеохроирующего в бурых тонах. Несколько реже неправильные столбики бледнозеленого цеппеохроичного авгита и неправильные, рваные зернышки обыкновенной роговой обманки с плеохроизмом в буровато-зеленых тонах. Все цветные минералы в сильной степени замещены вторичными продуктами. Биотит почти полностью замещается светлозеленым хлоритом, часто с сагенитовой решеткой, авгит — хлоритом, кальцитом, окислами железа.

Акцессорные сфен, апатит и титаномagnetит или магнетит пользуются широким распространением.

Вторичные минералы, помимо замещения полевых шпатов и цветных минералов, в виде мелких зерен и скоплений рассеяны и между зернами. Это преимущественно кальцит, хлорит, минералы эпидотовой группы и бурые окислы железа.

Несколько отличается по структурным признакам и вторичным изменениям небольшая группа пород. Это полифировые породы, содержащие во вкраплениях неправильные, более или менее изометричные зерна ортоклаза и призматические кристаллы олигоклаза, интенсивно замещаемого как вдоль периферии, так и неправильными участками внутри кристаллов буроватым, сильно серицитизированным альбитом. В одном шлифе присутствуют также неправильные, частично замещенные вторичными минералами зерна роговой обманки. Основная масса микрогранулитовая, состоит из кварца и ортоклаза или микроклина с примесью чешуек серицита. В большом количестве обычно присутствуют также мелкие удлиненные кристаллики альбита. Весьма характерно вращение минералов основной массы, особенно кварца, в крайевые части вкраплеников, которые на границе с основной массой резко ксеноморфны. В небольшом количестве в породах присутствуют акцессорные апатит, магнетит, сфен, изредка циркон и вторичные хлорит, кальцит, лейкоксен, лимонит, анатаз.

В эту же группу по геологическим условиям может быть отнесена порода 786, несколько отличающаяся по минералогическому составу. Плагноклаз и цветные минералы в ней отсутствуют. Порода сложена призматическими кристаллами сильно пелитизированного микропертита, в промежутках между которыми расположена пойкилитовая основная масса: довольно крупные ксеноморфные зерна кварца переполнены вростками мелких кристалликов ортоклаза.

В табл. 13 и 14 приведен химический состав сиенит-порфира обр. 98 и его пересчет на нормативный состав. Порода отвечает разностям, не очень богатым кварцем. По содержанию кремнекислоты и щелочей она близка к более меланократовым разностям авгитовых сиенитов, но различается от них несколько пониженным содержанием глинозема и особенно кальция и повышенным содержанием железа и особенно магния. В нормативном составе это отражается низким содержанием апортита при наличии в то же время избытка корунда и повышенным содержанием фемических компонентов, среди которых существенную роль играет гиперстен. На состав породы наложили отпечаток постмагматические процессы, и, в частности, низкое содержание кальция и нормативного апортита объясняется постмагматической альбитизацией периферии плагноклазовых кристаллов.

## 6. Алякситоидный сиенит

Эта порода встречается в верховьях рч. Ортосалы, где она рассекает большими прожилками обычного вида авгитовый сиенит. Макроскопически это среднезернистая порода белого цвета. Под микроскопом представляет лейкократовую среднезернистую породу, состоящую из плагноклаза, калинатрового полевого шпата и некоторого количества кварца и сфена.

Плагиоклаз образует реже самостоятельные зерна, чаще срединные части полевошпатовых зерен, периферия которых целиком сложена кали-натровым полевым шпатом в близкой к плагиоклазу ориентировке. Разрезы плагиоклазовых зерен представляют четырехугольники или многоугольники, часто с закругленными углами. Довольно заметно вытянуты — толщина кристаллов 0.3—1.0 мм при длине 1.0—2.5 мм. Двойниковая штриховка проявляется далеко не всегда. По углу симметричного угасания (4—5°) это олигоклаз около № 20. Зональность в угасании везде выражена резко. Плагиоклаз слабо серицитизирован, иногда чешуйки серицита располагаются по определенным зонам.

Кали-натровый полевой шпат представлен микропертитом. Он образует оболочки плагиоклазовых кристаллов и самостоятельные зерна. Оболочка вокруг плагиоклазов колеблется от ничтожной величины до 0.3 мм. Оболочки смежных зерен соприкасаются между собой по неправильной, иногда зубчатой или рваной границе. Местами вдоль этой границы располагается тонкая неправильная полоска, представляющая мелкозернистый аллотриоморфный агрегат зернышек ортоклаза и отчасти альбита. В виде самостоятельных зерен микропертит также обладает неправильными очертаниями. Жилковатые пертитовые вроски альбита обычно многочисленны.

Кварц присутствует в очень небольшом количестве, образует мелкие неправильные зерна, часто располагающиеся кучками в промежутках между полевыми шпатами.

Сфен образует многочисленные мелкие и довольно крупные клинообразные и иной формы зерна длиной обычно 0.2—0.5 мм, иногда до 1.3 мм.

## 7. Лейкократовые граносиенит-порфиры

Встречаются в лакколитах некоторых авгитовых сиенитов как местная фация и местами, возможно, рассекают их прожилками. Отличительными особенностями пород этой группы являются:

- 1) присутствие плагиоклаза и ортоклаза, обычно с заметным преобладанием последнего;
- 2) значительное количество кварца;
- 3) полное или почти полное отсутствие цветных компонентов;
- 4) порфировидная (иногда порфировая) структура породы при гранулитовой структуре основной массы.

Акцессорные минералы, как и обычно, представлены сфеном, апатитом и магнетитом. Изредка встречаются зернышки ортита и циркона, характерно некоторое развитие вторичных минералов.

Плагиоклаз присутствует в очень переменном, но неизменно подчиненном по отношению к ортоклазу количестве. Представлен олигоклазом или олигоклаз-альбитом (табл. 17, шл. 52 — № 13), часто слабо зонален. Многие зерна обрастают по периферии каймой ортоклаза. При значительном содержании плагиоклаза в породе он образует порфировидные выделения в форме довольно крупных призматических кристаллов. При меньшем содержании он образует короткостолбчатые кристаллики, а при совсем небольшом слагает лишь ядра некоторых ортоклазовых зерен. То свежий, то серицитизирован, иногда довольно густо. В отдельных зернах можно наблюдать развитие агрегата бледнозеленого хлорита и зернышек минералов эпидотовой группы.

Ортоклаз обычно сильно целитизирован. Образует как более крупные порфировидные выделения, так и мелкие неправильно изометричные зернышки в основной массе. Обычно содержит неправильно пятнистые, жилковатые, изредка шахматного характера пертитовые вроски альбита. Часто в ортоклазе встречаются пойкилитовые вроски кристалликов плагиоклаза и округлых зернышек кварца. В некоторых шлифах характерно разъедание ортоклаза кальцитом.

К в а р ц образует обильные мелкие, неправильно округлые зернышки в основной массе. Иногда он изоморфен с ортоклазом, чаще идиоморфнее его. В некоторых, правда, довольно редких случаях можно наблюдать идиоморфизм кварца даже по отношению к плагиоклазу. Периферия некоторых ортоклазовых зерен бывает иногда довольно густо проникнута пойкилитовыми вростками зернышек кварца. Изредка они наблюдаются и в плагиоклазе.

Цветные минералы, весьма скудные, наиболее часто бывают представлены ромбического сечения столбчатыми или веретенообразными кристалликами обыкновенной роговой обманки, довольно светлой буровато-зеленой, иногда в простых двойниках. Реже присутствуют неправильные столбики или зерна бледнозеленого неплеохроичного авгита, или одного, или совместно с роговой обманкой. Очень редко встречаются мелкие неправильные листочки довольно светлого зеленовато-бурого биота.

Из акцессорных мелкие зерна магнетита и сфена присутствуют почти всегда, обычно многочисленны. Апатит встречается в меньшем количестве и далеко не всегда. Изредка присутствуют флюорит, ортит, циркон.

Из вторичных минералов в некоторых породах встречаются кальцит, хлорит, минералы эпидотовой группы, серицит, бурые окислы железа, лейкоксен. В хлорите иногда плеохроичные дворики вокруг мелких включений, вероятно циркона или сфена.

В табл. 13 и 14 приведен химический состав лейкократового граносиенит-порфира обр. 52 и его пересчет на нормативный состав. Порода отличается высоким содержанием кремнекислоты и щелочей, пониженным содержанием глинозема и низким—железа, кальция и магния. По содержанию кремнекислоты порода приближается к некоторым гранитам, но обладает для такой кислотности несколько повышенным содержанием щелочей. В нормативном минералогическом составе характерно высокое (но недостаточное для гранитов) содержание кварца, большая, примерно равная роль ортоклаза и альбита и незначительная роль анортита (6.38%) и фемических компонентов (5.06%). По составу порода близка к некоторым кварцевым порфирам яластовых интрузий (например, обр. 39 из Ороченской интрузии, табл. 1 и 2).

### 8. Августовый граносиенит-порфир

Эта порода была встречена в Ыллымахском р-не в неясных условиях залегания. Скорее всего она образует охлажденную краевую фацию лакколита или штока кварцсодержащего августового сиенита.

Под микроскопом это порфировая порода с заметным преобладанием вкрапленников над основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, кали-натровым полевым шпатом, скудным кварцем, пироксеном и роговой обманкой. Сюда же могут быть отнесены довольно крупные зерна сфена и титаномагнетита. Основная масса микрогранулитовая. Количественный минералогический состав породы таков (в объемн. %):

Основная масса . . . . .	35.1	пироксен + роговая обманка . . . . .	2.0
Вкрапленники:		сфен . . . . .	0.6
плагиоклаз . . . . .	46.5	титаномагнетит . . . . .	0.6
кали-натровый полевой шпат	10.4		
кварц . . . . .	4.8		
			100.0

П л а г и о к л а з образует весьма идиоморфные, но не вполне правильно развитые кристаллы (надломанные, с недоразвитыми гранями, неправильно прирастающие один к другому и пр.). Весьма четкая двойниковая штриховка. В большинстве кристаллов отчетливая, хотя и не слишком

резкая зональность. В некотором расстоянии от периферии можно наблюдать обратную зональность: середина принадлежит олигоклазу № 20—22, периферия — олигоклазу № 29 (табл. 17, шл. 199).

**К а л и - н а т р о в ы й** п о л е в о й ш п а т вкрапленников представлен ортоклазом (табл. 17, шл. 199). Он образует на площади шлифа всего одно крупное (8 мм длиной) сильно ресорбированное зерно и несколько мелких. Последние содержат очень немного мелких пертитовых вростков альбита. Ортоклаз свежий, лишь слабо пелитизирован.

**К в а р ц** образует во вкрапленниках несколько небольших (0.5—0.7 мм) сильно оплавленных зерен.

**П и р о к с е н** представлен интенсивно зеленым авгитом, с едва заметным плеохроизмом (табл. 17), образующим то короткие хорошо ограниченные столбики до  $0.8 \times 1.4$  мм, то неправильные зерна. Частично замещается роговой обманкой с плеохроизмом от желтовато-зеленого до синевато-зеленого, довольно бледно окрашенной, повидимому, постагматической.

**Р о г о в а я** о б м а н к а иного характера, повидимому первичная, значительно гуще окрашенная, с плеохроизмом от зелено-желтого до густого буровато-зеленого, образует небольшое количество самостоятельных зерен.

**С ф е н** образует частые, но очень неравномерно распределенные в породе, удлиненные или неправильно клиновидные кристаллы до 0.1—0.2 мм толщиной и 0.4—1.0 мм в длину. Весьма обычны двойники.

**Т и т а н о м а г н е т и т** дает не очень обильные неправильно изометричные зерна 0.2—0.7 мм в поперечнике. Довольно обычна реакционная оторочка мелких зернышек сфена.

Основная масса состоит существенно из ортоклаза и кварца с весьма подчиненным количеством плагиоклаза. Структура микрогранулитовая. Помимо зерен резко преобладающего размера 0.03—0.06 мм, в подчиненном количестве присутствуют более крупные зерна, главным образом полевых шпатов (0.1—0.2 мм, иногда до 0.3 мм), образующие как бы микро-вкрапленники. Часто они содержат пойкилитовые вростки более мелких зерен. В очень небольшом количестве в основной массе присутствуют мелкие зернышки роговой обманки, сфена и рудного минерала. Призмочки апатита весьма редки.

## 9. Аплиты

Аплиты довольно часто встречаются в телах авгитовых сиенитов в виде прожилков от нескольких миллиметров до 10—20 см мощностью. Макроскопически это мелко- или среднезернистые породы белого, розового, иногда мясо-красного цвета. Под микроскопом они состоят существенно из калинатрового полевого шпата и кварца, иногда с очень небольшой примесью кислого плагиоклаза. Цветные минералы почти отсутствуют, иногда ничтожная примесь аксессуарных. Структура или аллотриоморфнозернистая, или микропегматитовая, изредка несколько порфириовидная.

**К а л и - н а т р о в ы й** п о л е в о й ш п а т представлен микропертитом с обильными жилковатыми вростками альбита. Ограничения зерен неправильны, иногда они обладают зубчатыми контурами. В некоторых породах наблюдается тенденция к образованию табличатых кристаллов в простых двойниках.

**П л а г и о к л а з** встречается в очень небольшом количестве и далеко не во всех шлифах. Представлен олигоклаз-альбитом или альбитом. Характеризуется расплывчатой, лишь иногда более четкой двойниковой полосчатостью. Изредка составляет небольшое центральное ядро микропертитовых зерен или образует в них скудные пойкилитовые вростки. Часто слабо серицитизирован.

**К в а р ц** — то более, то менее обилец. Некоторые породы правильнее было бы именовать кварцевыми сиенит-аплитами. В породах с обилием

кварца иногда проявляется тенденция к образованию пойкилитовой структуры. Чаще структура микропегматитовая, причем не только кварц образует вростки в ортоклазе, но и наоборот. В пл. 159 во многих зернах кварца сердцевина занята зернышком ортоклаза, вокруг которого располагается зона микропегматита, от которой в кварц отходят скудные пегматитовые вростки ортоклаза; периферия представляет чистый кварц. Иногда в сердцевине расположен не ортоклаз, а микропегматит, а некоторые зерна кварца содержат лишь довольно скудные пегматитового характера вростки ортоклаза. Изредка в середине кварцевого зерна расположен кислый плагиоклаз, окруженный зоной микропегматита, причем ортоклаз последнего по своей ориентировке представляет как бы оторочку плагиоклазового ядра.

Из цветных минералов очень редко встречаются ничтожные количества обыкновенной роговой обманки с плеохроизмом от бледного буровато-желтого до буровато-зеленого, эгирин-авгита с интенсивно зеленой окраской или биотита с плеохроизмом от бледножелтого до зеленовато-бурого. Иногда небольшие листочки белой слюды. Мелкие зернышки сфена, апатита и магнетита или титаномагнетита нередки. В пл. 159 встречено одно мелкое зернышко ортита.

### 10. Микромонциты и меланократовые микросениты

Эти породы представляют одну очень резко выраженную геологическую группу. Они слагают штоки с очень крутыми боковыми контактами, проникающие своими вершинами очень высоко в толщу осадочных пород и потому нередко выходящие на поверхность среди юры. Они слагают голец Грядовой в бассейне Якокута, несколько небольших штоков в соседстве с ним, голец Заметный на водоразделе Якокута и Томмота, штоки в соседстве с Томмотским, Якокутским и Ылыммахским щелочными лакколитами и т. д.

Петрографически породы этой группы характеризуются сильно повышенным содержанием цветных компонентов, не находящимся в зависимости от количества и основности плагиоклаза. В пределах каждой отдельной интрузии замечаются некоторые вариации состава обычного характера — с понижением количества и основности плагиоклаза снижается и количество цветных компонентов, но в различных интрузиях количество и основность плагиоклаза колеблются в очень широких пределах, вплоть до полного его исчезновения, количество же цветных компонентов неизменно повышенное и не обнаруживает какой-либо зависимости от количества плагиоклаза.

Под микроскопом породы характеризуются мелкозернистой, часто порфиroidной структурой и состоят из плагиоклаза, кали-натрового полевого шпата, пироксена, роговой обманки, биотита, изредка оливина и акцессорных магнетита и апатита. Довольно редко присутствуют сфен и ничтожное количество кварца. По основности и количеству плагиоклаза, а вместе с тем и по структуре породы непрерывно изменяются от микромонцитов до микросенитов. Количественный минералогический состав некоторых типичных пород следующий (в объеме. %):

	Обр. 323	Обр. 236	Обр. 176	Обр. 203
Плагиоклаз . . . . .	31.4	66.2	16.7	—
Ортоклаз . . . . .	29.2		36.2	70.6
Бесцветные . . . . .	60.6	66.2	52.9	70.6
Пироксен . . . . .	22.0	14.3	30.2	12.2
Роговая обманка . . . . .	—	11.9	—	—
Биотит . . . . .	9.1	2.2	6.4	13.7
Оливин . . . . .	—	—	3.4	—
Магнетит . . . . .	6.8	3.9	5.5	—
Апатит . . . . .	1.5	1.5	1.6	3.5
Окрашенные . . . . .	39.4	33.8	47.1	29.4

Кроме того, в нескольких шлифах измерено соотношение между бесцветными и окрашенными минералами (в объеме, %):

	Обр. 65	Обр. 138	Обр. 284	Обр. 605	Обр. 1547
Бесцветные . . . . .	72.8	64.9	80.6	65.8	80.0
Окрашенные . . . . .	27.2	35.1	19.4	34.2	20.0

Если взять среднее арифметическое из девяти измеренных шлифов, то получим среднее содержание цветных минералов в 31.7%. Структура пород то типичная монцитонитовая в породах с большим количеством плагиоклаза, то неясная гишвидноморфно зернистая, приближающаяся то к аллотриоморфной, то к роговиковой.

**Плагиоклаз** в более богатых им разностях и в более крупных зернах представлен кислым андезитом или основным олигоклагом (около № 30), в менее богатых плагиоклагом разностях и в мелких зернах он спускается до олигоклаго-альбита и даже до альбита (табл. 17, шл. 104, 323, 1547). В микромонцитонитах плагиоклаз образует кристаллы двух генераций. Первая генерация дает сильно вытянутые призматические кристаллы в полисинтетических двойниках, обычно несколько зональные, размером 0.1—0.4 мм в ширину и 0.2—0.8 мм длиной. Нередко кристаллы плагиоклаза обрастают каемкой ортоклаза или микропертита. Плагиоклаз второй генерации дает мелкие неправильно округленные или четырехугольные, часто лейстообразные разрезы. Двойниковое сложение обнаруживает далеко не всегда. В некоторых разностях кристаллы первой и второй генераций резко различаются по размерам, и структура породы бывает явно порфировая или порфириовидная. В других они соединяются непрерывным рядом переходов, и структура породы становится неравномернозернистой.

В менее богатых плагиоклагом разностях он сохраняет общий призматический облик, но ограничения его становятся неправильными — извилистыми, фестончатыми, бахромчатыми, зубчатыми. Крупные кристаллы плагиоклаза исчезают, вся порода становится более равномернозернистой с размером зерен порядка 0.1—0.3 мм. Двойниковая штриховка делается менее отчетливой и проявляется не всегда, зональность в угасании сохраняется. В наиболее бедных плагиоклагом разностях он образует лишь округленные или неправильные, с извилистыми очертаниями зернышки, обычно без двойниковой штриховки, но довольно часто с зональным угасанием. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к ортоклазу в таких породах почти не выражен.

**К а л и - н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т** представлен ортоклагом или микропертитом. Обычно несколько пелитизирован. Образует еще более неправильные зерна, обычно того же размера, что и плагиоклаз. В некоторых породах, особенно бедных плагиоклагом, наблюдается тенденция ортоклаза к образованию табличатых кристаллов с несколько трахитоидным расположением.

**К в а р ц** присутствует в редких породах в очень небольшом количестве, выполняя мелкие уголки между полевыми шпатами. Интересно, что породы, лишенные плагиоклаза или очень им бедные, совершенно не содержат кварца, породы с несколько большим содержанием плагиоклаза иногда содержат ничтожное количество кварца и породы с наибольшим содержанием плагиоклаза (микромонцитониты) содержат кварц наиболее часто и в наиболее заметном количестве. Иногда в них даже создаются небольшие участки пойкилитовой структуры с вращением в кварц зернышек полевых шпатов.

**П и р о к с е н** резко преобладает среди цветных минералов. В более меланократовых разностях (независимо от содержания и основности плагиоклаза) представлен очень бледно окрашенным зеленоватым диопсидом (табл. 17, шл. 65, 176, 236, 835). В более лейкократовых разностях это бледнозеленый неплеохроичный авгит (табл. 17, шл. 104, 323, 1547). Иногда в пироксене можно наблюдать отчетливую зональность: середина сложена

более бледным диопсидом с меньшим углом угасания и несколько более яркой интерференционной окраской, периферия — каймой несколько более интенсивно окрашенного авгита. Очень редко можно наблюдать повторяющуюся зональность.

Обычно пироксен образует столбчатые кристаллы самого разнообразного размера — от 0.02 мм в поперечнике до 3 мм длиной и 1 мм в поперечнике. В большинстве пород преобладают столбики 0.2—0.5 мм в поперечнике и 0.5—1.0 мм длиной. Присутствие крупных кристаллов пироксена придает породам порфирированный облик. Призматические грани часто хорошо образованы, конечные отсутствуют, и столбики заканчиваются неправильными рваными очертаниями. Иногда ограничения со всех сторон бывают неправильны. Передко зерна полевых шпатов как бы несколько вдавлены в кристаллы пироксена, благодаря чему ограничения последних несколько извилисты. Более мелкие зерна пироксена часто совершенно неправильны. Довольно часто в пироксене можно наблюдать полисинтетические двойники. Нередки включения зерен магнетита, призмочек апатита, листочков биотита; очень редки включения зернышек ортоклаза. В некоторых кристаллах пироксена можно наблюдать небольшие участки или неправильные прерывающиеся зоны, содержащие обильные вросстки тонких пластинок, повидимому ильменита, образующих тонкую, пересекающуюся в двух направлениях решетку. В шл. 176 пироксен часто группируется в гломеропорфиновые сростки и в одном месте образует шпир  $2 \times 3$  мм, состоящий из столбиков пироксена с заметной примесью довольно крупных зерен оливина. Реакционное замещение периферии авгитовых кристаллов роговой обманкой довольно обычно.

Оливин встречается только в двух шлифах из Ыльмакского лакколита. Он образует довольно многочисленные неправильные округлые зерна от 0.1 до 0.5 мм в поперечнике. Изредка встречаются не вполне правильные призматические кристаллы с конечными гранями. В шл. 175 два таких кристалла образуют двойник прорастания. Обычно зерна оливина рассеяны не густой сетью неправильных трещин, вдоль которых происходит выделение бурого железистого вещества; некоторые более мелкие зерна полностью им замещены. Весьма характерно обрастание оливиновых зерен каймой биотита.

Роговая обманка в более меланократовых разностях присутствует в немногих шлифах и притом в незначительном количестве. Образует неправильную реакционную каемку по периферии отдельных зерен пироксена, изредка мелкие самостоятельные неправильные зерна. В более лейкократовых разностях степень замещения пироксена бывает очень велика — до полного замещения отдельных зерен. Замещение протекает как в форме развития периферической каймы, так и в форме взаимного прорастания авгита и роговой обманки. Иногда наблюдается отчетливо выраженное реакционное замещение роговой обманкой пластинок биотита. При этом роговая обманка образует по периферии биотитовых пластинок весьма правильную кайму, в точности повторяющую очертания самого биотита, иногда довольно прихотливые, изъеденные (табл. V, фиг. 2). При более полной степени замещения внутри роговой обманки сохраняются разведенные, одинаково ориентированные участки биотита. В местах обрастания пироксена биотитом роговообманковая кайма располагается по наружной стороне биотита, но отсутствует между ним и пироксеном.

Помимо обрастания пироксена и биотита, роговая обманка образует и самостоятельные зерна, обычно ксеноморфные по отношению к полевым шпатам. В породах с особенно значительным содержанием роговой обманки она образует очень крупные (до 2.5—3.0 мм) неправильные скелетные зерна, в изобилии продырявленные зернами полевых шпатов и часто разбитые в шлифе на множество разведенных, но одинаково гаснущих участков. Обычно роговая обманка плеохроирует от довольно светлого желтовато-зеленого до густого буровато-зеленого (табл. 17, шл. 236).



Количество роговой обманки в породах не является только функцией их меланократовости. В одних участках района роговая обманка появляется в заметном количестве еще в очень меланократовых породах, в других — лишь в наиболее лейкократовых и притом в ничтожном количестве (Бллымахский лакколит). Количество и основность плагиоклаза также не играют здесь решающей роли, так как наиболее охотно роговая обманка появляется именно в монцонитах и в разностях лишь с ничтожным содержанием плагиоклаза, тогда как в промежуточных породах она появляется менее охотно.

**Б и о т и т**, как правило, присутствует в наибольшем количестве в породах с незначительным содержанием роговой обманки и, наоборот, в ничтожном количестве в породах, богатых ею. Образует неправильные пластинки, обычно ксеноморфные по отношению к полевым шпатам, нередко дырчатые, сильно варьирующего размера. Плеохроирует обычно от желтого до коричнево-бурого, в породах богатых роговой обманкой, до густого зеленовато-бурого и даже буро-зеленого. Часто биотит включает зерна магнетита, апатита, пироксена, также полевых шпатов. Довольно часто неправильной каймой обрастает зерна пироксена, а также оливина в тех породах, где последний присутствует. Нередко образует оторочку вокруг зерен магнетита, причем во многих случаях он довольно точно повторяет контуры магнетита, иногда не очень правильные, в некоторых случаях бухтообразно в него вдается. В единичных шлифах в биотите встречаются небольшие плеохроичные дворки вокруг мелких неопределимых включений с высоким рельефом, повидимому циркона. В некоторых породах биотит в небольшой степени замещается светлозеленым хлоритом.

С увеличением в породах темновесных компонентов биотит принимает форму крупных (до 5 мм) скелетных пластин, разбивающихся в шлифе на ряд отдельных дырчатых участков, одинаково ориентированных.

**Магнетит** обилен во всех шлифах. Образует то неправильные, с прихотливыми очертаниями зерна, то изометричные с довольно правильными ограничениями кристаллики. В более меланократовых разностях изредка включает мелкие призмочки апатита. Часто обрастает каймой биотита, в единичных шлифах — мелкими зернышками сфена.

**Сфен** в подавляющем большинстве пород отсутствует совершенно. Если он имеется, то в небольшом количестве, в виде самостоятельных зернышек и оторочки на зернах магнетита. Заметно обильнее сфен в разностях, богатых роговой обманкой.

**Апатит** в форме идиоморфных призмочек присутствует всегда, часто обилен. Для большинства пород характерна засоренность его, особенно в середине, мелкими включениями непрозрачного пигмента, благодаря которым апатит заметно, иногда сильно плеохроирует от коричнево-розового до серовато-синего.

**Циркон** образует единичные зерна в редких шлифах.

В табл. 13 и 14 приведены химические и нормативные минералогические составы двух пород этой группы — очень меланократовой разности (обр. 176) из Бллымахского лакколита и довольно лейкократовой разности (обр. 236) из Верхне-Амгинского р-на. Порода 176 более всего приближается к монцонитам (ноготам) из Little Belt Mountains Монтана. Ее характеризует низкое содержание кремнекислоты и глинозема и высокое содержание щелочей, железа, магния и кальция. Характеристика рассматриваемых пород под микроскопом также очень сближает их с ноготами. Для нормативного состава породы 176 характерно очень высокое количество фемических компонентов (40%), резкое преобладание среди них диоксида, примерно равная роль ортоклаза и плагиоклаза. Некоторая недосыщенность кремнекислотой, выражающаяся в присутствии нормативного нефелина, относится за счет богатства породы биотитом. Порода 236 из Верхне-Амгинского р-на отличается, главным образом, повышенным содержанием глинозема за счет железа и отчасти магния и кальция, при

слегка повышенном содержании кремнекислоты и щелочей. Это отражается на ее нормативном составе значительно большей лейкократовостью (20% фемических минералов), большим количеством и большей основностью плагиоклаза. Преобладание диопсида среди фемических минералов и небольшое количество нормативного нефелина сохраняются.

## 11. Дайковые трахибазальты

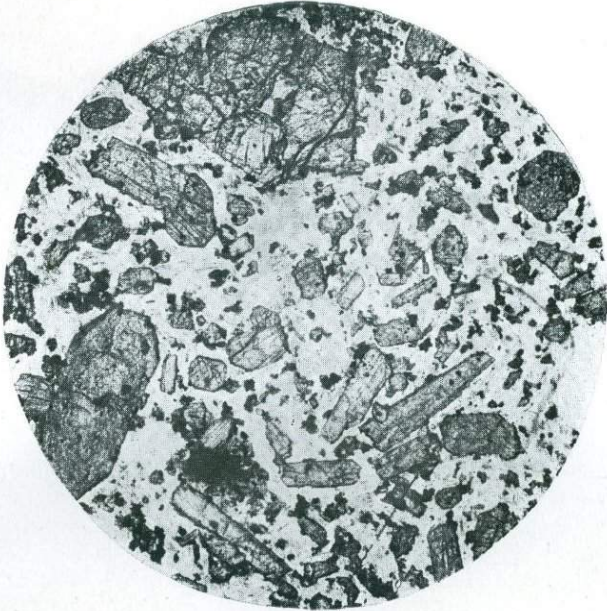
Довольно разнообразные породы, залегающие дайками, повидимому, в связи со штоками только что описанных микромонцитов и меланократовых микросиенитов. Возможно, что они представляют лампрофирового характера отщепления той же самой магмы. Макроскопически это черные тонокзернистые или плотные, тяжелые базальтоподобные породы. Под микроскопом они характеризуются крайним развитием тех же признаков, что и описанные выше микромонциты, — уменьшением крупности зерна при одновременном увеличении количества цветных компонентов. По условиям залегания и структурным признакам они не являются типичными трахибазальтами, но, несомненно, представляют дайковые производные трахибазальтовой магмы. Некоторые из них могли бы быть названы пироксеновыми (безамфиболовыми) камптонитами, но мы предпочли для всей группы более общее и менее специализированное название дайковых трахибазальтов. По особенностям структуры и минералогического состава эти породы могут быть разбиты на четыре разновидности.

**Первая разновидность.** Эта порода встречается по рч. Чечерке (правый приток Якокута) в небольшом штоке микромонцита среди россыпи его глыб в неясных генетических и пространственных соотношениях с ним. Под микроскопом это меланократовая порода порфировой структуры, содержащая в основной массе ортоклаз, основной плагиоклаз, пироксен, оливин, магнетит и в порфировых выделениях — пироксен и плагиоклаз. Структура основной массы микрозернистая. Между минералами вкрапленников и основной массы наблюдаются постепенные переходы в размерах.

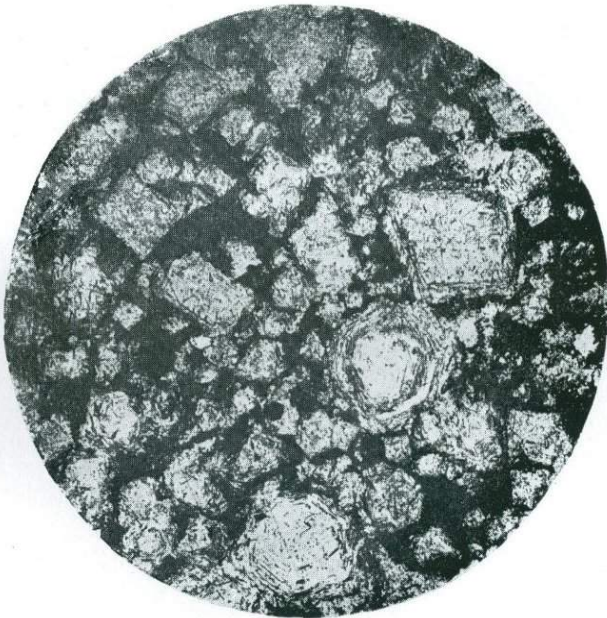
Количественный минералогический состав таков (в объемн. %):

Основная масса . . . . .	35.0
Вкрапленники:	
пироксен . . . . .	31.0
плагиоклаз . . . . .	34.0
	<hr/>
	100.0

**Пироксен** вкрапленников представлен идиоморфными кристаллами зеленоватого неплеохроичного диопсида (табл. 17, ил. 604). Многие кристаллы прекрасно огранены со всех сторон, у большинства конечные грани, а у многих и некоторые из призматических не развиты. В некоторых кристаллах наблюдаются бухтообразные включения основной массы. Часто встречаются двойники, иногда полисинтетические. Иногда наблюдаются гломеропорфировые сростки. Средний размер зерен  $0.2 \times 0.4$  мм, отдельные наиболее крупные вкрапленники достигают  $1.2 \times 2.5$  мм. С другой стороны, присутствует значительное количество более мелких зерен, непрерывно переходящих в зерна основной массы. Последние чрезвычайно мелкие ( $0.001$ — $0.003$  мм) и на ряду с подобными же мельчайшими зернышками магнетита располагаются отчасти между зернами полевых шпатов основной массы, отчасти пронизывая их. В зернах ортоклаза они располагаются беспорядочными кучками, иногда совершенно их засоряя; в зернах плагиоклаза приурочены к определенным зонам, подобно включениям в лейците. В особенно большом количестве они скапливаются вокруг кристаллов плагиоклаза, образуя здесь сплошную или почти сплошную кайму.



Фиг. 1. Шл. 1715.  $\times 23$ . Николи  $\parallel$ . Трахибазальт. В светлой полевошпатовой основной массе обильные столбчатые выделения пироксена.



Фиг. 2. Шл. 777.  $\times 33$ . Николи  $\parallel$ . Эгириновый гранит-порфир (гронрудит). Выделения кварца и калиевого полевого шпата в богатой эгирином основной массе. В кварце обильные включения иголок эгирина, располагающиеся зонами по граням призмы.

Создается впечатление, что плагиоклаз при своей кристаллизации раздвигал их в стороны, лишь в определенные моменты кристаллизации захватывая их внутрь, чем и обусловлено их зональное расположение в плагиоклазе. Эти мельчайшие зерна пироксена слагают около 50% основной массы, так что общее количество пироксена в породе можно оценить примерно в 50%.

Во многих пироксеновых зернах замечается едва условимая разница в окраске — внутренние зоны несколько бледнее. В скрещенных николях это выражается в не очень резком, но вполне явственном зональном угасании (во внешних зонах угол угасания несколько больше).

**Оливин** встречается в почти бесцветных, чуть буроватых небольших зернах без спайности (табл. 17, шл. 604). Наибольшие зерна достигают 0.2—0.3 мм, обычно они значительно мельче. Форма зерен неправильная. Количество зерен в породе, а вместе с тем и роль самого минерала невелики.

**Плагиоклаз** образует многочисленные, не очень крупные кристаллы обычно размера (0.15—0.20) × (0.20—0.40) мм. Более крупные почти не встречаются, более мелкие довольно обильны, входя уже в состав основной массы. Большинство кристаллов хорошо огранены, дают четырехугольные или многоугольные разрезы. Представлены лабрадором № 53 (табл. 17, шл. 604). Большинство зональны и полисинтетически sdвойниковацы, хотя изредка встречаются и несдвойниковацые зональные кристаллы. Весьма характерно двойникование двух, реже четырех полисинтетических кристаллов, причем это двойникование отражается и на их форме: вдоль двойникового шва они обычно имеют входящие углы, по которым положение шва достаточно ясно проступает и без николей.

**Ортоклаз** в виде мелких (0.03—0.05 мм) ксеноморфных зерен принимает существенное участие в сложении основной массы породы. Очертания зерен часто бывают совершенно скрыты мелкой сыпью пироксена. По той же причине весьма трудно оценить общее количество ортоклаза в породе, но, по видимому, оно порядка 15%.

**Магнетит** в виде мелких зерен (0.01—0.05 мм, а в основной массе и мельче), равномерно рассеянных во всей породе, принимает заметное участие в ее сложении. Местами образует значительные скопления вместе с пироксеном.

**Вторая разновидность.** Меланократовые породы порфировой структуры, состоящие существенно из пироксена, оливина и альбита. Вкрапленники представлены оливином и пироксеном, в состав основной массы входят пироксен, альбит, немного биотита, апатит, магнетит. Структура основной массы микролитовая, приближающаяся к интерсертальной (беспорядочное расположение лейст) или трахитоидной. Количественный минералогический состав породы (в объемн. %):

Основная масса . . . . .	64.0
Вкрапленники:	
пироксен . . . . .	27.5
оливин . . . . .	8.5
	<hr/>
	100.0

**Оливин** (табл. 17, шл. 1715) образует редкие, но сравнительно крупные вкрапленники (от 0.3 до 1.4 мм, изредка до 2 мм в поперечнике). Кроме того, встречаются более мелкие (0.08—0.15 мм) округлые зерна оливина, пойкилитово врастающие в пироксен. Обычно они располагаются целыми группами, выполняя всю середину пироксеновых зерен. Оливин свежий, совершенно не затронут вторичными процессами. Покрыт сетью неправильных трещин.

**Пироксен** представлен авгитом (табл. 17, шл. 1715), образует хорошо ограненные кристаллы, реже неправильные зерна (табл. VI, фиг. I).

Наиболее обычный размер зерен от 0.15 до 0.60 мм, изредка до  $1.2 \times 2.0$  мм; в основной массе зерна обычно около 0.04—0.08 мм. Авгит серовато-зеленоватый, неплеохроичный. Иногда заметна зональная окраска: сердцевина зерен окрашена более интенсивно, вокруг нее более бледная зона и вдоль краев очень узкая кайма, окрашенная как середина. Иногда самая внутренняя или самая наружная зона выпадает, и тогда кристалл разделяется лишь на две зоны. Неравномерно окрашенные зерна обладают зональным угасанием. Обычно более интенсивно окрашенные части зерен богаты включениями, более бледные почти их не содержат. Включения представляют мельчайшие рудные зерна, затем листочки биотита, лейсты альбита, иногда мелкие призмочки апатита, а также более крупные зерна и скопления зерен оливина. Последние иногда совместно с лейстами альбита выполняют всю сердцевину авгитовых кристаллов. Местами пироксен образует довольно значительные гломеропорфировые сростки.

Биотит принимает сравнительно небольшое участие в сложении породы. Он образует мелкие неправильные листочки, располагающиеся в промежутках между лейстами альбита или вдоль периферии авгитовых и оливиновых зерен, изредка вращая в них вдоль трещин. Плеохроирует от почти бесцветного до густокоричневого. Местами наблюдаются неправильные, расплывчатых очертаний удлинённые участки 0.05—0.15 мм шириной и от 0.5—1.0 до 1.5 мм в длину, состоящие из чешуйчатого агрегата того же биотита, проникнутого громадным количеством мелких рудных зерен, которые часто преобладают над биотитовым веществом. Повидимому, эти участки представляют результат замещения первоначальных вкрапленников какого-то цветного минерала.

Альбит составляет главную часть основной массы породы. Образует воднопрозрачные, полисинтетически сдвоенные лейсты размером 0.02—0.04 мм в толщину и 0.1—0.2 мм длиной. Вдоль контуров крупных зерен оливина и пироксена лейсты альбита располагаются плашмя, но в общем в породе обнаруживают беспорядочное расположение, напоминающее интересервальную структуру диабазов. Пироксен в основной массе неизменно идиоморфнее альбита, биотит же в большинстве случаев резко ксеноморфнее, выполняя треугольные промежутки между его лейстами.

Рудные зерна размерами 0.02—0.04 мм и мельче в громадном количестве присутствуют в породе, слагая около 4—5% ее.

Апатит встречается в виде мелких призмочек в небольшом количестве.

**Третья разновидность.** Занимает промежуточное положение между первой и второй разновидностями, по минералогическому составу соответствуя первой, а по структуре второй. Из структурных особенностей можно отметить присутствие крупного ресорбированного вкрапленника оливина, со всех сторон обросшего кристаллами авгита, и довольно постоянное присутствие каймы ортоклаза вокруг лейст и зерен лабрадора (табл. 17, пл. 869).

**Четвертая разновидность.** Резко порфировая порода. Во вкрапленниках многочисленные кристаллы пироксена и их гломеропорфировые сростки. Основная масса трахитоидная, состоит из кали-натрового полевого шпата, плагиоклаза, пироксена, руды и ничтожного количества биотита. Вкрапленники составляют по объему 38.2% породы, основная масса 61.8%.

Пироксен вкрапленников слабозеленоватый неплеохроичный диопсид (табл. 17, пл. С — 2 — 9) с резко выраженным зональным угасанием, образует столбчатые кристаллы самого разнообразного размера до  $0.5 \times \times 2.5$  мм. Иногда простые двойники, очень редко полисинтетические. Весьма обычны гломеропорфировые сростки.

В основной массе преобладает кали-натровый полевой шпат, образующий то очень мелкие лейстообразные, то сравнительно изометричные неправильные зерна. В зависимости от этого в одних участках структура

основной массы трахитоидная, в других аллотриоморфная. Части простые двойники. В подчиненном количестве присутствуют более крупные полисинтетически сдвойникованные лейсты плагиоклаза примерно № 45 (симметричное угасание около 24°). В громадном количестве вся основная масса проникнута мельчайшими столбиками пироксена и зернышками руды, составляющими не менее 30% основной массы. Благодаря этому общий состав породы получается довольно меланократовый. Пироксен и рудный минерал основной массы неизменно идиоморфнее полевых шпатов. В ничтожном количестве в породе присутствуют мелкие неправильные листочки биотита.

Около некоторых гломеропорфировых сростков, а также внутри них, между кристаллами пироксена полевошпатовая основная масса является несколько более крупнозернистой и содержит меньшее количество цветных минералов.

## 12. Дайковый трахиандезит

Эта порода встречается в Ыльмакском бассейне и геологически близка к описанным выше дайковым трахибазальтам. Петрографически по общему типу она также близка к трахибазальтам, являясь значительно менее меланократовой. Под микроскопом это порода с резко выраженной порфировой структурой и заметным преобладанием основной массы над вкрапленниками. Последние представлены плагиоклазом, кали-натровым полевым шпатом и пироксеном. Основная масса трахитоидная, состоит из тех же минералов, но с преобладанием кали-натрового полевого шпата. Из акцессорных присутствуют апатит, титаномагнетит и сфен. Количественный минералогический состав породы обр. 217 таков (в объеме, %):

	Вкрапленники	Осн. масса	Всего
Плагиоклаз . . . . .	11.2	} 52.6	66.8
Кали-натровый полевой шпат . . . . .	3.0		
Пироксен (+ роговая обманка) . . . . .	10.6	11.8	22.4
Титаномагнетит . . . . .	3.9	5.8	9.7
Апатит . . . . .	1.1	—	1.1
	29.8	70.2	100.0

Плагиоклаз № 37 (табл. 17, шл. 217) образует несколько крупных вкрапленников от 1.2 × 1.8 до 3.0 × 5.4 мм. Характерно зональное строение при почти полном отсутствии двойникования.

Кали-натровый полевой шпат представлен ортоклазом (табл. 17, шл. 217), образует несколько кристаллов в простых двойниках до 0.6 × 2.4 мм. Хорошо огранен. Иногда включает небольшие кристаллы плагиоклаза.

Пироксен образует многочисленные столбчатые кристаллы, колеблющиеся в своих размерах от 0.1 × 0.2 до 0.5 × 1.0 мм, изредка до 0.8 × 1.8 мм. Весьма обычны гломеропорфировые сростки. Пироксен представлен зеленым авгитом с едва заметным плеохроизмом от желтовато-зеленого до зеленого (табл. 17, шл. 217). Многие кристаллы резко зональны — середина значительно бледнее, почти бесцветная, по составу ближе к дионсиду. В некоторых кристаллах наблюдается переход вдоль периферии в обыкновенную роговую обманку, плеохроирующую от буровато-зеленого до густозеленого. Общее количество роговой обманки очень невелико.

В основной массе, очень мелкозернистой, резко преобладает ортоклаз, образующий неправильные, более или менее изометричные зерна или удлиненные лейстообразные зерна в простых двойниках. В значительно подчиненном количестве присутствуют тонкие, полисинтетически сдвойникованные лейсточки альбита. Расположение лейст ортоклаза и особенно

альбита потокообразное, хорошо видно обтекание ими вкрапленников. Внутри гломеропорфировых сростков пироксена полевые шпаты основной массы образуют несколько более крупнозернистый агрегат. Помимо полевых шпатов, в основной массе присутствует большое количество мелких столбиков авгита и рудных зернышек. Акцессорные минералы в породе обильны. Преобладают довольно крупные (0.1—0.4 мм) округлые зерна титаномагнетита, окруженные весьма характерной каемкой мелких зернышек сфена. Самостоятельные кристаллы последнего невелики и весьма редки. Много призм апатита до 0.8 мм длиной и 0.2 мм в поперечнике.

Заканчивая главу о щелочноземельных авгитовых сиенитах, интересно сравнить их состав с составом близких им пород из Учурского р-на, принадлежащего к той же петрологической провинции, но расположенного много восточнее. В табл. 15 и 16 приведены семь химических анализов этих пород, заимствованные из работы М. Я. Столяра (1934), и пересчет их на нормативный минералогический состав. Анализы расположены в таблицах в порядке убывания кремнекислоты. За породами сохранены названия, данные им М. Я. Столяром.

При сравнении анализов учурских пород с анализами алдаанских щелочноземельных сиенитов можно отметить следующее. Содержание кремнекислоты и глинозема в тех и других породах колеблется примерно в тех же пределах, но в учурских породах несколько больший процент с пониженным содержанием кремнекислоты. Содержание железа, магния

Таблица 15

Химические анализы пород Учурского р-на

Компоненты	№ образца						
	27л	48л	44л	707	41л	123л	105л
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64.73	64.40	62.33	60.21	60.03	59.59	59.23
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.12	0.41	1.16	0.50	0.52	0.64	0.55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.20	17.62	15.95	17.70	17.52	18.27	16.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.75	1.12	2.00	3.07	4.02	2.80	3.59
FeO . . . . .	2.49	2.28	3.08	2.47	2.00	1.80	2.41
MnO . . . . .	Следы	0.08	0.14	0.13	0.09	0.13	0.17
MgO . . . . .	1.29	1.01	1.58	1.14	1.09	1.17	1.57
CaO . . . . .	4.75	4.64	6.22	5.46	6.49	6.68	5.54
Na <sub>2</sub> O . . . . .	3.52	5.02	4.27	4.80	4.30	1.98	4.58
K <sub>2</sub> O . . . . .	3.88	1.96	3.10	3.09	3.17	6.75	2.49
П. п. прок. . . . .	0.82	—	—	—	—	0.49	—
	100.51	98.54	99.83	98.57	99.23	100.21	96.90

Обр. 27л — гранодиорит. Учурский р-н, верховья кл. Пр. Бердякита, голец Коммунар. Сборы Д. И. Лисогурского, 1932 (Столяр, 1934, 34).

Обр. 48л — диорит-порфирит. Учурский р-н, водораздел верховьев рч. Б. Чюльбю и Пр. Улахан-Чайдаха. Сборы Д. И. Лисогурского, 1932 (Столяр, 1934, 38).

Обр. 44л — диорит-порфирит. Учурский р-н, кл. Бердякит. Сборы Д. И. Лисогурского, 1932 (Столяр, 1934, 38).

Обр. 707 — диорит. Учурский р-н, бассейн Б. Айма, верховья кл. Бокуора, левого притока Ярбанг-Халчиги. Сборы М. Я. Столяра, 1932 (Столяр, 1934, 33).

Обр. 41л — диорит. Учурский р-н, голец в верховьях кл. Бердякита. Сборы Д. И. Лисогурского, 1932 (Столяр, 1934, 33).

Обр. 123л — кварцевый сиенит. Учурский р-н, водораздел Б. Чюльбю и Лев. Улахан-Чайдаха. Сборы Д. И. Лисогурского, 1932 (Столяр, 1934, 41).

Обр. 105л — диорит-порфирит. Учурский р-н, правое верховье кл. Догуйна. Сборы Д. И. Лисогурского, 1932 (Столяр, 1934, 38).

## Нормативный минералогический состав пород Учурского р-на

Минералы	№ образца						
	27л	48л	44л	707	41л	123л	105л
Кварц . . . . .	18.24	15.96	12.29	8.62	10.29	8.76	11.37
Ортоглаз . . . . .	22.92	11.75	18.36	18.52	18.84	39.99	15.08
Альбит . . . . .	29.84	43.06	36.18	41.18	36.66	16.76	39.78
Анортит . . . . .	17.03	20.06	15.22	17.91	19.32	21.07	18.35
SAL . . . . .	88.03	90.83	82.05	86.23	85.11	86.58	84.58
Диопсид . . . . .	3.95	1.41	8.39	5.42	5.89	6.29	6.55
Геденбергит . . . . .	1.34	1.36	4.37	2.32	—	0.34	1.25
Mg-гиперстен . . . . .	1.39	1.89	0.05	0.36	—	—	0.96
Fe-гиперстен . . . . .	0.55	2.06	0.04	0.19	—	—	0.22
Волластонит . . . . .	—	—	—	—	2.32	1.52	—
Магнетит . . . . .	2.62	1.67	2.90	4.51	5.27	4.06	5.34
Ильменит . . . . .	2.12	0.78	2.20	0.97	0.99	1.21	1.07
Гематит . . . . .	—	—	—	—	0.42	—	—
FEM . . . . .	11.97	9.17	17.95	13.77	14.89	13.42	15.42
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

и особенно кальция в учурских породах повышено по сравнению с алданскими, содержание щелочей, особенно калия, понижено. Так как щелочи требуют для своего насыщения больше кремнекислоты, чем любые другие окислы, в учурских породах несколько больше количество нормативного кварца. Одновременно в них повышено содержание фемических компонентов и анортита. Содержание нормативного альбита понижено слегка, ортоклаза — довольно сильно (среднее 20.8% в учурских породах против 29.1% в алданских). В общем специфические черты сиенитовой формации в учурских породах выражены менее резко, и они несколько приближаются к гранодиоритам и кварцевым диоритам орогенных зон. Учитывая, однако, довольно скромное содержание в них нормативного кварца и фемических компонентов и заметную роль ортоклаза, их можно было бы именовать кварцевыми сиенито-диоритами.



## ЭГИРИНОВЫЕ ГРАНИТЫ

Эти породы развиты в виде многочисленных даек вместе с сельсбергитами и тингуайтами в области северо-восточного горста архейских пород и в непосредственном соседстве с ним. В пределах Ыллымахского лакколита они слагают один центральный шток, в пределах Юхтинского лакколита — целую серию штоков. Штоки эгириновых гранитов известны также и в районе Нимгеро-Ыллымахского водораздела. В виде единичных находок эгириновые граниты встречаются и в других участках района.

Макроскопически это светлосерые, зеленовато-серые, розовато-серые, розовые, иногда почти белые породы, от мелко- до среднезернистых, иногда порфировидные. Макроскопически хорошо различимы изометричные зерна полевого шпата и то более, то менее обильные черно-зеленые мелкие иголки эгирина. Кварц невооруженным глазом обычно заметен плохо, но при помощи лупы устанавливается вполне отчетливо. При более резко выраженной порфировой структуре породы приобретают серо-зеленый цвет и содержат в тонкозернистой основной массе некрупные выделения светлого полевого шпата и иногда кварца (грорудиты).

Под микроскопом породы обнаруживают весьма постоянный качественный минералогический состав, но весьма большое разнообразие количественных и структурных соотношений между минералами. Обычно они состоят из кали-натрового полевого шпата, кварца и эгирина. Довольно часто появляются метасоматические альбит и микроклин, несколько реже кальцит. По содержанию кварца породы колеблются от типичных гранитов, иногда даже с несколько повышенным содержанием кварца, до граносиенитов, по содержанию эгирина — от богатых им пород до почти чистых аляскитов и по структуре — от равномернозернистых через порфировидные до порфировых разновидностей. Отдельные разновидности связаны между собой непрерывными переходами и представляют одну резко выраженную геологическую группу, почему и описываются совместно. Количественный минералогический состав этой группы пород иллюстрируется ниже следующей таблицей (в объемах. %):

	Обр. 108	Обр. 75	Обр. 20	Обр. 83	Обр. 1175
Полевые шпаты . . . . .	81.0	72.1	71.0	65.7	41.4
Кварц . . . . .	11.0	22.6	18.6	22.7	44.5
Эгирина . . . . .	8.0	5.3	10.4	11.6	14.1
	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Кали-натровый полевой шпат в большинстве случаев бывает представлен микропертитом или микроклин-микропертитом. Обычно образует хорошо ограниченные четырех- или шестигранные кристаллы. Всегда в той или иной мере пелитизирован, иногда очень сильно. Многочисленные пертитовые вставки альбита то неправильные, то жилковатые,

то веретенообразные. Иногда альбит пертитовых вростков бывает полисинтетически sdвойникован. Микроклин часто обладает не решетчатой, а довольно тонкой, неправильно пятнистой полисинтетически двойниковой структурой. Содержание полисинтетически sdвойникованных пертитовых вростков альбита дает весьма пеструю картину его угасания.

Во многих породах первичный полевой шпат интенсивно замещается постмагматическим микроклином. В отличие от первичного микроклина он совершенно лишен пертитовых вростков альбита, совершенно чистый, без пелитовой мути и обладает чрезвычайно четкой двойниковой решетчатой структурой. Замещение начинается с периферии и распространяется к середине кристаллов, иногда весьма неправильными путями. Мелкие кристаллы полевого шпата часто бывают полностью замещены метасоматическим микроклином. В более крупных кристаллах бывает замещена периферическая часть или полностью, или отдельными участками. Иногда мутный первичный полевой шпат сохранился одним или несколькими неправильными участками лишь в середине кристаллов. Пертитовые вростки альбита также подвергаются замещению микроклином, но несколько труднее, чем вещество калиевого полевого шпата. Поэтому иногда остатки их сохраняются среди микроклина, резко выделяясь на его фоне своей загрязненностью.

Некоторые породы подверглись также постмагматической альбитизации. Альбит метасоматически замещает как первичный микропертит, так и постмагматический микроклин, последний, пожалуй, в несколько меньшей степени. Обычно замещение идет по периферии полевощатовых кристаллов или в форме пойкилитово возрастающих в полевые шпаты довольно крупных альбитовых лейст. При замещении полевого шпата по периферии часто возникают хорошо образованные, полисинтетически sdвойникованные кристаллы идеально свежего альбита, содержащие внутри ядро первичного сильно загрязненного микропертита. Иногда между ними помещается еще неправильная зона постмагматического микроклина. Вообще же процессы микроклинизации и альбитизации идут независимо друг от друга, и нередко можно наблюдать, что породы с большим количеством постмагматического микроклина совершенно не содержат альбита и, наоборот, интенсивно альбитизированные не содержат постмагматического микроклина.

Кварц очень сильно варьирует по относительному количеству. В некоторых породах он присутствует в таком количестве, которое превышает нормальное количество кварца в гранитах. Подавляющее большинство пород содержат нормальное или слегка пониженное количество кварца. Реже оно заметно понижено против нормального, и такие породы можно именовать граносиенитами. Наконец, в единичных шлифах, относящихся к тем же телам эгириновых гранитов, кварц представляет лишь сравнительно небольшую примесь (кварцсодержащие сиениты).

Обычно кварц резко ксеноморфен по отношению к полевым шпатам, выполняя угловатые промежутки между ними. Иногда он при этом обладает облачным угасанием. В некоторых шлифах кварц образует довольно правильные кристаллы, не менее идиоморфные, чем кристаллы полевого шпата. Для них характерны обильные включения мелких иголок эгирина, очень правильно располагающиеся по граням призмы (табл. VI, фиг. 2). В некоторых породах помимо магматического кварца, густо загрязненного иголочками эгирина, присутствуют отдельные зерна и целые скопления совершенно чистого постмагматического кварца.

Эгири н образует столбчатые или игольчатые кристаллы или неправильные зерна самого разнообразного размера. Окраска эгирина варьирует в широких пределах от бледно- до густозеленой, плеохроизм обычный от желто-зеленого до чистозеленого. В некоторых шлифах наблюдается пятнистая или зональная окраска — зеленая и желтая, причем разницы в интерференционной окраске и углах угасания зеленых и желтых участков не наблюдается. Изредка середина кристаллов принадлежит более

бледно окрашенному эгириин-авгиту. В порфировых разностях эгириин присутствует в двух генерациях — во вкрапленниках в виде идиоморфных кристаллов и в основной массе в виде обильных мелких иголочек. В сравнительно редких породах эгириин присутствует только в виде мелких игольчатых кристаллов, рассеянных по всей массе породы, иногда наподобие войлока. Особенно густо иголки располагаются между более крупными кристаллами кварца и полевых шпатов, но нередко пронизывают и их, причем кварц в большей степени, чем полевые шпаты.

Эгириин всегда идиоморфнее кварца и полевых шпатов, иногда кристаллы его бывают прекрасно образованы. В порфировых разностях вкрапленники эгириина часто на концах несколько ресорбированы и замещены скоплением мелких эгирииновых кристалликов, в то же время призматические грани не несут признаков ресорбции.

Часто эгириин бывает бледно окрашен и образует неправильные, как бы рваные зерна, во многих случаях загрязненные окислами железа и частично замещаемые вторичным амфиболоподобным волокнистым минералом. В некоторых породах эгириин полностью превращен в псевдоморфозы.

Все остальные минералы играют совершенно подчиненную роль и присутствуют лишь в отдельных образцах.

**Апатит** присутствует в большинстве шлифов Ыллымахского лакколита. Образует мелкие, реже крупные неправильные зерна, как бы несколько разведенные. Редко сравнительно идиоморфен.

**Сфен** имеется во многих шлифах, в некоторых в значительных количествах. Дает неправильные или округлые зерна, иногда их скопления, редко идиоморфные призматические или клиновидные кристаллы. В некоторых шлифах резко ксеноморфен по отношению к полевым шпатам. Часто полностью или почти полностью замещен лейкоксеном.

**Магнетит** обнаруживается в редких шлифах, преимущественно в виде зерен, включенных в эгириине.

**Роговая обманка**, бледно окрашенная, присутствует в незначительном количестве в единичных шлифах.

**Флюорит** бесцветный, с отдельными интенсивно фиолетовыми пятнышками, наблюдается в единичных шлифах.

**Гранат бурый**, в неправильных зернах, встречен в одном шлифе.

**Циркон** присутствует в одном шлифе.

**Кальцит** распространен довольно широко. Метасоматически развивается в породах в виде неправильных зерен и целых участков, частично замещая полевые шпаты, но преимущественно кварц. Кали-натровый полевой шпат на границах с кальцитом обычно идиоморфен, но изредка им раздается. Кварц раздается и замещается кальцитом очень часто. Нередко кальцит заключает пойкилитовые вроски лейст альбита.

Структура рассматриваемой группы пород в большинстве случаев может быть охарактеризована как гипидиоморфнозернистая. В некоторых породах величина зерна сравнительно равномерная, близка к 0.5—1.0 мм, реже 1.5—2.0 мм. Когда кварц не очень обилен, величина зерна его заметно меньше, чем у полевых шпатов. Равномернозернистость пород несколько нарушается более мелкими зернами эгириина и лейстами постмагматического альбита, которые создают участки пойкилитовой структуры. Иногда пойкилитовая структура бывает выражена еще резче, благодаря вращению в кварц не только альбита и эгириина, но также и идиоморфных зерен ортоклаза. Структура породы 1175, очень богатой кварцем, местами приближается к пегматитовой.

Большинство пород обладает неравномернозернистой структурой, обусловленной тем, что между преобладающими зернами того же размера, 0.5—1.0 мм, присутствует много более мелких зерен вплоть до 0.1 мм. Они представлены преимущественно кварцем, постмагматическим альбитом, эгирином и отчасти кали-натровым полевым шпатом. Все эти минералы располагаются в промежутках между более крупными зернами полевых

шпатов и кварца, в значительной мере вращая в их периферические части. Альбит и эгирин зачастую прорастают в срединные части более крупных зерен. Благодаря такому прорастанию, местами возникают участки пойкилитовой, гранулитовой или аллотриоморфнозернистой структуры. Иногда крупные зерна оказываются отделенными друг от друга несколько более мелкозернистой массой, и порода принимает порфировидную структуру с размером более крупных выделений до 3 мм.

Настоящая порфировая структура встречается довольно редко. Здесь крупные (1—3 мм) зерна кали-натрового полевого шпата и кварца разбеднены мелкозернистой аллотриоморфной массой, состоящей из кварца, полевого шпата и эгирина. Промежуточные размеры зерен отсутствуют.

Химический состав эгиринового гранита из Ыдлымахского лакколита (обр. 83) и его пересчет на нормативный состав даны в табл. 13 и 14. Анализированная порода очень близко подходит к среднему составу грорудита, по Дэли, отличаясь несколько пониженным содержанием железа и повышенным щелочей. Резкое различие как со средним грорудитом, так и с большинством грорудитов и щелочных гранитов заключается в соотношении между натрием и калием. В большинстве этих пород натрия преобладает над калием, реже они присутствуют примерно в равном количестве или слегка преобладает калий. В нашей же породе наблюдается резкое преобладание калия, без сомнения обусловленное постмагматической микроклинизацией породы. В нормативном составе отмечается резкое преобладание ортоклаза над альбитом, значительное количество кварца и довольно скромное содержание фемических компонентов. Среди последних, помимо эгирина, можно отметить присутствие избытка волластонитовой молекулы.

---

## ПОРОДЫ С НЕВЫЯСНЕННЫМИ ВОЗРАСТНЫМИ СООТНОШЕНИЯМИ

В этой главе рассмотрены довольно различные породы, находки которых на территории района немногочисленны и которые не могут быть сколько-нибудь твердо отнесены не только в одну из рассмотренных выше четырех возрастных групп, но и вообще к этому магматическому периоду.

### 1. Долериты, базальты, диабазы

Эти породы встречаются небольшими дайками в толще архея по периферии района (В. Нимгер, Томмот, Нимгеркан, Б. Ыллымах, Алдан вблизи устья Тимптона). Возрастное положение их совершенно неясно, ни разу не наблюдались даже их контакты с кембрийскими известняками. Скорее всего они относятся к другому магматическому периоду, чем все рассмотренные выше породы, и являются несколько более ранними. Под микроскопом большинство из них обладает диабазовой структурой и состоит существенно из лейст основного плагиоклаза, зерен авгита и магнетита. Из второстепенных составных частей присутствует в очень небольшом количестве микропегматит, часто биотит. Из вторичных обычен хлорит, иногда кварц. Все породы этой группы могут быть разбиты на три подгруппы: более крупнозернистые кварцевые долериты, чрезвычайно тонкозернистые базальты и целиком уралитизированные диабазы.

**Кварцевые долериты.** Плагиоклаз принадлежит основному андезину № 42—45 (табл. 17, шл. 294, 852). Образует довольно крупные (0.03 × 0.20 до 0.15 × 1.00 мм) лейсты, иногда не очень резко зональные. Некоторые лейсты выдаются по своим размерам (до 2.5 мм длиной) из общей массы, придавая породам несколько порфирированный облик. По углам угасания (до 30°) они принадлежат лабрадору № 50—55. Расположение лейст беспорядочное, лишь изредка улавливается тенденция к субпараллельному расположению. Плагиоклаз в большинстве случаев очень свежий, лишь в небольших участках начинает подвергаться загрязнению вторичными продуктами (кальцит, соссюрит).

**Пироксен** представлен слабобуроватым авгитом (табл. 17, шл. 294, 852) с желтыми и красными цветами интерференции. Угасание иногда зональное, чаще неправильно пятнистое, перебегающее. Простые двойники обычны, полисинтетические — исключение. Размер зерен довольно сильно варьирует от 0.02 до 0.50 мм, ограничения неправильные. Переход пироксена в отдельных небольших участках в обыкновенную роговую обманку с плеохроизмом в буровато-зеленых тонах весьма обычен, особенно по периферии зерен. В некоторых шлифах количество подобной роговой обманки довольно значительное. Часто в небольшом количестве присутствуют мелкие неправильные листочки биотита с плеохроизмом в бурых тонах.

Микропегматит в интерстициях между лейстами плагиоклаза присутствует неизменно, иногда в очень скромном, иногда же в значительном количестве.

Рудный минерал (ильменит, титаномагнетит) присутствует в большом количестве. Редко идиоморфен, обычно ксеноморфен, иногда в прихотливых формах. Часто окружен скоплениями лейкоксена.

Тонкие иголки апатита присутствуют всегда, но в очень различном количестве. В некоторых шлифах в роговой обманке и биотите местами наблюдаются плеохроичные дворники вокруг мелких включений циркона.

Из вторичных минералов, помимо засоряющих плагиоклаз, обычно присутствует зеленый хлорит с аномальной интерференционной окраской, уралит и некоторое количество вторичного кварца.

**Базальты.** Афировые тонкозернистые породы, состоящие существенно из основного плагиоклаза, пироксена и рудных зерен. Структура долеритовая, в отдельных участках переходящая в офитовую. Лейсточки плагиоклаза очень мелкие (0.1—0.2 мм длиной) и тонкие, совершенно свежие. Зернышки пироксена округлой формы по одному или по несколько выполняют промежутки между плагиоклазами. Мелкие рудные зернышки обильны. В пл. 1313 в интерстициях заметное количество чрезвычайно тонкого микропегматита, в пл. 832 ничтожное количество ортоклаза. Порода 867 среди тонкозернистой массы, приближающейся к базальтам, содержит обильные, но очень небольшие участки (как бы гломеропорфировые сростки) значительно более крупнозернистые, обладающие в точности такой же структурой, как описанные выше долериты.

**Диабазы.** По структуре и характеру плагиоклаза не разнятся сильно от описанных выше долеритов. Можно, пожалуй, отметить несколько более резко выраженную зональность плагиоклаза. Все цветные минералы замещены уралитовой роговой обманкой. Рудный минерал превращен в лейкоксен. В очень небольшом количестве микропегматит, иногда также зерна ортоклаза. Иголки и призмочки апатита обычны.

## 2. Перидотиты

Эти породы встречены у западного подножья гольца Лапчатого, в истоках рч. Инагли, где они выходят совместно с шонкинитами и альбитизированными эгириновыми сиенитами Инаглинского лакколита. Однако так как они не несут никаких признаков щелочности и резко отличаются от щелочных перидотит-порфиров Якокутского лакколита, они не могли быть отнесены к той же возрастной группе.

Под микроскопом они представляют зернистый агрегат оливина (табл. 17, пл. 1700). Размер зерен колеблется от 0.6 до 4.5 мм. По направлению спайности в оливине многочисленные вроски мельчайших черных пластинок. В этом же направлении в некоторых зернах замечается некоторая отдельность: зерна оливина распадаются на отдельные полосы с прямолинейными, параллельными спайности границами. Различные полосы в пределах одного зерна обладают одинаковой интерференционной окраской, но гаснут не вполне одновременно, благодаря чему и становятся заметными. Все зерна оливина примыкают друг к другу вплотную, без каких-либо промежутков между ними.

Вся порода разбита сетью многочисленных неправильных трещин, выполненных серпентином и создающих петельчатую структуру. Серпентин слегка плеохроирует в зеленовато-желтоватых тонах. В породе рассеяно заметное количество рудных зерен; иногда они располагаются в центрах серпентинизации, откуда выполненные серпентином трещины расходятся звездообразно в разные стороны. Местами вместе с серпентином находятся мелкие листочки идиингсита, плеохроирующего от почти бесцветного до яркорозового. Иногда он обладает неравномерной пятнистой окраской.

### 3. Пироксениты

Породы, в составе которых пироксен играет резко доминирующую роль, представлены в Алданском р-не тремя типами: пироксеновыми скарнами, пироксеновыми породами архея и пироксенитами, связанными с послелюрскими магматическими породами. Разделение этих трех типов должно базироваться преимущественно на геологических данных, но так как последних при сборе образцов было получено недостаточно, приходится руководствоваться данными петрографического порядка. В рассматриваемую группу отнесены лишь те пироксеновые породы, которые по условиям своего нахождения и петрографическому характеру не могут быть отнесены к скарнам и архею.

Породы 259 и 259а взяты в верховьях рч. Томмота на плоском водоразделе к.л. Прямого и Комариного, где они слагают гряду северо-восточного простирания около 150 м длиной, возвышающуюся среди задернованной местности. Гряда обладает резко выраженными магнитными свойствами. Порода 286 взята на склоне гольца Мрачного, среди осыпи покрывающих его щелочных изверженных пород. Под микроскопом эти породы состоят из идиоморфных различного размера столбиков зеленого авгита или эгирин-авгита, обычно зональных как по окраске, так и по угасанию. Между ними в довольно значительном количестве располагаются пластинки бурого, интенсивно плеохроичного биотита. Местами столбики авгита пойкилитово врастают в биотит, местами наблюдается обратная картина. Во всех породах присутствует громадное количество призмочек апатита, в двух шлифах много сфена и магнетита. В промежутках между кристаллами цветных минералов можно наблюдать небольшое количество резко ксеноморфных полевых шпатов — ортоклаза и кислого плагиоклаза. Ортоклаз сильно загрязнен бурыми продуктами разложения, но в некоторых зернах середина совершенно свежая.

Порода 857 взята на гольце Ылымахском среди осыпи авгитового сиенита. Шлиф состоит из двух частей, разделенных почти прямолинейным контактом. Одна часть представляет сиенит, другая — пироксенит. Сиенит обладает трахитоидной структурой и состоит из кристаллов калиевого полевого шпата, вытянутых примерно поперек контакта. Кристаллы, непосредственно прилежащие к контакту, мельче по размерам и расположены несколько веерообразными пучками, как бы нарастая на поверхности контакта. Полевой шпат довольно сильно замутнен, содержит пертитовые вставки альбита, часто переходящие в шахматный альбит. Небольшое количество рудных зерен и заметное количество меланита, а местами — бесцветного граната.

Пироксенит сложен беспорядочно расположенными зернами зеленого пироксена, то неправильными, то приближающимися к столбчатым. В промежутках между ними довольно часто небольшое количество почти пацело серицитизированного ортоклаза. Между зернами пироксена и в самих зернах большое количество призмочек апатита.

---

## ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД РАЙОНА

## 1. Кристаллизационная дифференциация

Большое разнообразие магматических пород района создает благоприятные условия для выяснения процессов дифференциации магмы. С одной стороны, мы встречаем в районе такие основные породы, соответствующие ранним стадиям дифференциации, как трахибазальты, пикриты, псевдолейцититы, с другой, такие породы, как аплиты, эгириновые граниты, цеолитовые тингуаиты, близко соответствующие эвтектическим смесям и представляющие конечные или близкие к ним продукты дифференциации.

Даже беглого ознакомления с породами района достаточно, чтобы убедиться, что все породы не могут быть уложены в один ряд дифференциации. На ряду с существенно плагиоклазовыми породами, в которых плагиоклаз прослеживается от довольно ранних до конечных стадий дифференциации (от трахибазальтов и микромонцонитов до аплитов), громадное количество пород вовсе не содержит плагиоклаза, опять-таки, от ранних до конечных стадий дифференциации (от псевдолейцититов до цеолитовых тингуаитов). В одних породах прослеживается прогрессивное увеличение в содержании кварца в процессе дифференциации, в других, наоборот, нефелина и цеолитов. Попытаемся вкратце проследить и наметить главнейшие ряды дифференциации.

Лейцититовый (фергуситовый) ряд. Псевдолейцититовые породы, особенно обладающие порфировой структурой, представляют весьма благодарный материал для прослеживания рядов дифференциации. Сопоставляя состав порфировых выделений в породах различной основности, мы тем самым, с одной стороны, устанавливаем порядок кристаллизации минералов из магмы, с другой, последовательность их фракционирования.

Наиболее основной из встреченных псевдолейцититовых порфирных пород является псевдолейцитит Ылыммахского лакколита. На ряду с зернами магнетита и апатита он содержит в порфировых выделениях железистый оливин, авгит и обильный псевдолейцит. Железистость оливина и авгитовый (а не диопсидовый) характер пироксена указывают, что порода соответствует не наиболее ранним стадиям дифференциации, которые должны были бы отвечать псевдолейцититовым базальтам. Однако следует оговориться, что железистость оливина в щелочных (бесплагиоклазовых) породах не может считаться столь же достоверным указанием на поздние стадии дифференциации, как в породах щелочноземельных (плагиоклазовых). В то время как в последних значительная часть извести связана в плагиоклазе, в щелочных породах вся известь входит в состав пироксена. Так как кальций охотнее образует двойные соединения с магнием, чем с железом, в щелочных породах значительная часть магния входит в состав монс-



клинного пироксена, а оливин даже на довольно ранних стадиях дифференциации может оказаться заметно обогащенным фаялитовой молекулой.

На следующем месте в ряду дифференциации стоят пироксеновые псевдолейцитовые порфиры Джекондинского р-на. Помимо магнетита, пироксена, оливина и псевдолейцита, здесь во вкрапленниках появляется также и биотит. Количество оливина очень невелико, в разностях, богатых биотитом, он отсутствует. В этих же разностях пироксен имеет по периферии очень узкую каемку эгирин-авгита. Основная масса более лейкократовая, с преобладанием ортоклаза, в пироксене основной массы более отчетливо выражена эгирин-авгитовая кайма.

От этих пород прослеживаются почти непрерывные переходы к конечным продуктам дифференциации. Эгирин-авгитовая кайма по периферии пироксена становится все более отчетливо выраженной, и мы постепенно от чистого авгита через авгит с эгириин-авгитовой каймой переходим к эгириин-авгиту с эгириновой каймой и, наконец, к чистому эгирину. Период кристаллизации биотита очень небольшой, и раньше чем во вкрапленниках появляется чистый эгирин или богатый эгирином эгирин-авгит, биотит во вкрапленниках уже исчезает. В породах Ыльмакского лакколита через некоторое время после биотита во вкрапленниках появляется ортоклаз. Так как состав пироксена вкрапленников отвечает в этот момент эгириин-авгиту и так как основная масса псевдолейцитовых пород на последних стадиях дифференциации состоит существенно из ортоклаза и эгирина, появление вкрапленников ортоклаза знаменует приближение расплава к эвтектическому составу, т. е. близкое окончание процесса дифференциации. В Якокутском лакколите ортоклаз появляется во вкрапленниках лишь в некоторых псевдолейцитовых породах и то в очень небольшом количестве.

Основная масса порфировых псевдолейцитовых пород, помимо примесей магнетита и апатита, состоит существенно из ортоклаза, пироксена и биотита в различных пропорциях. Вполне отчетливо прослеживается, что основная масса прodelьвает тот же путь эволюции, что и вкрапленники, с той разницей, что основная масса всегда соответствует несколько более поздним стадиям дифференциации, чем вкрапленники той же породы. На ранних стадиях дифференциации основная масса очень меланократовая, богата пироксеном лишь с весьма небольшой эгирин-авгитовой каймой по периферии, и биотитом. В процессе дифференциации биотит в основной массе довольно быстро исчезает, ортоклаз все более превалирует над пироксеном, последний быстро изменяется через эгириин-авгит к чистому эгирину. Таким образом, основная масса в процессе дифференциации совершает эволюцию от состава ортоклазового базальта (шонкинита) через ортоклазовый андезит (шонкинито-сиенит) к составу эгиринового трахита (эгиринового сиенита), т. е. по линии пород, насыщенных кремнекислотой. Вся недосыщенность пород кремнекислотой разрешается в образовании вкрапленников лейцита. Недосыщение глиноземом на ранних стадиях дифференциации отсутствует, но резко проявляется на конечных ее стадиях (обилие эгирина).

Сравнительно редко в основной массе порфировых псевдолейцитовых пород присутствует небольшое количество цеолита. Более значительные количества цеолитов (иногда совместно с небольшим количеством нефелина) появляются в основной массе на конечных стадиях дифференциации (псевдолейцитовые тингуаиты). Особенно разительна в этом отношении порода 143 (табл. 9 и 10), содержащая много цеолитов (около 32% нормативного нефелина) и лишь очень редкие псевдолейциты. Эти породы намечают побочную линию того же ряда дифференциации, в которой эволюция основной массы идет по линии составов, недосыщенных кремнекислотой (в конечном итоге к составу фонолита). На основании известной диаграммы Боуэна (система нефелин—калиофилит—кремнекислота) можно предполагать, что к этой побочной линии дифференциации относятся породы с не-

сколько повышенным содержанием натрия. Однако в нашем распоряжении отсутствуют анализы, необходимые для проверки этого положения.

На основании изложенного можно утверждать, что в этом ряду дифференциации последовательность кристаллизации минералов из магмы совпадает с последовательностью их фракционирования. Исключение представляет лишь лейцит, который полностью или почти полностью выделяется на довольно ранних стадиях дифференциации (в основной массе он почти неизменно отсутствует), но прослеживается во вкрапленниках вплоть до конечных продуктов дифференциации. Учитывая меланократовость состава исходной магмы и небольшой удельный вес лейцита (2,48), следует полагать, что его фракционирование совершается не путем гравитационного опускания, как кристаллов оливина и пироксена, а путем гравитационного всплывания. Поэтому верхние части магматического очага, где дифференциация продвинулась наиболее далеко, должны обогащаться кристаллами лейцита. Вероятно, поэтому некоторые псевдолейцитовые тингуанты Якокутского лакколита так исключительно богаты вкрапленниками псевдолейцита.

Комбинации минералов, встречающиеся во вкрапленниках псевдолейцитовых пород, можно очень наглядно представить в виде следующей схемы:

1.	Оливин,	авгит,	лейцит.			
2.	Оливин,	авгит,	лейцит.	биотит.		
3.	—	авгит,	лейцит,	биотит.		
4.	—	авгит,	лейцит,	биотит,	ортоклаз.	
5.	—	—	лейцит,	биотит,	ортоклаз,	эгирин.
6.	—	—	лейцит	—	ортоклаз,	эгирин.
7.	—	—	лейцит	—	—	эгирин.
8.	—	—	лейцит	—	—	—

Пироксен, конечно, не образует разрыва, но непрерывно изменяет свой состав от авгита через эгирин-авгит к чистому эгирину. Не подлежит сомнению, что на более ранних стадиях дифференциации, которые в породах Алдана не представлены, пироксен имеет диопсидовый характер. Из этой схемы и из всего сказанного выше вытекает, что теория кристаллизационной дифференциации вполне удовлетворительно и без всяких натяжек объясняет весьма разнообразный состав порфировых псевдолейцитовых пород Алданского р-на.

Таким образом, процесс кристаллизации лейцититовой (или лейцит-базальтовой) магмы мы можем представить как процесс длительной совместной кристаллизации пироксенов, с одной стороны, и существенно калиевых минералов, с другой. Пироксены образуют непрерывную реакционную серию и изменяют свой состав, повидимому, от диопсида в лейцитовых базальтах через авгит в лейцититах, эгирин-авгит в псевдолейцитовых порфирах к чистому эгирину в псевдолейцитовых тингуантах. Кристаллизация калиевых минералов на ранних стадиях представлена лейцитом, на средних — биотитом и на поздних вплоть до конечных — ортоклазом. Возможно, что в некоторых породах часть калия на самых последних стадиях кристаллизации входит в состав цеолитов.

Все остальные минералы играют в процессе кристаллизации лейцититовой магмы подчиненную роль. Оливин имеет более или менее существенное значение лишь на ранних стадиях кристаллизации, но алданские породы захватывают лишь конец кристаллизации оливина (небольшое количество сильно железистого оливина). Магнетит и апатит начинают кристаллизоваться довольно рано, но их кристаллизация затягивается на длительный период, почти до конечных стадий. Предел кристаллизации магнетита кладет кристаллизация эгирина, который нередко находится в реакционных отношениях с магнетитом. Нефелин и цеолиты, как указы-

валось, появляются лишь иногда в самых конечных стадиях кристаллизации.

Ортоклаз-базальтовый (шонкинитовый) ряд. Породы этого ряда представлены в Алданском р-не также довольно полно, отчасти в порфировых разностях, отчасти в зернистых. Кристаллизация и дифференциация в этом ряду протекают в общих чертах так же, как и в лейцит-базальтовом ряду, с той разницей, что здесь совершенно (или почти совершенно) выпадает кристаллизация лейцита. Порфировые породы этого ряда представлены щелочным пикритом, ортоклазовым базальтом и авгитом. Порфировые выделения этих пород можно свести в следующую схему:

1. Оливин.
2. Оливин, авгит.
3. Оливин, авгит, биотит.

В пикрите вкрапленники оливина играют существенную роль (12% по объему) и довольно богаты форстеритовой молекулой, основная масса очень меланократовая (90% цветных минералов). В ортоклазовом базальте оливин (сильно железистый) составляет лишь 9% породы на ряду с 12% вкрапленников авгита, основная масса лишь на 40—50% состоит из цветных минералов. Наконец, в авгитах оливин присутствует лишь в одном образце в очень небольшом количестве, в другом образце он совершенно отсутствует, основная масса стекловатая. Для основной массы пикрита и ортоклазового базальта характерна некоторая недосыщенность кремнекислотой, выражающаяся в присутствии небольшого количества цеолитов. Пироксен вкрапленников везде представлен авгитом и лишь пироксен основной массы содержит по периферии тонкую эгирин-авгитовую оторочку.

Последующие стадии кристаллизации и дифференциации можно проследить лишь в зернистых породах в ряду шонкинит—малиньит—малиньито-фояит—фояит, представленном в Ыллымахском лакколите и его окрестностях. Наиболее основным является шонкинит обр. 202, содержащий 54.3% ортоклаза, небольшое количество нефелина, много пироксена и 6.4% железистого оливина ( $\text{Fe}_{54}\text{Fe}_{46}$ ). Для пироксена характерно отсутствие эгирин-авгитовой оторочки. В кольцевой зоне малиньито-фояитов Ыллымахского лакколита оливин присутствует в ничтожном количестве лишь в обр. 68, характеризующемся ничтожным развитием эгирин-авгитовой оторочки в пироксене. В менее основных разностях, несколько варьирующих по составу, замечается, что чем менее меланократова порода, тем больше роль нефелина среди бесцветных компонентов и тем шире эгирин-авгитовая оторочка в пироксене. Количество биотита в породах быстро возрастает с исчезновением оливина, с которым биотит находится в реакционных отношениях. С приближением к конечным стадиям кристаллизации и заменой авгита эгирин-авгитом биотит вновь исчезает. Конечные продукты дифференциации представлены нефелиновыми сиенитами, выходящими в отдельных участках среди штока мусковитизированных сиенитов в том же Ыллымахском лакколите. Эти породы состоят из ортоклаза, нефелина и эгирина, т. е. представляют чистую фонолитовую эвтектику. Теми же конечными продуктами дифференциации являются нефелиновые эгириновые сиениты и цеолитовые тингуанты других участков района.

Эволюция основной массы порфировых пород, а также эволюция зернистых пород в этом ряду дифференциации идет все время по линии недосыщенных кремнекислотой расплавов. Недосыщенность не разрешается на ранних стадиях дифференциации кристаллизацией лейцита, как это имеет место в лейцититовом ряду дифференциации, но фельдшпатиды (нефелин и цеолиты) неизменно накапливаются вплоть до конечных продуктов дифференциации. Достаточно очень небольшого содержания фельдшпатидов в исходном материале, чтобы значительно обогатить ими конечные дифференциаты. Поэтому даже небольших колебаний в недосыщенности исходного материала или в ходе процесса дифференциации может оказаться до-

статочным, чтобы направить эволюцию расплава по линии насыщенных составов.

Весьма существенную роль в этом может сыграть более ранняя или более поздняя кристаллизация биотита. Образование биотита за счет оливина и ортоклаза сопровождается освобождением значительного количества кремнекислоты, которая может не только насытить находящиеся в расплаве фельдшпатаиды, но и образовывать некоторый избыток, направив эволюцию расплава по линии пересыщенных составов. Так как при кристаллизации и дифференциации магмы рассматриваемого состава общее количество биотита намного превышает общее количество фельдшпатаидов, то достаточно небольших колебаний в начальном моменте кристаллизации биотита, чтобы вызвать большие изменения в относительном количестве фельдшпатаидов. Кристаллизация биотита начинается тем раньше, чем больше концентрация в магме оливина, ортоклаза и воды и чем выше давление. Следовательно, повышенная влажность магмы содействует ранней кристаллизации биотита и тем самым предотвращает развитие расплава по пути недосыщенных составов.

Таким образом, в этом ряду дифференциации, как и в лейцититовом, можно было бы наметить побочную ветвь дифференциации по линии насыщенных расплавов, ведущую в конечном итоге к эгириновым сиенитам или пуласкитам. Представителями этой ветви являются описанные ортоклазовые андезиты, лаурвикиты, пуласкиты и некоторые (бесплагноклазовые) меланократовые микросиениты. Так как последние геологически довольно тесно связаны с существенно плагиоклазовыми породами, их лучше коснуться после рассмотрения трахибазальтового ряда дифференциации.

**Трахибазальтовый (монцонитовый) ряд.** Породы этого ряда представлены менее полно, чем двух предыдущих. Наиболее ранним стадиям дифференциации отвечает трахибазальт обр. 604, состоящий существенно из лабрадора и диоксида с очень небольшой примесью оливина и примерно 15% ортоклаза. Более поздние стадии довольно хорошо представлены в своеобразной группе микромонцитов и меланократовых микросиенитов. Наиболее основные из этих пород (обр. 175 и 176 из Блльмакского лакколита) содержат также небольшое количество оливина при 47% всех цветных минералов. Пироксен представлен диоксидом, присутствует некоторое количество биотита, ортоклаз преобладает над плагиоклазом, отвечающим андезину. В менее меланократовых разновидностях оливин отсутствует, пироксен представлен зональным диоксид-авгитом или авгитом, появляется некоторое количество роговой обманки и в наиболее лейкократовых — кварц. Что касается плагиоклаза, то, как уже отмечалось при описании пород, его основность и количество не находятся в прямой связи с количеством цветных минералов. Если проследить изменения состава в пределах одной интрузии или группы близко расположенных и геологически связанных интрузий, то одновременно с уменьшением количества цветных минералов уменьшается количество и основность плагиоклаза. Но в более удаленных интрузиях это не выдерживается. При одном и том же довольно высоком содержании цветных компонентов (примерно 40%) можно проследить почти все переходы от резкого преобладания плагиоклаза над ортоклазом до полного отсутствия плагиоклаза.

Предположение о том, что дифференциации подвергалась не одна трахибазальтовая магма, а целая гамма магм, колеблющихся в своем составе от трахибазальта типа обр. 604 до чисто ортоклазового базальта, прекрасно объясняет все наблюдаемые разновидности пород этой группы. Типичные трахибазальты приводят в процессе дифференциации к наиболее распространенным в районе породам — кварцсодержащим авгитовым сиенитам; породы менее богатые плагиоклазом — к акеритам; чисто ортоклазовые — через лаурвикиты к пуласкитам, состоящим почти из одного микропертита. Нетрудно заметить, что в более богатых плагиоклазом породах кварц

появляется в процессе дифференциации значительно раньше и присутствует в конечных дифференциатах в значительно большем количестве, чем в породах существенно ортоклазовых. Богатые кварцем аплиты встречаются в районе лишь в связи со щелочноземельными сиенитами, пуласкиты же лишь изредка содержат ничтожное количество кварца, но значительно чаще небольшое количество цеолитов.

Возникновение кварца в процессе дифференциации недосыщенных (с содержанием оливина) щелочноземельных магм может быть обусловлено или избыточным выделением оливина за счет гиперстена или кристаллизацией биотита. Так как в большинстве авгитовых сиенитов района биотит играет довольно скромную роль, нельзя весь кварц, присутствующий в этих породах, относить за счет кристаллизации биотита. Необходимо допустить, что в исходной магме было некоторое количество гиперстеновой молекулы, за счет которой при кристаллизации оливина и получился избыток кварца. Поэтому в пироксенах трахибазальтов, отвечающих недифференцированной или слабо дифференцированной магме (обр. 604), необходимо допускать примесь гиперстеновой молекулы. В ряду пород с подчиненной ролью плагиоклаза или без него, где кварц в процессе дифференциации не возникает, пироксены представлены чистыми диопсидами и авгитами.

Таким образом, большинство магматических пород района очень хорошо укладывается в три главных ряда дифференциации, исходные магмы которых могут быть обозначены как лейцит-базальтовая, ортоклаз-базальтовая и трахибазальтовая. Между ортоклаз-базальтовой и трахибазальтовой магмами, повидимому, существуют непрерывные переходы. Возможно, что такие же переходы существуют и между ортоклаз-базальтовой и лейцит-базальтовой магмами, но их труднее установить. В пределах каждого ряда дифференциации образование всех пород из исходного материала прекрасно объясняется теорией кристаллизационной дифференциации. Но процесс кристаллизационной дифференциации не может повести к возникновению из одной исходной магмы двух других или к возникновению всех трех магм из какой-то иной, родоначальной, магмы. Трахибазальт (обр. 604), ортоклазовый базальт (обр. 1087) и псевдолейцитит (обр. 59 и 877), представляющие одинаковые, довольно ранние стадии дифференциации трех различных рядов, настолько сильно разнятся между собой, что невозможно представить себе таких минералов, которые должны быть удалены в процессе дифференциации из какого-то первоначального расплава, чтобы получились эти столь различные между собой породы. Эта невозможность выступает еще резче, если припомнить состав пикрита (обр. 1375), представляющего еще более ранние стадии дифференциации ортоклаз-базальтового ряда.

Таким образом, если стремиться произвести все ряды дифференциации от какой-то единой родоначальной магмы, то необходимо предположить, что первоначально имела место иного рода дифференциация, отличная от кристаллизационной, которая повела к образованию исходных магм трех главных рядов дифференциации. Эти магмы, являясь производными по отношению к докристаллизационной дифференциации и первичными по отношению к кристаллизационной дифференциации, дали в процессе последней большинство магматических пород района. Вопрос о характере докристаллизационной дифференциации будет нами рассмотрен несколько ниже.

## 2. Проблема эгирина и эгириновых гранитов

Если исследовать составы базальтовых и щелочных базальтоидных магм с точки зрения их насыщенности глиноземом, то оказывается, что все они, за исключением очень редких (так называемые лампрофировые эффузивные породы — форгунит, юмиллит, уайомингит и др.), содержат достаточное количество глинозема не только для полного насыщения калия

и патрия, но и для частичного насыщения извести. Между тем в процессе дифференциации из них получаются породы, иной раз весьма богатые эгирином, т. е. резко педосыщенные глиноземом. Следовательно, педосыщенность магмы глиноземом не наследуется от исходной магмы, но возникает лишь в процессе ее дифференциации. Тот глинозем, который должен был бы пойти на насыщение патрия, в процессе дифференциации расходуется, так сказать, не по назначению, входя в состав других минералов, в результате чего на последних стадиях кристаллизации патрий вынужден насыщаться окисью железа с возникновением эгирина.

Нетрудно видеть, что главными минералами, захватывающими глинозем в избыточном количестве, могут быть плагиоклазы, авгиты и роговые обманки. Известны довольно многочисленные примеры трахидолеритов, в которых вкрапленники представлены основным плагиоклазом, а основная масса содержит эгирин. В условиях совершенного равновесия эгирин не находится в равновесии с плагиоклазом, и факт их совместного нахождения в одной породе с несомненностью говорит о том, что в плагиоклаз вошло избыточное, не положенное ему количество глинозема. Так как эгирин плавится инконгруентно и эгириновая молекула ассоциирует лишь при довольно низких температурах, необходимо допустить, что после образования плагиоклаза до момента кристаллизации эгирина в расплаве находился избыток свободного  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$ . Таким образом, в момент образования избыточного плагиоклаза молекула альбита или нефелина должна находиться частично в диссоциированном состоянии с освобождением из нее глинозема. Схематически это может быть выражено следующими уравнениями:

1.  $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 4\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightleftharpoons 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 9\text{SiO}_2 + 2\text{Na}_2\text{SiO}_3$ .
2.  $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 4\text{NaAlSiO}_4 \rightleftharpoons 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2 + 2\text{Na}_2\text{SiO}_3$ .

Так как гиперстен плавится инконгруентно, в правых частях уравнений показаны оливин и кварц. Из уравнений видно, что присутствие в расплаве оливина и кварца содействует течению реакции справа налево, т. е. препятствует избыточному образованию плагиоклаза и возникновению на более поздних стадиях эгирина. Примерно так же протекает реакция с использованием глинозема в авгитах и роговых обманках.

Эти уравнения показывают, что возникновение эгирина в процессе дифференциации затруднено в магмах, богатых кремнекислотой и оливином или гиперстеном, т. е. в обычных щелочноземельных магмах. Наоборот, в магмах, бедных кремнекислотой, свободными железомagneзиальными минералами и анортитовой молекулой и богатых альбитовой (или нефелиновой) и диоксидовой молекулами, т. е. в магмах щелочных, возникновение эгирина в процессе дифференциации облегчается. Это находится в полном согласии с наблюдениями: в процессе дифференциации щелочноземельных магм эгирин образуется лишь в редких случаях, в процессе дифференциации щелочных магм эгирин возникает почти неизбежно. В алданских породах лейцит-базальтового и ортоклаз-базальтового рядов дифференциации очень характерно, что пока в породах присутствует оливин, эгирин-авгитовая или эгириновая каемка в пироксене либо отсутствует, либо очень слабо выражена. Но как только оливин в процессе дифференциации исчезает, эгирин-авгитовая кайма в пироксене начинает очень быстро увеличиваться.

Таким образом, присутствие в породах на ранних стадиях дифференциации некоторого количества полевошпатовой извести отнюдь не препятствует возникновению в том же ряду дифференциации на более поздних стадиях пород, богатых эгирином. Но, конечно, чем больше количество полевошпатовой извести в исходном материале, тем больше затруднено возникновение богатых эгирином пород. Однако наблюдения над геологическими ассоциациями магматических пород показывают, что иной раз

богатые эгирином породы (почти исключительно эгириновые граниты) возникают в связи с очень богатыми анортитовой молекулой породами. Попытаемся установить, в связи с какими же породами возникли эгириновые граниты Алданского р-на, которых мы при рассмотрении рядов дифференциации совершенно не касались.

Так как всякая недифференцированная базальтовая и базальтоидная магмы несколько недосыщены кремнекислотой (содержание оливина) и содержат некоторое количество полевошпатовой извести, эгириновые граниты представляют двойного рода проблему:

1) проблему происхождения пород, богатых эгирином, из магмы, достаточно насыщенной глиноземом;

2) проблему происхождения пород, богатых кварцем, из магмы, недосыщенной кремнекислотой.

Первая проблема, как мы видели, без труда разрешается для щелочных базальтоидных магм, но труднее для щелочноземельной базальтовой магмы. Вторая, наоборот, легко разрешается для щелочноземельной базальтовой магмы и труднее для щелочных базальтоидных магм. В этом основная трудность проблемы эгириновых гранитов.

Выше уже отмечалось, что возникновение кварца в процессе дифференциации обычно обусловлено или избыточной кристаллизацией оливина за счет гиперстена, или кристаллизацией биотита. Для щелочных пород можно еще добавить избыточную кристаллизацию лейцита за счет ортоклаза, согласно схеме Боуэна, с обогащением расплава кремнекислотой. Таким образом, нам представляется выбор производить эгириновые граниты или от щелочных, или от щелочноземельных магм.

Боуэн экспериментальным путем достаточно убедительно доказал возможность избыточной кристаллизации лейцита за счет ортоклаза с обогащением расплава кремнекислотой. Однако в природе такая избыточная кристаллизация встречается не столь часто. Несмотря на громадное количество известных лейцитовых и псевдолейцитовых пород, только в одном случае (в породах Бразилии) было установлено присутствие псевдолейцита в пересыщенной кремнекислотой основной массе. В алданских породах, как мы видели, псевдолейциты всегда присутствуют или в насыщенной, или в слабо недосыщенной кремнекислотой основной массе. Возможно, что в некоторых случаях основная масса химически бывает пересыщена кремнекислотой, но минералогически это пересыщение не выражается в присутствии свободного кварца. Это обстоятельство является серьезным препятствием для принятия теории происхождения эгириновых гранитов от лейцитовых магм. Вторым препятствием являются наблюдавшиеся возрастные соотношения. В тех случаях, когда удавалось установить возраст эгириновых гранитов, они всегда оказывались моложе щелочноземельных авгитовых сиенитов. Если бы они были генетически связанны с псевдолейцитовыми породами, то было бы совершенно непонятно, почему они появляются в верхнем структурном ярусе не одновременно с лейцитовыми породами, а спустя довольно длительный промежуток времени после интрузий щелочноземельных сиенитов.

Правда, при описании эгириновых гранитов отмечалось, что некоторые из них, залегающие дайками в северо-восточной части района, обнаруживают настолько большую геологическую связь с дайками сельвсбергитов и тингуантов, что возникают подозрения, не являются ли они более ранними по возрасту, чем главная масса эгириновых гранитов, и не относятся ли к периоду образования щелочных пород (см. стр. 20). Если бы это подозрение оправдалось, эти более ранние эгириновые граниты можно было бы с известной вероятностью связывать с процессами дифференциации лейцитовых магм.

Возрастное положение главных тел эгириновых гранитов говорит больше в пользу их связи со щелочноземельными авгитовыми сиенитами. Последние, как явствует из их описания, соответствуют хотя и поздним,

но не вполне одинаковым стадиям дифференциации. Некоторые из них богаты цветными минералами, содержат довольно основной плагиоклаз и лишь очень немного кварца. Другие бедны цветными минералами, содержат очень кислый плагиоклаз и порядочно кварца. В последних породах нередко авгит имеет по периферии небольшую кайму эгирина-авгита. Особенно показательны в этом отношении сиениты гольца Титаг. В них полевой шпат обладает резко выраженной зональной структурой: середина сложена плагиоклазом, периферия обычно микропертитом. Пироксен иногда представляет эгирина-авгитом. Если взять самые внешние зоны полевых шпатов и пироксена и выполняющий интерстиции кварц, т. е. минералы, соответствующие последним стадиям кристаллизации породы, то мы довольно точно получим состав эгириновых гранитов. Это показывает, что образование эгириновых гранитов из щелочноземельных авгитовых сиенитов в результате той же кристаллизационной дифференциации вполне возможно. Можно еще припомнить, что в некоторых аплитах, сопровождающих щелочноземельные сиениты, также содержится небольшое количество эгирина-авгита.

Можно возразить, что в подавляющем большинстве случаев дальнейшая дифференциация авгитовых сиенитов приводит все-таки к нормальным аплитам, нередко с содержанием плагиоклаза и без эгирина-авгита. В связи с этим необходимо остановиться на двух вопросах: на реакционных отношениях в процессе кристаллизационной дифференциации и на глубине дифференциации. Как известно, Боуэн различает прерывные и непрерывные реакционные серии. Избыточное выделение более ранних членов серии за счет более поздних и их немедленное фракционирование приводят к сильному изменению состава остаточного расплава. Но прежде чем выделившийся минерал будет удален из расплава, он успеет в той или иной мере прореагировать с ним.

Вот здесь-то и необходимо учитывать, что эта реакция протекает с весьма различной легкостью в случае прерывной и непрерывной серии. В случае непрерывной серии кристаллическая решетка уже выделившегося минерала не подвергается коренной перестройке, она лишь несколько меняет свои константы. Поэтому реакция твердой фазы с расплавом протекает в этом случае сравнительно легко. В случае прерывной серии происходит коренная перестройка решетки твердого минерала, и поэтому его реакция с расплавом протекает много труднее. В этом случае фракционирование кристаллов гораздо легче ведет к изменению состава остаточного расплава. Но и в непрерывной реакционной серии, например в плагиоклазах, можно различать два случая. Первый, когда в расплаве накапливается готовая альбитовая молекула, второй, когда в расплаве накапливается (как это разбиралось выше)  $\text{Na}_2\text{SiO}_3$ . Совершенно ясно, что во втором случае реакция твердой фазы с расплавом будет идти много легче, и требуются особо благоприятные условия дифференциации для того, чтобы эта реакция не совершилась.

Помимо рассмотренных отношений, на ту или иную степень реакции твердой фазы с расплавом оказывает влияние и соотношение скорости удаления твердой фазы из расплава и скорости изменения состава последнего. Так как изменение состава расплава обусловлено его кристаллизацией, основную роль здесь играет скорость его остывания, т. е. в основном глубина, на которой происходит дифференциация. Можно различать три градации глубины:

1. Дифференциация на больших глубинах. Скорость кристаллизации расплава настолько незначительна, что пока выделившаяся твердая фаза гравитационно фракционируется, расплав не успевает хоть сколько-нибудь изменить свой состав. Реакция между твердой фазой и расплавом отсутствует во всех рассмотренных случаях реакционных отношений. В результате дифференциации возможно получение наиболее специализированных дифференциатов.



2. Дифференциация на средних глубинах. Скорость кристаллизации расплава и скорость изменения его состава ощутительны по сравнению со скоростью гравитационного фракционирования кристаллов. Прежде чем последние будут удалены, они успевают несколько прореагировать с расплавом. В непрерывных реакционных сериях реакция протекает целиком, в прерывных лишь частично. Дифференциаты менее специализированы.

3. Дифференциация на малых глубинах. Скорость кристаллизации расплава настолько велика, что, даже не подвергаясь удалению, кристаллы не успевают прореагировать с расплавом, в результате чего возникают зональные кристаллы. Реакция протекает полностью лишь во втором случае непрерывной реакционной серии. Дифференциаты менее специализированы, чем для больших глубин, но более, чем для средних. Твердые и жидкие дифференциаты пространственно не разделяются.

Необходимо, конечно, учитывать, что скорость остывания магматического тела зависит не только от глубины его расположения, но и от его размеров, что особенно большое значение может иметь на малой глубине.

В качестве известного примера глубинной дифференциации можно напомнить значительное обогащение железом минералов базальтовой магмы при ее дифференциации на больших глубинах. Для дифференциации той же базальтовой магмы на малых глубинах характерно образование микропегматитового мезостазиса и иногда богатой железом внешней зоны в цветных минералах (Соболев, 1936).

Так как в Алданском р-не аплиты представляют местные дифференциаты, образовавшиеся уже в верхнем структурном ярусе, совершенно понятно, что в подавляющем большинстве случаев они не содержат эгирина или эгирина-авгита. В результате дифференциации на малой глубине в них может совершенно исчезнуть плагиоклаз, но появление эгирина должно быть обусловлено какими-то специфическими условиями. При дифференциации же на большой глубине возникновение из той же магмы эгириновых гранитов совершенно понятно. С этим хорошо согласуются и их возрастные соотношения с авгитовыми сненитами.

На основании изложенного вероятнее всего рассматривать эгириновые граниты как конечные дифференциаты, возникшие при глубинной дифференциации исходной трахибазальтовой магмы.

### 3. Изменение химизма магм в процессе их дифференциации

Большинство имеющихся по району химических анализов пород относится к породам наиболее распространенным, представляющим по преимуществу более поздние стадии дифференциации. Породы, относящиеся к ранним стадиям дифференциации, являются редкими находками и потому слабо представлены анализами. Тем не менее попытаемся проследить, отчасти на основе химических анализов, отчасти на основе минералогического состава пород, вероятные изменения химизма магм в процессе их дифференциации для трех главнейших рядов и ход кривых на вариационных диаграммах.

Лейцит-базальтовый ряд. Для средних составов лейцитового базальта и лейцитита (по Дэли) характерно низкое содержание кремнекислоты (46—47%) и глинозема и высокое содержание железа, магния, кальция и щелочей при резком преобладании калия над натрием. В первый период кристаллизации этой магмы происходит выделение магнетита, апатита, оливина и диопсида. В связи с этим кривые кальция и особенно магния и железа снижаются, кривые кремнекислоты, глинозема и щелочей поднимаются. Существенные изменения в ход этих кривых вносит начало кристаллизации лейцита. Отсюда начинается главный этап кристаллизации — совместная кристаллизация лейцита и пироксена постепенно меняющегося состава. С этого момента кривые кальция, магния

и железа замедляют темп своего снижения, кривые кремнекислоты, глинозема и калия также резко выполаживаются и лишь кривая натрия продолжает подниматься в прежнем темпе.

Весьма своеобразно поведение в этом ряду дифференциации кривой кремнекислоты. Два главных минеральных компонента первичной магмы — лейцит и диопсид — обладают примерно одинаковым содержанием кремнекислоты 55—56%. К моменту начала кристаллизации лейцита магма имеет примерно то же или даже несколько более низкое содержание кремнекислоты. Поэтому в главный период кристаллизации содержание кремнекислоты в магме существенно не меняется, а может даже несколько снижаться. По мере дифференциации в расплаве увеличивается количество ортоклаза, но в то же время пироксен становится более железистым и тем самым более бедным кремнекислотой. Кроме того, в расплаве происходит накопление биотита, очень бедного кремнекислотой. С началом его кристаллизации кривая кремнекислоты вновь начинает несколько подниматься. Однако если дифференциация идет в сторону фonoлитовой эвтектики, этот подъем не может быть значительным. Действительно, согласно диаграмме Боуэна и Шерера, эвтектика щелочного полевого шпата и нефелина содержит: 61.1%  $\text{SiO}_2$ , 23.1%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 5.3%  $\text{K}_2\text{O}$ , 10.5%  $\text{Na}_2\text{O}$ . Достаточно сюда добавить около 19.4% эгирина (что является вполне реальным и нередко наблюдаемым его содержанием), чтобы содержание кремнекислоты поднялось до 56%. Если дифференциация идет в сторону трахитовой эвтектики (полевой шпат + эгирин), то содержание кремнекислоты в конечных продуктах будет лишь немного выше.

Поэтому весь процесс дифференциации лейцит-базальтовой магмы, за исключением наиболее ранних стадий его, протекает без существенного изменения в содержании кремнекислоты, т. е. кривая последней на вариационной диаграмме должна приближаться к горизонтальной прямой. В этих условиях построение вариационной диаграммы обычным способом с отложением кремнекислоты на оси абсцисс не может что-либо дать, так как все составы, независимо от стадии дифференциации, будут ложиться почти на одну и ту же ординату 55—56% кремнекислоты, обладая в то же время самым различным содержанием всех других окислов. И действительно, подавляющее большинство анализированных псевдолейцитовых пород Алданского р-на вплоть до конечных продуктов дифференциации (цеолитовый тингуант обр. 143 из Якутского лакколита с 54.5% кремнекислоты в пересчете на безводный состава) обнаруживают колебания в составе кремнекислоты в очень узких пределах — около 55—56%.

В сравнительно короткий период кристаллизации биотита кривые магния и закисного железа вновь снижаются более резко и в дальнейшем идут очень низко, асимптотически приближаясь к нулю. Кривые кальция и окисного железа такого резкого снижения не испытывают. Кривая кальция все время постепенно снижается, плавно выполаживаясь, и на последних стадиях дифференциации асимптотически приближается к нулю. Кривая окисного железа, в связи с накоплением в остаточном расплаве эгирина, снижается значительно медленнее, на последних стадиях дифференциации расположена значительно выше и к самому концу дифференциации, может быть, даже несколько поднимается.

Кривая калия после начала кристаллизации лейцита поднимается лишь очень полого в связи с накоплением в остаточном расплаве ортоклаза. Где-то в последних стадиях дифференциации она достигает довольно расплывчатого максимума (около 10—11%) и далее вновь несколько снижается. Кривая натрия на протяжении всего процесса дифференциации неизменно идет вверх и достигает наиболее высокого положения в конечных продуктах дифференциации. На протяжении почти всего процесса дифференциации натрий не удаляется из расплава в твердых дифференциатах. Лишь в последних стадиях он в некотором количестве входит в состав эгирина-авгитовой оторочки пироксена и в состав ортоклаза. Главные же

натриевые минералы — эгирин, нефелин и альбит — накапливаются в конечных дифференциатах, первые два как самостоятельные минералы, последний в виде изоморфной примеси к ортоклазу.

Согласно диаграмме Боуэна и Шерера, содержание натрия в нефелин-полевошпатовой эвтектике составляет около 10.5%. Если добавить сюда некоторое количество эгирина, то содержание натрия в конечных дифференциатах должно быть еще больше. Однако в псевдолейцитовых породах Алдана такое высокое содержание натрия никогда не достигается. Наиболее высоким содержанием обладает цеолитовый тингуаит из Якокутского лакколита (обр. 143) — 7.33% при 9.37%  $K_2O$ . Это должно быть объяснено тем, что в виду трудности фракционирования ортоклаза на последних стадиях дифференциации (вязкий щелочной расплав с повышенной плотностью в связи с богатством эгирином) последняя практически прекращается еще до достижения эвтектического состава, т. е. до достижения полевым шпатом состава с наименьшей точкой плавления.

Ортоклаз-базальтовый ряд. Исходный материал отличается, главным образом, меньшим содержанием калия, конечные продукты дифференциации примерно такие же, как и в лейцит-базальтовом ряду, с той лишь разницей, что в последнем они нередко заключают вкрапленники исевдолейцита. Поэтому общий ход кривых на вариационных диаграммах примерно тот же, но кривая калия идет несколько ниже и отсутствуют те довольно резкие изменения в ходе кривых, которые обусловлены кристаллизацией лейцита.

Начальные стадии дифференциации проходят так же, как и в лейцит-базальтовом ряду, т. е. отделяются магнетит, апатит, оливин и диопсид. В виду отсутствия кристаллизации лейцита плавный ход кривых не нарушается значительно дольше. С началом выделения биотита замедляется поднятие кривых глинозема и калия, кривые же кремнекислоты и натрия продолжают подниматься в прежнем темпе. Начало кристаллизации ортоклаза знаменуется резким изменением в ходе кривых. Резко замедляют подъем кривые кремнекислоты, глинозема и калия, кривая натрия также начинает постепенно выполаживаться в связи с непрерывным увеличением примеси альбитовой молекулы в полевом шпате. Вероятно, в некоторый определенный момент содержание в остаточном расплаве ортоклазовой молекулы достигает максимума. Это может быть обусловлено тем, что, с одной стороны, по мере дифференциации неизменно падает количество диопсида и биотита, с другой, в последних стадиях дифференциации начинает заметно увеличиваться количество альбита, нефелина и эгирина. В этот момент кривые кремнекислоты и калия должны достигать расплывчатого максимума. В дальнейшем кривая кремнекислоты снижается лишь немного, так как замена части ортоклаза альбитом вызывает даже некоторое увеличение в содержании кремнекислоты, и лишь накопление нефелина и эгирина заставляет эту кривую снижаться. Кривая калия теоретически снижается очень сильно. Содержание  $K_2O$  в нефелин-полевошпатовой эвтектике 5.3%, если добавить сюда эгирий, то оно должно быть еще ниже. Таким образом, теоретически содержание калия в конечной эвтектике должно стать чуть ли не ниже, чем в исходной недифференцированной магме. Однако практически оно хотя и снижается в последних стадиях дифференциации, но не достигает столь низкого уровня в виду уже упоминавшейся трудности фракционирования ортоклаза.

Содержание натрия, как и в предыдущем ряду дифференциации, непрерывно повышается, но в конечных продуктах далеко не достигает теоретического. Максимальное наблюдавшееся содержание  $Na_2O$  8.25% в эгириновом нефелиновом сиенит-порфире из Томмотского лакколита (при 6.15%  $K_2O$ ). Содержание глинозема также повышается вплоть до конечных стадий дифференциации, хотя в конце процесса дифференциации и очень медленно. Накопление эгирина в конечных дифференциатах нейтрализуется еще более значительным накоплением нефелина, весьма богатого

глиноземом. Кривые кальция, магния, закисного и окисного железа идут примерно так же, как в лейцит-базальтовом ряду дифференциации, но более плавно, так как отсутствует их перегиб, обусловленный кристаллизацией лейцита.

Трахибазальтовый ряд. В связи с кристаллизацией плагиоклаза, начиная с наиболее ранних стадий дифференциации, и накоплением кварца в последних продуктах дифференциации наиболее существенные изменения здесь будут наблюдаться в ходе кривых натрия и кремнекислоты. Кривая натрия на всем протяжении будет значительно более плоской и, достигнув незадолго до конца дифференциации (в авгитовых сиенитах) сравнительно невысокого максимума (порядка 5—6%), вновь начинает снижаться в связи с большим накоплением кварца в самом конце дифференциации. Кривая кремнекислоты непрерывно идет на подъем, особенно в последних стадиях дифференциации, достигая максимума в конечных ее продуктах. Кривая калия все время идет ниже, чем в предыдущих рядах дифференциации, и, достигнув максимума в авгитовых сиенитах, в дальнейшем идет на снижение в связи с накоплением кварца.

Кривая глинозема ведет себя очень различно. Как мы видели, трахибазальтовый ряд связывается с ортоклаз-базальтовым рядом промежуточных звеньев. В типичных трахибазальтах на ранних стадиях дифференциации одновременное фракционирование фемических минералов и богатого анортитовой молекулой плагиоклаза ведет лишь к пологому повышению кривой глинозема. Достигнув максимума (около 17—18%) в авгитовых сиенитах, эта кривая в дальнейшем очень быстро снижается в связи с накоплением кварца и иногда эгирина (до 12% в эгириновых гранитах). Чем ближе исходный материал к ортоклазовым базальтам, тем беднее он глиноземом, тем резче выражено повышение кривой в начальных стадиях дифференциации, тем более высокого уровня она достигает и тем более вправо сдвигается ее максимум. В типичных ортоклазовых базальтах максимум достигается лишь в конечных продуктах дифференциации.

Кривые кальция, магния и железа непрерывно снижаются, кривая кальция все время идет выше двух других и снижается более постепенно. Кривая окисного железа при достижении стадии эгириновых гранитов в конце дифференциации заметно повышается. Если отбросить конечную стадию эгириновых гранитов, то вариационная диаграмма этого ряда будет наиболее близко стоять к диаграммам обычного базальтового ряда дифференциации, отличаясь не столько направлением кривых, сколько большей или меньшей их пологостью.

#### 4. Поднятие магмы в верхний структурный ярус

Одним из доказательств того, что дифференциация магмы протекала преимущественно в глубинном магматическом очаге, а не в верхнем структурном ярусе, является широкое развитие в районе порфировых пород и наблюдаемые в их вкрапленниках изменения, обусловленные поднятием магмы в верхний структурный ярус. Как известно, с увеличением давления температура плавления (или кристаллизации) минералов повышается. Связь этого повышения с температурой плавления минерала при атмосферном давлении, со скрытой теплотой плавления и изменением объема при плавлении дается известной формулой Клаузиуса-Клапейрона. По этой формуле могла бы быть подсчитана величина повышения точки плавления для любых минералов. Однако недостаточность экспериментальных данных по определению тех исходных числовых величин, которые должны лечь в основу этого подсчета, затрудняет подобную задачу. Тем не менее для некоторых минералов это представляется возможным сделать, и подсчеты, произведенные различными авторами, дают величину этого изменения в пределах от 1 до 10° на 1 км углубки.

Когда магма кристаллизуется и дифференцируется в глубинном магматическом очаге, при своем поднятии в верхний структурный ярус она неизбежно должна содержать в себе взвешенные кристаллы, в какой бы стадии дифференциации она ни находилась. Так как поднятие магмы совершается по каналу небольшого сечения и достаточно быстро, в первом приближении можно считать, что охлаждение магмы в процессе самого поднятия невелико, и, следовательно, тотчас по поднятии она обладает той же температурой, что и на глубине. В то же время давление уменьшается ощутительно, и температура кристаллизации взвешенных в магме минералов понижается. Они перестают находиться в равновесии с магмой, которая оказывается несколько перегретой. Процесс кристаллизации на некоторое время останавливается, и даже происходит небольшое растворение вкрапленников. Чем чувствительнее минерал к изменению давления, тем заметнее будут в его вкрапленниках изменения, связанные с подъемом магмы в верхний структурный ярус. Однако последующее, более быстрое, чем на глубине, охлаждение магмы в верхнем структурном ярусе кладет предел этому растворению вкрапленников, вызывая более или менее быструю кристаллизацию основной массы породы.

Для подобного изменения вкрапленников породы Алданского р-на находятся в довольно благоприятных условиях. С одной стороны, величина поднятия была, повидимому, достаточно большой для того, чтобы магма оказалась заметно перегретой. С другой стороны, процесс охлаждения в верхнем структурном ярусе не был слишком быстрым и не прервал слишком рано процесс приспособления вкрапленников к новым термодинамическим условиям. В породах Алданского р-на можно наблюдать следующие изменения вкрапленников:

1. Оливин оплавляется, изредка с приобретением прихотливых, приближающихся к скелетным, форм. К изменению давления, повидимому, достаточно чувствителен.

2. Пироксен образует непрерывный ряд твердых растворов, кристаллизующихся в течение очень длительного периода. Поэтому растворение кристаллов должно сопровождаться образованием обратной зональности. В тех случаях, когда эволюция пироксена перед поднятием магмы доходила до эгирина или эгирина-авгита, действительно, иногда удавалось подмечать такую обратную зональность. Когда же поднятие совершается на более ранних стадиях дифференциации, обратная зональность пироксена если и может быть установлена, то лишь очень точными измерениями. Что касается оплавления кристаллов, то, принимая во внимание большую кристаллизационную способность пироксена, надо думать, что и растворение его должно достаточно хорошо совершаться без нарушения его кристаллической формы.

3. Роговая обманка ресорбируется с приобретением рваных контуров и кристаллизацией вдоль них из материала растворенной части мелких зернышек магнетита и авгита. Иногда происходит полное замещение роговой обманки скоплением таких мелких зернышек. К ресорбции иногда присоединяется выделение опацитового вещества по периферии рогово-обманковых кристаллов и вдоль трещин. К изменению давления роговая обманка, повидимому, очень чувствительна.

4. Биотит претерпевает примерно те же изменения, что и роговая обманка, но обычно менее интенсивные, что, надо думать, стоит в связи с его меньшей чувствительностью к изменению давления. В условиях сильно щелочных расплавов (последние стадии дифференциации щелочных магм) биотит в результате ресорбции окружается каемкой не из зернышек авгита, но из иголочек эгирина, как это прекрасно видно в псевдолейцитовых тингуаитах Ыллымахского лакколита.

5. Плагиоклаз, как и следует ожидать, дает обратную зональность. Когда ее удавалось установить, она достигала 7—8 номеров (22—29 или 32—40).

6. Ортоклаз. В щелочноземельных порфирах пластовых интрузий можно иногда наблюдать оплавление вкрапленников ортоклаза без каких-либо иных их изменений. В щелочных породах Ыльмакского лакколита и некоторых других участках района изменение вкрапленников ортоклаза, помимо некоторого, обычно небольшого, оплавления, проявляется весьма своеобразно. Периферическая часть полевошпатовых кристаллов подвергается пелитизации (или иного рода очень тонкому загрязнению). Когда процесс кристаллизации магмы в верхнем структурном ярусе возобновляется, полевошпатовые вкрапленники вновь начинают расти снаружи от этой тонко загрязненной каймы, которая остается заключенной внутри кристалла. Самая периферическая часть кристаллов обычно богата хорошо различимыми включениями минералов основной массы.

7. Лейцит неизменно замещен смесью ортоклаза и нефелина, но ни в форме кристаллов, ни в расположении зон включений не заметно следов каких-либо изменений, связанных с подъемом магмы в верхний структурный ярус. Это, несомненно, обусловлено малой чувствительностью лейцита к изменению давления.

8. Кварц. В породах пластовых интрузий, где присутствуют вкрапленники кварца, наблюдается сильное их оплавление и ресорбция с образованием бухтообразных втеков основной массы. Среди других минералов кварц является одним из наиболее чувствительных к изменению давления.

Описанные изменения позволяют сделать ряд очень интересных петрологических выводов. Все минералы вкрапленников по их чувствительности к изменению давления мы можем расположить примерно в следующий ряд:

Кварц — роговая обманка — биотит — оливин — альбит — ортоклаз — диопсид — апортит — лейцит

Для кварца точка плавления повышается примерно на  $10^\circ$  на каждый километр углубки, для альбита около  $6^\circ$ , для диопсида  $4.6^\circ$ , для апортита и лейцита около  $1^\circ$ . Могут быть сформулированы следующие общие положения:

1. Чем чувствительнее минерал к изменению давления, тем большей ресорбции он подвергается в связи с поднятием магмы в верхний структурный ярус.

2. Период кристаллизации более чувствительных минералов сдвигается на большей глубине к более ранним стадиям кристаллизации, на малой глубине — к более поздним стадиям кристаллизации по сравнению с минералами менее чувствительными. Для последних имеет место обратное положение.

3. Идиоморфизм более чувствительного минерала увеличивается на большой глубине и уменьшается на малой глубине. Идиоморфизм менее чувствительного минерала уменьшается на большой глубине и увеличивается на малой глубине.

4. Процентное содержание в эвтектике более чувствительного минерала уменьшается на большой глубине и увеличивается на малой глубине. Для менее чувствительных к давлению минералов имеет место обратное положение.

5. Диаграммы кристаллизации двух-, трех- и вообще поликомпонентных систем изменяются с глубиной то более, то менее существенно. Вообще говоря, каждой глубине соответствует своя диаграмма кристаллизации.

6. Последовательность выделения минералов из магмы, а следовательно, и ход дифференциации последней, также является функцией глубины. Каждой глубине соответствует своя последовательность кристаллизации и свой ход дифференциации магмы. Эти изменения, конечно, не столь велики, чтобы направить эволюцию магмы по совершенно иному пути, но на детали процесса они могут оказать очень существенное влияние.

Попробуем приложить некоторые из этих общих положений к породам Алданского р-на. При описании пластовых интрузий мы видели, что в них

первенствующую роль во вкрапленниках играют роговая обманка, кислый плагиоклаз и ортоклаз, иногда встречается кварц. Это показывает, что к моменту поднятия магмы в верхний структурный ярус дифференциация ее дошла до стадии кристаллизации роговой обманки, следовательно, стадия кристаллизации пироксена магмой уже была пройдена. Если бы дифференциация и кристаллизация магмы не были прерваны ее подъемом в верхний структурный ярус, то на глубине она закристаллизовалась бы в виде кварцсодержащих роговообманковых сиенитов. В некоторых порфирах пластовых интрузий мы встречаем крупные гломеропорфирные сростки, представляющие участки роговообманкового сиенита, чтошний раз подтверждает наше предположение. Отметим, что как в этом случае, так и в случае наличия пойкилитовых вростков роговой обманки в полевых шпатах (плагиоклазе и ортоклазе) роговая обманка всегда идиоморфнее полевых шпатов. По поднятию магмы в верхний структурный ярус роговая обманка подверглась ресорбции и вновь уже не выкристаллизовалась, заменившись зернышками авгита и магнетита. Это показывает, что условия для кристаллизации роговой обманки в верхнем структурном ярусе неблагоприятны.

Большая химическая близость между роговообманковыми порфирами пластовых интрузий и авгитовыми сиенитами лакколитов позволяет предположить, что магма последних перед своим поднятием достигла примерно той же стадии дифференциации. Подтверждением этому служат роговообманковые сиенит-порфиры, петрографически очень близкие к порфирам пластовых интрузий, но в возрастном отношении тяготеющие к авгитовым сиенитам. Так как магма авгитовых сиенитов при своем подъеме неизбежно должна была содержать взвешенные кристаллы и так как следов этих интрателлурических вкрапленников в типичных авгитовых сиенитах мы не находим, надо считать, что эти вкрапленники благодаря перегреву магмы в связи с поднятием и очень медленному остыванию лакколитов были полностью растворены. При дальнейшем охлаждении магма лакколитов начала кристаллизоваться вновь уже в виде авгитовых сиенитов. То, что в последних роговая обманка все-таки встречается, показывает, что условия давления в верхнем структурном ярусе не препятствовали кристаллизации роговой обманки. Однако в авгитовых сиенитах роговая обманка кристаллизуется в ничтожном количестве и лишь в самом конце кристаллизации магмы, будучи обычно резко ксеноморфнее полевых шпатов (иногда роговая обманка присутствует даже в аплитах).

В этом хорошо сказывается большая чувствительность роговой обманки к изменению давления. Температура ее кристаллизации в верхнем структурном ярусе настолько сильно понижается, что она может выделяться лишь в самом конце процесса кристаллизации. Но так как она находится в реакционных отношениях с авгитом, необходимый для ее образования материал еще до этого полностью или почти полностью используется при кристаллизации авгита, почему роговая обманка и образуется лишь в ничтожном количестве.

Таким образом, авгитовые сиениты Алданского р-на являются таковыми лишь минералогически. Химически они отвечают роговообманковым сиенитам и даже, как мы видели при их химической характеристике, являются несколько более кислыми, чем средний роговообманковый сиенит. Такая особенность алданских сиенитов обусловлена очень небольшой глубиной их застывания. В процессе глубинной дифференциации они отвечают стадии роговообманковых сиенитов не только химически, так как и фактически дифференциация магмы к моменту поднятия дошла до стадии кристаллизации роговой обманки. Поэтому с точки зрения дифференциации магмы алданские сиениты необходимо рассматривать не как авгитовые сиениты, но как роговообманковые сиениты, полностью переплавленные при подъеме магмы и вновь закристаллизовавшиеся в виде аномальных авгитовых сиенитов.

Отсюда получается интересный вывод: в процессе дифференциации и кристаллизации магмы авгитовые сиениты сменяются роговообманковыми тем раньше, чем больше глубина. Чем меньше глубина, тем более кислые авгитовые сиениты, соответствующие более поздним стадиям дифференциации, мы можем встретить. При развитии в одном и том же районе авгитовых и роговообманковых сиенитов, принадлежащих к одному ряду дифференциации, по сравнению их химических составов можно примерно судить о глубине их застывания.

На основании обратной зональности плагиоклазов можно попытаться подсчитать величину поднятия магмы, т. е. глубину расположения глубинного магматического очага. Как уже отмечалось, каждой глубине отвечает своя диаграмма кристаллизации двухкомпонентной системы. Это в полной мере относится и к плагиоклазам. Для альбита повышение точки плавления составляет около  $6^\circ$  на 1 км углубки, для анортита  $1.1^\circ$ . В первом приближении можно принять, что для плагиоклазов промежуточного состава повышение кривых ликвидуса и солидуса пропорционально участию в их составе альбита и анортита. Чем больше глубина, тем выше будут расположены обе кривые и тем меньше будет их уклон, так как с увеличением давления точки плавления альбита и анортита должны сближаться. Нетрудно построить на основании этих данных диаграммы кристаллизации плагиоклазов для различных глубин с интервалами через 1 км. Из сличения этих диаграмм устанавливается, что величина обратной зональности, наблюдаемая в породах Алданского р-на (7—8 номеров), отвечает величине поднятия магмы в 6—7 км. Так как методика подобных подсчетов совершенно не разработана, эта цифра может рассматриваться лишь как самое грубое приближение. При усовершенствовании методики и введении в подсчеты ряда поправок эта цифра может несколько измениться, скорее в сторону увеличения, чем в сторону уменьшения. Но даже эта сугубо ориентировочная цифра представляет несомненный интерес, так как она намечает порядок глубины, на которой расположен глубинный магматический очаг, и ту методику, которая подлежит разработке и которая, в случае успеха, может дать ряд очень интересных данных и для петрологии и для тектоники.

Изменения вкрапленников в связи с поднятием магмы дают нам ключ к разрешению еще одного очень интересного петрологического вопроса. Те изменения, которые наблюдаются во вкрапленниках ортоклаза, совершенно отсутствуют в довольно крупных зернах ортоклаза, выполняющих в тех же самых плифах псевдолейциты. Это указывает, что псевдолейцитовая реакция имела место не на глубине, а в верхнем структурном ярусе. К тому же заключению приводит нас весьма непосредственная связь между внутренней структурой псевдолейцитов и структурой основной массы псевдолейцитовых пород, характеризующей скорость остывания магмы в верхнем структурном ярусе.

## 5. Генезис щелочных магм

В заключение необходимо, хотя бы вкратце, остановиться на вопросе о том, каким же факторам вероятнее всего приписывать образование всего комплекса алданских щелочных магм. Гипотезы об образовании щелочных магм и пород могут быть разбиты на три группы. В различных группах гипотез в качестве основных факторов принимаются:

- 1) ассимиляция нещелочными магмами известняков с десиликацией магм;
- 2) участие летучих компонентов, в частности водяных паров, в концентрации щелочей;
- 3) тектонические факторы.

Разберем вкратце возможность приложения этих трех групп гипотез к объяснению происхождения щелочных магм Алданского р-на.



Расположение подавляющего большинства интрузий района среди кембрийских известняков сразу же вызывает желание связать образование щелочных магм именно с известняками. Однако такое предположение тут же приходится отбросить. Во-первых, контактовое воздействие щелочных пород на известняки совершенно ничтожно. Ни разу не удавалось наблюдать признаков ассимиляции известняков щелочными породами. Щелочно-земельные авгитовые сиепиты производят на известняки большое контактное воздействие и нередко ассимилируют их куски и глыбы. Однако при этом возникают не щелочные фации, а более основные, диоритового характера шпирь и обособления. Во-вторых, щелочные породы развиты не только среди кембрийских известняков, но и среди пород архея, где кембрийские известняки не могли оказать какого-либо влияния (некоторые тела щелочных пород в области северо-восточного горста вскрыты на 300—400 м глубже абразионной поверхности архея). В-третьих, значительная часть процесса кристаллизации и дифференциации магмы протекала в глубинном магматическом очаге, причем как в начале, так и в течение всего процесса дифференциации магмы оставались щелочными. Поэтому рассматривая процесс возникновения щелочных магм, мы должны относить его к глубинам не менее 6—7 км.

Можно высказать предположение, что при образовании щелочных магм имела место ассимиляция тех мраморов, которые образуют пласты и линзы в толще архея. Однако и это предположение является неприемлемым. Пласты мрамора пользуются в Алданском р-не небольшим распространением, щелочные же породы распространены гораздо шире и даже в тех участках, где мраморы отсутствуют. Кроме того, свита, содержащая прослой мраморов, является верхней в разрезе архея, а так как образование щелочных магм имело место на глубине не менее 6—7 км, там эта свита должна или совершенно выклиниваться, или очень сильно сократиться в своем развитии, и поэтому привлечение ее для объяснения образования щелочных магм становится еще более затруднительным.

Наконец, следует отметить и то обстоятельство, что архейские мраморы образуют лишь отдельные пласты и линзы среди гнейсов, гранулитов и других метаморфических пород. Если считать, что ассимиляция на глубине не была селективной, то во вмещающих гнейсах нашлось бы вполне достаточно кремнекислоты, чтобы насытить сравнительно небольшое количество ассимилируемых известняков до волластонита, диопсида или анортита. Таким образом, даже в случае их ассимиляции они не могли бы десилицировать ассимилирующую магму. Если считать, что ассимиляция пород на глубине была селективной, то более вероятно, что в первую очередь должны быть ассимилированы те породы, которые состоят из наиболее поздних членов реакционного ряда Боуэна (отвечают наиболее поздним стадиям дифференциации) и в последнюю — стоящие наиболее рано в реакционном ряду Боуэна. Таким образом, в первую очередь должны были бы ассимилироваться гранулиты, граниты и гнейсы, а в последнюю очередь — известняки. Значит, и в случае селективной ассимиляции известняки не могли бы оказать десилицирующего влияния на магму. Поэтому предположение об образовании щелочных магм, давших породы Алданского р-на, в результате ассимиляции известняков должно быть совершенно отброшено.

Летучие компоненты также вряд ли играли какую-либо роль в процессе возникновения щелочных магм. Мне кажется, обычно, когда говорят о богатстве щелочных магм летучими компонентами и редкими элементами, допускают одну логическую ошибку. Рассматривая содержание летучих компонентов и редких элементов в щелочных магмах, отвечающих последним стадиям дифференциации (нефелиновые сиепиты и близкие к ним породы), распространяют это содержание на щелочные магмы вообще, что, конечно, недопустимо. Отсюда делается вывод, что состав этих магм является следствием богатства их летучими компонентами, тогда как на самом деле богатство этих магм летучими компонентами и некоторыми

редкими элементами есть следствие их состава, отвечающего последним стадиям дифференциации. В любом ряду дифференциации остаточные магмы наиболее богаты летучими компонентами, и нет совершенно никаких оснований считать нефелиновые сиениты более богатыми ими, чем обыкновенные граниты и их пегматиты.

Обращаясь к породам Алданского р-на, можно заметить следующее. Мы проследили процесс дифференциации щелочных магм от довольно ранних стадий кристаллизации (выделение оливина и диопсида) и до кристаллизации остаточных расплавов. Если считать летучие компоненты виновниками возникновения щелочных магм, то надо допускать, что даже щелочные базальтоидные магмы были очень богаты летучими компонентами. Однако в породах района мы никаких указаний на это не встречаем. Скорее, наоборот, эти магмы отличаются несколько пониженным содержанием летучих компонентов. Об этом говорит слабое контактное воздействие на известняки щелочных пород, отвечающих даже довольно поздним стадиям дифференциации, отсутствие в щелочных породах роговых обманок, не превышающая обычные нормы роль биотита и довольно позднее начало его кристаллизации, позднее исчезновение оливина в существенно ортоклазовых породах, отсутствие каких-либо специфических минералов (кроме биотита), образование которых связано с летучими компонентами, ничтожное развитие пегматоидных образований (цеолитовые сиениты) и т. д.

Как уже отмечалось при разборе ортоклаз-базальтового ряда дифференциации, повышенная влажность существенно ортоклазовых магм препятствует их щелочному развитию, ибо вызывает раннее образование биотита. Так как лейцит начинает кристаллизоваться значительно раньше биотита, чрезвычайно трудно допустить существенное влияние летучих компонентов на образование столь специализированных магм при такой концентрации этих компонентов в магме, которая не может даже повести к образованию биотита. Обычно представляют, что летучие компоненты производят гидролиз полевошпатовых молекул и концентрируют в магме части их, обогащенные щелочами. Во-первых, при отмеченной небольшой концентрации летучих компонентов в исходных магмах Алданского р-на невозможно допустить гидролиз полевошпатовых молекул. Во-вторых, когда подобный гидролиз действительно имеет место в условиях очень большого богатства магмы водой (например в гранитных пегматитах), то как раз части молекул, обогащенные щелочами, удаляются, а на месте остаются части, ими обедненные (образование мусковита). Это совершенно естественно, так как щелочи являются наиболее подвижными.

Изложенных соображений совершенно достаточно, чтобы отвергнуть решающую роль летучих компонентов в образовании щелочных магм Алданского р-на.

Тектопическим условиям, повидимому, принадлежит доминирующая роль в возникновении щелочных магм. Достаточно указать, что наиболее классические районы развития лейцитовых пород приурочены или к окраинным частям платформ, или к областям крупных сбросовых дислокаций. Алданский р-н соединяет в себе обе эти черты. Такая классическая область развития псевдолейцитовых пород, как западная часть Североамериканской платформы, представляющая очень близкий аналог Алданской петрологической провинции, находится в совершенно таких же тектонических условиях. В близких тектонических условиях находится и область развития псевдолейцитовых пород в Бразилии.

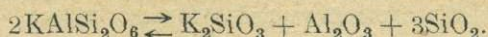
Попытаемся подойти к выяснению вопроса о том, как именно тектонические условия отражаются на возникновении щелочных магм. Прежде всего отметим, что во всех районах развития лейцитовых и псевдолейцитовых пород, которые мы можем рассматривать как производные лейцит-базальтовой магмы, они встречаются в самой тесной геологической ассоциации с производными трахибазальтовой и ортоклаз-базальтовой магм.

Во многих районах лейцитовые породы ассоциируются с шокжинитами и монцонитами, в большинстве районов с сиенитами или трахитами, с нефелиновыми сиенитами или фонолитами. Эта закономерность настолько хорошо выдерживается, что не может являться случайностью. Отсюда неизбежен логический вывод, что все три родоначальные магмы — лейцит-базальтовая, ортоклаз-базальтовая и трахибазальтовая, произошли из какой-то одной магмы в результате единого процесса ее дифференциации. Так как породы, отвечающие наиболее ранним стадиям кристаллизационной дифференциации этих магм, резко разнятся между собой, необходимо предположить, что дифференциация, приведшая к образованию этих магм, имела место в докристаллизационный период. Общность происхождения этих магм из одного магматического очага подтверждается тем обстоятельством, что нередко дифференциаты различных магм проникают по одним и тем же трещинам.

Если сравнить между собой составы лейцит-базальтовой, ортоклаз-базальтовой и трахибазальтовой магм, то оказывается, что наибольшие колебания в них наблюдаются в содержании калия. Если, кроме того, принять во внимание, что некоторые лейцитовые и связанные с ними породы (уайомингит, фортунит, юмиллит) обладают избытком  $K_2O$  по сравнению с глиноземом, то невольно возникает предположение, не является ли миграция калия причиной образования этих различных магм. Так как калий во всех магматических минералах насыщен глиноземом, образование его избытка в тех или иных породах требует диссоциации калиевых минералов с отделением калия от глинозема. Перемещение калия, как и вообще любое перемещение вещества в магматическом очаге, может быть результатом только изменения термодинамической обстановки в одних частях очага по сравнению с другими, т. е. естественнее всего связывать его с процессом охлаждения магматического очага, но еще до начала кристаллизации магмы. Таким образом, можно предполагать, что калием обогащаются либо периферические, либо, наоборот, центральные части очага.

В специальной статье я останавливаюсь на роли термической диссоциации минеральных молекул в процессах дифференциации магмы (Билибин, 1940, 1). С повышением температуры магмы диссоциация более сложных минеральных молекул на более простые неизбежна. При некоторой температуре должна происходить и диссоциация калиевых алюмосиликатов. Так как ортоклаз диссоциирует при плавлении, речь может идти лишь о диссоциации лейцитовой молекулы. Совершенно естественно, что при диссоциации освобождаются прежде всего наименее активные химически составные части, т. е. в случае лейцита глинозем, — положение, вполне совпадающее с изложенными выше логическими умозаключениями.

Проследим несколько подробнее, какие условия создадутся в магматическом очаге, если допустить, что его температура как раз такая, какая требуется для термической диссоциации лейцитовой молекулы. Уравнение диссоциации лейцита можно написать в следующем виде:



С охлаждением периферических частей магматического очага там должна начаться ассоциация лейцитовой молекулы. Тем самым однородность магмы нарушается. Хотя валовой химический состав ее везде остается одинаковым, но вблизи периферии она оказывается обогащенной лейцитовой молекулой при отсутствии отдельных составных частей этой последней. В центральных частях она, наоборот, должна оказаться обогащенной именно этими составными частями при отсутствии ассоциированной лейцитовой молекулы. Совершенно естественно, что даже такого нарушения однородности магмы достаточно, чтобы началась молекулярная диффузия ассоциированной лейцитовой молекулы к центральным частям очага и диссоциированных ее частей к периферии. Эта диффузия будет содействовать постепенному распространению охлаждения внутрь магматического очага и в каждый

отдельный момент времени будет прекращаться там, где лейцитовая молекула в силу термодинамической обстановки будет диссоциировать, а ее составные части ассоциировать.

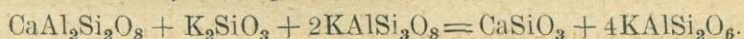
Если бы скорость диффузии всех компонентов была одинакова, конечный результат процесса был бы равен нулю. При различной скорости диффузии химическая однородность магмы может быть нарушена. Естественно ожидать, что наибольшей скоростью диффузии будут обладать наиболее подвижные, наиболее легкоплавкие составные части диссоциированной молекулы. Именно ими должна быть обогащена периферическая часть магматического очага, тогда как середина его будет обогащена прочими составными частями диссоциированных молекул. В рассматриваемом случае наибольшей скоростью диффузии должен обладать  $K_2SiO_3$ , несомненно меньшей — кремнезем и еще меньшей — глинозем. Посмотрим, какого состава магмы должны при этом возникнуть.

Диссоциация лейцитовой молекулы на три компонента, обладающих различными скоростями диффузии должна повести к образованию в магматическом очаге трех концентрических зон:

- 1) периферическая зона будет обогащена калием по сравнению с кремнекислотой и глиноземом;
- 2) промежуточная зона будет обогащена калием и кремнекислотой по сравнению с глиноземом;
- 3) центральная зона будет обогащена глиноземом по сравнению с калием и кремнекислотой.

Все три зоны должны, конечно, переходить одна в другую совершенно постепенно.

Так как калий насыщается глиноземом прежде извести и натрия, по мере его накопления в периферической зоне он будет вытеснять известь из анортита по следующей реакции:



Образующийся волластонит, реагируя с гипертеном, а по его исчерпанию с оливином, будет давать диопсид. По мере поступления калия в периферическую зону количество анортитовой молекулы в последней будет убывать вплоть до полного ее исчезновения за счет значительного увеличения количества диопсида и лейцита. В конечном итоге мы получим магму лейцитового базальта. В промежуточной зоне, помимо калия, будет увеличено также количество кремнекислоты и вместо комбинации диопсид + лейцит мы получим в основном комбинацию диопсид + ортоклаз, т. е. магму ортоклазового базальта. По мере движения отсюда к середине очага относительное обогащение калием будет все время уменьшаться до полного прекращения. Будет сокращаться количество ортоклаза за счет увеличения количества и основности плагиоклаза. В средних частях очага обогащение глиноземом поведет к увеличению количества анортита и гипертена за счет диопсида.

Так как в подавляющем большинстве случаев производные лейцит-базальтовой и ортоклаз-базальтовой магм занимают небольшие объемы по сравнению с производными трахибазальтовой магмы, надо полагать, что две периферические зоны обладают небольшой мощностью по сравнению со всем магматическим очагом. Поэтому при очень значительном изменении состава периферических зон в средней, подавляющей по объему части магматического очага эти изменения будут невелики, и магма более всего будет приближаться к своему первоначальному составу. Поэтому за исходную магму мы можем считать именно магму трахибазальтовую. На основании совершенно иных соображений к тому же выводу автор пришел в другой работе (Вилибин, 1940, 2).

Нарисованная нами картина дифференциации магмы в глубинном очаге требует вполне определенной последовательности интрузий различного состава. Первыми должны следовать лейцитовые породы, как отвечающие

наиболее периферической зоне очага. После них должны следовать производные ортоклаз-базальтовой магмы и, наконец, производные трахибазальтовой магмы. Последовательность интрузий в Алданском р-не прекрасно с этим согласуется. После псевдолейцитовых пород здесь следуют нефелиновые сиениты, потом сельвсбергиты, лаурвикиты и пуласкиты и, наконец, производные трахибазальтовой магмы — авгитовые сиениты и эгиритовые граниты. Это обстоятельство лишней раз подтверждает вероятность нарисованной нами картины дифференциации. При небольших размерах магматического очага и небольшой мощности отдельных зон, вероятно, могут одновременно участвовать в подъеме магмы из различных зон, отчасти смешиваясь между собой, отчасти давая взаимные переходы и слоистого сложения интрузии. Возможно, что именно этим объясняется слоисто-флюидальная текстура в щелочных породах Таласского Алатау, описанных В. А. Николаевым (1935).

Однако в Алданском р-не магматический цикл начинается с интрузий кварцевых и бескварцевых порфиров кластовых интрузивных залежей, которые по времени предшествуют псевдолейцитовым породам. Это, как будто, не укладывается в нарисованную нами картину глубинной дифференциации. При ближайшем рассмотрении оказывается, что это не совсем так. Здесь нам приходится коснуться вопроса о том, что представлял собой глубинный магматический очаг. Возможны два предположения:

1) глубинный магматический очаг, питавший щелочные интрузии Алданского р-на, представлял очаг местного расплавления трахибазальтового субстрата (кристаллического или стекловатого) в месте его первоначального залегания или образования, т. е. где-то под толщей сиаля;

2) глубинный магматический очаг представлял грандиозную абиссальную интрузию в толщу сиаля из места первоначального залегания трахибазальтовой магмы.

Ориентировочно вычисленная нами глубина залегания магматического очага заставляет нас принять второе предположение, так как невозможно считать сиалическую оболочку настолько тонкой. Интрузии кварцевых и бескварцевых порфиров в начале магматического цикла говорят в пользу того же предположения. Действительно, раз трахибазальтовая магма интрузирует с глубины в толщу сиаля, она оказывается несколько перегретой и неизбежно должна подвергнуться заражению веществом сиаля. Это тем более неизбежно, что температура плавления пород сиаля много ниже температуры расплавленной трахибазальтовой магмы. Вследствие этого заражения, а также вследствие нормального охлаждения вдоль стенок магматического очага, по его периферии очень быстро образуется некоторой мощности зона, в пределах которой молекулы лейцита оказываются полностью ассоциированными. Поэтому та молекулярная диффузия, о которой мы говорили выше, может идти лишь до внутренней границы этой зоны, где весь диффундирующий калий будет вступать в реакцию с анионитовой молекулой, приводя к образованию лейцит-базальтовой магмы. В пределах самой наружной охлажденной зоны может происходить лишь диффузия ассоциированной молекулы лейцита, скорость которой настолько мала, что не может повести к уравниванию состава лейцит-базальтовой и самой наружной, охлажденной зоны. Таким образом, наличие долейцитовых интрузий кварцевых и бескварцевых порфиров не только не нарушает нарисованной нами картины, но значительно ее дополняет с точки зрения реальной обстановки глубинного магматического очага.

Совершенно естественно, что нарисованная нами картина является только схемой и что все процессы дифференциации магмы и ее подъема на поверхность или в верхний структурный ярус в действительности идут много сложнее. В частности та или иная полнота проявления интрузий различного состава целиком зависит от соотношения во времени процессов дифференциации магмы и образования тектонических разломов. Точно так же структурные формы размещения магмы на поверхности или в верх-

нем структурном ярусе целиком зависят от тектонической обстановки последнего, и совершенно не обязательно связывать определенные формы залегания с тем или иным составом магматических интрузий.

Какую же роль следует отвести тектоническим факторам в генезисе щелочных пород? Не останавливаясь на доказательствах, что сейчас не входит в наши задачи и чему мы посвящаем специальные работы, выскажем следующие схематические положения:

1. Первичной магмой, из которой возникают как нормальная базальтовая магма, так и щелочные базальтоидные магмы, является магма трахибазальтовая, нормальная кристаллизационная дифференциация которой идет через трахиандезиты к трахитам или через монцититы к сиенитам.

2. Трахибазальтовая магма (в кристаллическом, стекловатом или расплавленном состоянии) распространена повсеместно как под океанами, так и под континентами.

3. Тектонические условия океанических пространств менее благоприятны, континентов — более благоприятны для широкой и далеко идущей дифференциации трахибазальтовой магмы.

4. Щелочные базальтоидные магмы образуются в глубинных подконтинентальных очагах трахибазальтовой магмы в результате молекулярной диффузии в связи с диссоциацией молекул в докристаллизационный период развития магматических очагов.

5. Нормальная базальтовая магма образуется в подконтинентальных пространствах в результате заражения трахибазальтовой магмы веществом сиала и повторяющейся время от времени кристаллизационной дифференциации в течение ряда магматических циклов, начиная с архея вплоть до кайнозоя.

6. В связи с прогибанием сиала под геосинклинальными зонами нижние части сиала периодически расплавляются с возникновением типичных подороженных гранитных магм.

7. Проявление трахибазальтовой магмы и ее дифференциатов (образовавшихся в процессе как диффузионной, так и кристаллизационной дифференциации) возможно в следующих условиях:

а) образование очагов расплавленной трахибазальтовой магмы должно совпадать по времени с тектоническими разломами, которые могли бы послужить путями проникновения этой магмы и ее дифференциатов в верхние горизонты земной коры;

б) так как очаги трахибазальтовой магмы залегают на большой глубине, эти разломы должны быть достаточно мощными, чтобы достигать этой глубины;

в) необходимым условием для этого является то, чтобы подороженная гранитная магма и подконтинентальная базальтовая магма, залегающие выше трахибазальтовой, не находились в это время в расплавленном состоянии.

8. Отсюда вытекает, что наиболее благоприятными участками для проявления щелочных дифференциатов трахибазальтовой магмы являются:

а) районы регионального развития мощных разломов, не связанных с орогенезом (Восточная Африка).

б) участки платформ, не бывших орогенами с архейского времени, расположенные в соседстве с послеперархейскими орогенами, в связи с чем в них вероятны проявления мощных разломов, обусловленные орогенезом (Алдан, Северная Америка, Бразилия);

в) участки древних (до послеперархейских) орогенов, являющиеся формьяндами или цвишенгебирге более поздних орогенов, где трахибазальтовая магма залегают не столь глубоко, чтобы не могла быть достигнута тектоническими разломами (Ишим, Таласский Алатау, Манчжурия, Омолон);

г) участки молодых орогенов, где по каким-либо специфическим причинам подороженная гранитная магма не получила большого развития или

быстро закристаллизовалась, дав возможность тектоническим разломам проникать до нижележащего слоя трахибазальтовой магмы.

Таким образом, именно тектонические факторы являются решающими в вопросе о возможности проявления на поверхности или вблизи нее трахибазальтовой магмы и ее дифференциатов.

Нарисованная нами картина генезиса щелочных магм носит значительный элемент гипотетичности, но отнюдь не более значительный, чем теория ассимиляции известняков и теория летучих компонентов. По сравнению с двумя последними теориями высказанная нами гипотеза обладает тем преимуществом, что она лучше объясняет всю совокупность наблюдаемых фактов, охватывает гораздо более широкий их круг, объясняет не только совместное проявление всего комплекса щелочных пород, но и последовательность их интрузий. Как рабочая гипотеза она имеет те преимущества, что является более широкой, чем две другие теории, более детально развитой и более логично построенной, более благодарной и продуктивной базой для производства дальнейших исследований и дальнейшего накопления фактического материала. Поэтому как рабочая гипотеза она может быть принята до тех пор, пока вновь накопленный фактический материал не потребует ее частичного или полного пересмотра.



Оптические константы минералов, определенные на федоровском столике  
О. М. Глазовой (Лен. гор. инст.)

## 1. Плагноклазы

№ п.п.	№ шлифа	Углы в град.			Двойни- ковый закон	2V	№ плагно- клаза	Название плагноклаза	Примечание
		BNg	BNm	BNp					
1	1г	8	82	90	⊥ (010)	-83°	28	Олигоклаз	N > к. б.
2	4	10	80	86	⊥ (010)		30	»	N > к. б.
3	9	3	87	89	⊥ (010)		22	»	N > к. б.
4	46	9	81	90	⊥ (010)		29	»	N > к. б.
5	52	8	83	86	⊥ (010)		13	Олигоклаз- альбит	N < к. б.
6	63	71	35	61	[001]		37	Андезин	N > к. б.
7	68	80	10	85	⊥ [100]		30	Олигоклаз	N > к. б.
8	71	80	26	66	(010)		30	»	N > к. б.
9	87	7	83	88	⊥ [001]		14	Олигоклаз- альбит	N < к. б.
10	96	20	72	89	⊥ (010)		0	Альбит	N > к. б.
11	98	24	66	84	⊥ (010)		44	Андезин	N > к. б.
12	104	14	76	88	⊥ (010)		30	Олигоклаз	N > к. б.
13	115	3	88	88	⊥ (010)	+88°	21	»	N > к. б. ядро
14	115	11 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	78 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	89	⊥ (010)		32	Андезин	N > к. б. края
15	122	10	80	89	⊥ (010)	+84°	12	Олигоклаз- альбит	N < к. б.
16	199	88	5	85	⊥ [100]		20—22	Олигоклаз	Ядро
17	199		8	87	(010)		29	»	Край
18	217	18	72	87	⊥ [100]		29	»	Край
19	294	22	68	84	⊥ (010)	+88°	37	Андезин	
20	298г	22	68	87	⊥ (010)		42	»	
21	300г	6	84	90	⊥ (010)		41	»	N > к. б.
22	309	14	76	90	⊥ (010)		26	Олигоклаз	N > к. б.
23	323	88	82	8	⊥ (010)		34	Андезин	N > к. б.
24	323	87	84	6	⊥ [100]		20	Олигоклаз	Крупные зерна
25	340	74	16	86	⊥ [001]		4	Альбит	Мелкие зерна
26	360	4	87	88	(010)	-79°	2	»	
27	583	10	80 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	88 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	⊥ (010)		22	Олигоклаз	N > к. б.
28	604	77	44	49	⊥ (010)		12	Олигоклаз- альбит	
29	852	24	67	83	⊥ [001]		53	Лабрадор	
30	869	75	50	45	⊥ (010)		45	Андезин	
31	951	4	87	87	⊥ [001]		50	Лабрадор	
32	1225	75	16	86	⊥ (010)	+80°	16	Олигоклаз	N > к. б.
33	1277	77	13	88	⊥ (010)		3	Альбит	N < к. б.
34	1355	78	29	64	⊥ [001]		30	Олигоклаз	N > к. б.
35	1355	14	76	89	⊥ (010)		32	Андезин	Ядро, N > к. б.
36	1358	12	78	90	⊥ (010)		7	Альбит	Край, N < к. б.
37	1472	18 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	71 <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	89	⊥ (010)		10	Альбит- олигоклаз	N < к. б.
38	1495	16	74	90	⊥ (010)	-86°	38	Андезин	N > к. б.
39	1547	7	83	89	⊥ (010)		36	»	N > к. б.
40	1579	69	43	53	⊥ (010)	-77°	27	Олигоклаз	N > к. б.
41	1623	20	70	88	[001]		43	Андезин	N > к. б.
42	1628	14	76	88	⊥ (010)		40	»	N > к. б.
43	0=1=5	74	22	75	⊥ (010)		33	»	N > к. б.
44	0=1=5	9	81	88	⊥ [001]		9	Альбит	Край, N < к. б.
					⊥ (010)	-75°	29	Олигоклаз	Ядро, N > к. б.



## 2. Кали-натровые полевые шпаты

№ п.п.	№ шлифа	Углы с осями в град.				2V	Название полевого шпата
		оси	Ng	Nm	Np		
1	13	(001)	87	6	86	-60°	Ортоклаз
2	50	(001)	90	6	84	-60	—
3	75	(001)	86	18	72	-82	Микроклин
4	87	(001)	88	7	83	-67	Ортоклаз
5	87	(001)	88	7	83	-70	»
6	89	(001)	90	5	86	-56	»
7	96	(001)	87	7	83	-66	»
8	110	(001)	87	7	84	-78	»
9	115	(001)	90	7	83	-52	Анортоклаз
10	126	(001)	86	7	84	-58	Ортоклаз
11	172	(001)	80	10	86	-80	Микроклин
12	190	(001)	76	14	90	-86	»
13	195	(010)	0	90	90	-60	Ортоклаз
14	199	(100)	89	70	20	-62	»
15	217	(100)	90	68	22	-68	»
16	248	(001)	86	8	83	-68	»
17	249	(001)	90	7	83	-80	»
18	271	(001)	86	7	84	-67	»
19	315	(001)	80	14	80	-84	Микроклин
20	340	(001)	87	7	85	-60°	Ортоклаз
21	360	(001)	87	10	80	-63	Микроклин
22	409	(001)	85	19	72	-80	»
23	583	(001)	90	9	85	-60	Анортоклаз
24	633	(001)	77	12	90	-52	»
25	738	(001)	78	13	85	-82	Микроклин
26	742	(001)	82	8	88	-60	Ортоклаз
27	764	(010)	18	83	73	-84	Микроклин
28	874	(001)	89	8	82	-60	Ортоклаз
29	902	(001)	85	5	89	-60	»
30	1087	(001)	85	7	85	-68	»
31	1225	(001)	85	7	84	-72	»
32	1688	(001)	84	6	90	-60	»
33	1695	(001)	88	4	85	-60	»
34	1762	(001)	81	13	81	-48	Анортоклаз

## 3. Пироксены

№ п.п.	№ шлифа	∠ cNg	2V	Ng — Np	Плеохроизм			Название пироксена	Примечание
					Ng	Nm	Np		
1	4	48°	+64°	0.025	Светлозеленый			Авгит	
2	35	39	+57	0.023	Зеленоватый			»	
3	46	50	+50	0.027	Зеленый			»	
4	65	38	+54	0.025	Светлозеленый			Диоксид	
5	71	49	+60	0.022	Зеленый			Авгит	
6	75	36	+56	0.024	Бледнозеленоватый			Диоксид	
7	87	58	+65	0.025	Желто-зелен.	Зеленый		Эгирин-авгит	
8	89	62	+60	0.029	Зелен.-желтый	Светло-зелен.	Ярко-зелен.	»	
9	104	43	+46	0.025	Бледнозеленоватый			Авгит	
10	142	90	+80	0.046	Буровато-желтый			Эгирин	
11	176	45	+48	0.031	Бледнозеленоватый			Авгит	
12	199	40	+60	0.025	Зеленый			»	
13	217	40	+52	0.025	Почти бесцветный			»	Ядро
14	217	49	+76	0.022	Зеленый			»	Края
15	236	39	+53	0.024	Бледнозеленоватый			Диоксид	

№ п.п.	№ шлифа	∠ cNg	2V	Ng — Np	Плеохроизм			Название пироксена	Примечание
					Ng	Nm	Np		
16	248	55°	+75°	0.026	Слабозеленоватый			Эгирин-авгит	Ядро Края
17	248	85	—76	0.035	Желто-зелен.	Травян.-зелен.	Темно-зелен.		
18	249	56	+64		Зеленый			Эгирин-авгит	»
19	249	47	+60	0.028	Бледнозеленоватый				
20	275г	53	+75	0.030	Зеленый			»	
21	294	54	+60	0.023	Слабобуроватый			»	
22	312	46	+54	0.025	Бесцветный			»	
23	313	42	+52	0.024	Бледнозеленоватый			»	Ядро Края
24	313	46	+62	0.024	Немного зеленее			»	
25	323	45	+52	0.028	Зеленоватый			»	
26	358г	36	+60	0.022	Бледнозеленоватый			Диопсид	
27	604	36	+60	0.026	Зеленоватый			»	
28	835	38	+55	0.027	Бледнозеленоватый			»	
29	852	48	+60	0.023	Слабо-буроватый			Авгит	
30	863	44	+58	0.020	Светлозеленый			»	
31	874	43	+58	0.029	»			»	Ядро Края
32	874	58	—64	0.025	Желто-зелен.	Травян.-зелен.	Ярко-зелен.	Эгирин-авгит	
33	877	51	+59	0.026	Светлозеленый			Авгит	Ядро Края
34	877	51	+65	0.026	Зеленый			»	
35	884	41	+59	0.021	Светлозеленый			»	
36	904	66	+88	0.023	Желто-зелен.	Травян.-зелен.	Ярко-зелен.	Эгирин-авгит	
37	951	48	+60	0.024	Зеленый			Авгит	
38	1069	50	+58	0.025	Слабозеленоватый			»	
39	1087	46	+56	0.030	Зеленоватый			»	
40	1265a	46	+58	0.030	Бесцветный			»	
41	1547	42	+54	0.024	Бледнозеленоватый			»	
42	1637	90	+60	0.036	Зелен.-желтый	Травян.-зелен.	Ярко-зелен.	Эгирин	
43	1688	36	+70	0.033	Зеленый			Диопсид	
44	1695	44	+63	0.023	Зеленоватый			Авгит	
45	1715	44	+52	0.029	»			»	
46	C—2—9	36	+60	0.021	Слабозеленоватый			Диопсид	
47	PH—1—2	50	+65	0.013	Бесцветный			Авгит	

## 4. Амфиболы

№ п.п.	№ шлифа	∠ cNg	2V	Ng — Np	Плеохроизм			Название амфибола
					Ng	Nm	Np	
1	70	18°	—70°	0.013	Темно-зелен.	Густо-зелен.	Желто-зелен.	Обычн. рог. обманка
2	71	18	—52	0.019	Зелен.-желтый	Зеленый	Зеленый	»
3	89	18	—80	0.010	Густой сине-зелен.	Густо-зелен. до черн.	Зелен.-желтый	Щелочная роговая обманка
4	236	16	—52	0.017	Темно-зелен.	Буро-зелен.	Светло-зелен.-желтый	Обычн. рог. обманка
5	249	12	—58	0.016	Густо-зелен.	Густо-зелен.	Зелен.-желтый	»
6	257г	20	—60	0.018	Густо-зелен.	Густо-зелен.	Желто-зелен.	»
7	312	16	—88	0.020	Светло-зелен.	Светло-зелен.	Зелен.-желтый	Вторичн. рог. обманка

№ п.п.	№ шлифа	$\angle$ с Ng	2V	Ng — Np	Плеохроизм			Название амфибола
					Ng	Nm	Np	
8	363	20°	—76°	0.012	Густо-зелен.	Густо-зелен.	Светло-зелен.	Обычн. рог. обманка
9	366	18	—74	0.013	Густо-зелен.	Темно-зелен.	Желто-зелен.	»
10	583	17	—65	0.020	Темно-зелен.	Травян.-зелен.	Зелен.-желтый	»
11	1637	10	—30	0.016	Светло-зелен.	Светло-сиренев.	Светло-зелен.-желтый	Щелочная роговая обманка
12	1690	18	—80	0.010	Светло-зелен.	Светло-фиолет.	Светло-зелен. с фиол. оттенк.	Щелочная роговая обманка

## 5. Прочие минералы

№ п.п.	№ шлифа	$\angle$ с Ng	2V	Ng — Np	Плеохроизм			Название минерала
					Ng	Nm	Np	
1	11	4°	+55°	0.043		Бесцветный		Пектолит
2	75	0	— 4	0.040	Зелен.-бурый	Буроватый	Золотисто-розовый	Биотит
3	75	0	±88	0.030		Бесцветный		Оливин
4	358r	0	—10	0.040	Желто-бурый	Буровато-зеленоват.	Светло-зеленый	Биотит
5	358r	0	+70	0.025		Бесцветный		Оливин
6	363	30		0.022	Бурый		Почти бесцветн.	Ортит
7	393	30	—80	0.023	Бурый	Густо-бурый	Почти бесцветн.	»
8	571		—80			Грязно-фиолет.	Бесцветн.	»
9	583		—82		Буро-зеленый	Буро-красный		»
10	604	0		0.034		Бесцветный		Оливин
11	756	0	+60	0.012		»		Натролит
12	803	0	+72	0.028		»		Пектолит
13	877	0	+88	0.040		»		Оливин
14	1087	0	—85	0.039		»		»
15	1333		—76			Грязно-фиолет.	Почти бесцветный	Ортит
16	1375	0	+85	0.032		Бесцветный		Оливин
17	1695	0	—84	0.038		»		»
18	1700	0	+86	0.032		»		»
19	1715	0	—86	0.042		»		»

## ЛИТЕРАТУРА

- Бахвалов А. П. Геологический очерк юго-западной части Алданского золотоносного района. ОНТИ, 1932.
- Билибин Ю. А.  
 — Проблема псевдолейцита. Зап. Мин. общ., 1939, 68, вып. I, 34—44.  
 — 1. Диссоциация молекул в магматическом расплаве как фактор дифференциации магмы. Докл. АН СССР, 1940.  
 — 2. Минеральные ассоциации магматических горных пород. Изв. АН СССР 1940, № 2, сер. геолог.
- Заваричкий А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Тр. Петр. инст. АН СССР, 1936, вып. 7—8, 47—102.  
 — Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. АН СССР, 1938, № 4, 585—598.  
 — О вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах. Сб. Академику Обручеву, т. 2, 1939, 9—58.
- Зверев В. Н. Краткий отчет о геологических исследованиях в долине р. Алдана. Изв. Геол. ком., 1913, № 4.  
 — Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 26.
- Иванов А. И. Геологический очерк бассейна верхнего течения] р. Учур. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин., 1934, вып. 6.
- Коржинский Д. С. 1. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86.  
 2. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 71.
- Котляр В. Н. Открытие лейцитовых пород в Закавказье. Сов. геол., 1939, № 4—5, 137—139.
- Николаев В. А. Щелочные породы р. Каинды в Таласском Алатау. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. II.
- Соболев В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст., 1936, 43.
- Столяр М. Я. Геология и золотоносность Учуро-Чюльбинского района Якутской АССР. Тр. Научно-иссл. инст. геол. и мин., 1934, вып. 5.
- Pirsson L. V. Petrography and geology of the igneous rocks of the Highwood Mountains, Montana. Bull. U. S. Geol. Surv. 1905, № 237.
- Weed W. H. a. Pirsson L. V. Igneous Rocks of Yogo Peak, Montana. Amer. Journ. Sci., 1895, 50.  
 — The Bearpaw Mountains, Montana. Amer. Journ. Sci., 1896, 1.

## О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
Введение . . . . .	3
Глава 1. <i>Общая характеристика Аданского района</i> . . . . .	6
Глава 2. <i>Геологическая характеристика послегюрских интрузий</i> . . . . .	13
Глава 3. <i>Краткая характеристика главнейших тел магматических пород района</i> . . . . .	22
Глава 4. <i>Породы пластовых интрузий</i> . . . . .	34
1. Кварцевые порфиры (35). 2. Кварцсодержащие порфиры (38). 3. Сферолитовые порфиры (39). 4. Бескварцевые порфиры (40). 5. Биотитовые порфириты и порфиры (41). 6. Роговообманковые порфиры (42). 7. Олигоклазовые порфиры (46). 8. Меланократовые порфиры (47).	
Глава 5. <i>Псевдолейцитовые и другие порфировые породы первичных лакколитов и связанных с ними даек</i> . . . . .	49
1. Эпилейцитовые порфиры (49). 2. Псевдолейцитовые порфиры (52). 3. Псевдолейцитовые фонолиты (53). 4. Трахиандезиты (54). 5. Псевдолейцититы (55). 6. Авгитит (59). 7. Псевдолейцитовые порфировые брекчии (59). 8. Пикрит (61). 9. Дайковые авгититы (62). 10. Ортоклазовый базальт (63). 11. Ортоклазовые андезиты (64). 12. Метаморфизованные порфировые псевдолейцитовые породы (65). 13. Метаморфизованные брекчии (66).	
Глава 6. <i>Псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты</i> . . . . .	68
1. Псевдолейцитовые сиенит-порфиры (68). 2. Малиньито-фоаиты (71). 3. Шонкиниты (72). 4. Эгириновые нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры (74). 5. Цеолитовые сиениты и сиенит-порфиры (76). 6. Мусковитизированные сиениты (78). 7. Ороговикованный псевдолейцитовый сиенит-порфир (79).	
Глава 7. <i>Щелочные сиениты</i> . . . . .	81
1. Эгириновые сиениты. (81). 2. Лаурвикиты (82). 3. Пуласкиты (84). 4. Пуласкит-порфиры (86). 5. Меланитсодержащие сиениты и сиенит-порфиры (88).	
Глава 8. <i>Дайковые щелочные породы</i> . . . . .	91
1. Перидотит-порфириты и пироксенит-порфириты (91). 2. Пироксеновые псевдолейцитовые порфиры (93). 3. Биотитовые псевдолейцитовые порфиры (94). 4. Псевдолейцитовые тингуаиты (95). 5. Цеолитовые тингуаиты (100). 6. Сельсбергиты (102). 7. Бостониты (103).	
Глава 9. <i>Щелочноземельные сиениты и связанные с ними породы</i> . . . . .	106
1. Авгитовые сиениты (106). 2. Авгитовые сиенит-порфиры (110). 3. Роговообманковые сиенит-порфиры (112). 4. Дайковые сиенито-диориты (112). 5. Дайковые кварцсодержащие сиенит-порфиры (113). 6. Аляскитоидный сиенит (114). 7. Лейнократовые граносиенит-порфиры (115). 8. Авгитовый граносиенит-порфир (116). 9. Аплиты (117). 10. Микромондониты и меланократовые микросиениты (118). 11. Дайковые трахибазальты (122). 12. Дайковый трахиандезит (125).	
Глава 10. <i>Эгириновые граниты</i> . . . . .	128
Глава 11. <i>Породы с невыясненными возрастными соотношениями</i> . . . . .	132
1. Долериты, базальты, диабазы (132). 2. Перидотиты (133). 3. Пироксениты (134).	
Глава 12. <i>Генезис магматических пород района</i> . . . . .	135
1. Кристаллизационная дифференциация (135). 2. Проблема эгирина и эгириновых гранитов (140). 3. Изменение химизма магм в процессе их дифференциации (144). 4. Поднятие магмы в верхний структурный ярус (147). 5. Генезис щелочных магм (151).	
Литература . . . . .	163

## О П Е Ч А Т К И

<i>Страница</i>	<i>Строка</i>	<i>Напечатано</i>	<i>Следует читать</i>
1	Титульный лист	Вып. 11	Вып. 10
54	1 снизу	зеленоватое	Зеленоватое
60	Табл. III, Фиг. 2	серпентизированного	серпентинизированного

Ю. А. Билибин. „Последние интрузии Алданского района“

3614