

ЛИ. ПАНИНА

МИНЕРАЛОГО-
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
НЕКОТОРЫХ
ЩЕЛОЧНЫХ
МАССИВОВ
ПРИБАЙКАЛЬЯ

АКАДЕМИЯ
НАУК СССР
СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ

Труды, вып. 94

Л. И. ПАНИНА

**МИНЕРАЛОГО-
ГЕНЕТИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
НЕКОТОРЫХ
ЩЕЛОЧНЫХ
МАССИВОВ
ПРИБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В. П. Костюк

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК
1972

Монография посвящена выяснению генетической природы щелочных образований некоторых массивов Прибайкалья. В работе приводятся температуры образования породообразующих минералов (определение методом гомогенизации включений), их химический состав и соответственный пересчет на кристаллохимические формулы; приводятся данные по термовысвечиванию минералов, рентгенометрическому и ИКС-исследованию; рассматривается связь между химическим и минеральным составом щелочных пород (парагенетический анализ).

Работа представляет интерес для петрологов, изучающих генезис щелочных образований.

ВВЕДЕНИЕ

Всестороннее изучение щелочных пород с давних пор относится к числу актуальных задач геологии. Это прежде всего объясняется их своеобразным положением в ряду магматических образований. Щелочные породы находятся в самой разнообразной геологической обстановке, и не всегда удается установить их пространственную, а тем более генетическую связь с тем или иным типом магматических образований данного района. Очевидно, в ряде случаев нельзя не считаться с возможной конвергентностью явлений, когда сходные по ряду признаков щелочные образования обязаны своим происхождением различным геологическим процессам.

В этом случае едва ли можно солидаризироваться с более ранними представлениями Дэли-Шенда (Дэли, 1933), Боуэна (1934) и других, стремившихся выработать унифицированную гипотезу происхождения щелочных пород. В настоящее время большинство исследователей пришли к выводу, что «всякая попытка рассматривать всю совокупность щелочных пород как единую генетическую группу неминуемо ведет к ошибкам и неудачам» (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1960, 1961). Сейчас образование щелочных пород разные авторы объясняют по-разному: воздействием инфильтрационного потока сквозьмагматических растворов гранитоидных магм на основные и карбонатные породы (Коржинский, 1953, 1955, 1959, 1960), метасоматозом (Бородин, 1958, 1963, 1966; Бутакова, 1959; Кононова, 1958, 1965; Тихоненков, 1961; Яшина, 1962, 1965), накоплением щелочей на определенных стадиях эволюции гранитоидной магмы под действием минерализаторов (по Смиту, Заварицкий, 1956), существованием самостоятельных магм повышенной щелочности (Коржинский, 1955 и др.) и т. д.

В последние годы в связи со все возрастающим промышленным использованием редкоземельного сырья, основная масса которого связана с щелочными породами, возникла необходимость более детального изучения щелочных образований. Естественно, главной задачей стало определение условий их формирования.

Основная цель предлагаемой работы — выяснение генетической природы нефелиновых сиенитов на основе комплексного изучения их породообразующих минералов. В этом плане наиболее благоприятным явилось исследование Сыньирского уникального ультракалиевого щелочного плутона (Северное Прибайкалье) и, в меньшей мере, Боргойского массива (юго-запад Бурятии). Для сопоставления были изучены, но значительно менее детально, расположенные рядом с ним интрузии Бурпала и Боци.

Относительно природы щелочных пород Сыньиры и Боргоя существуют разные, порой диаметрально противоположные точки зрения. Так, щелочные и нефелиновые сиениты Боргоя, по мнению одних исследователей, являются магматическими образованиями, а по мнению других — метасоматическими. Доказательством магматического происхождения сыньирских щелочных пород служили лишь общегеологические и петрографические данные. Очень дискуссионным оказался вопрос происхождения псевдолейцитоподобных пород Сыньиры, что прежде всего объясняется невозможностью определения их генетической природы старыми геолого-петрографическими методами. Сейчас стало ясным, что для выяснения генезиса пород необходимо использовать новые методики, позволяющие числом и мерой охарактеризовать общие петрологические условия образования пород, что и ставит своей задачей автор предлагаемой работы.

Работа выполнена в Институте геологии и геофизики СО АН СССР и является частью темы «Минералогия магматических и метаморфических пород Сибири» (руководитель темы доктор геол.-мин. наук В. П. Костюк), разрабатываемой под общим научным руководством акад. В. С. Соболева.

В основу работы положены полевые тематические исследования автора в 1964—1965 гг., которые в 1965 г. велись совместно и под руководством В. П. Костюка.

При лабораторном изучении пород привлекались все известные методики минерало-гео-петрографических исследований, а также новейшие минералотермометрические методы и термовысвечивание.

Работа состоит из 7 глав и заключения. Первая и вторая главы написаны по литературным данным. В I главе приводятся краткие сведения по общей геологии, истории развития и тектонике изучаемых территорий, а во II главе рассматриваются различные точки зрения на генезис щелочных пород конкретных массивов.

Основной целью III, IV и V глав являлось выяснение зависимости парагенетических ассоциаций минералов от меняющихся величин химических потенциалов щелочей. В III главе внимание акцентируется на выделении сингенетичных минералов, продуктов одного процесса; в IV приводятся химические составы породообразующих минералов, а в V главе с помощью диаграмм состав — парагенезис рассматривается связь между химическим и минеральным составом щелочных и нефелиновых пород, даются некоторые выводы о направленности химического процесса при минералообразовании.

В VI главе приводятся результаты минералотермометрических исследований. Здесь рассматриваются возможный нижний предел температур образования и вероятная генетическая природа минералов, агрегатное состояние минералообразующих сред, а также предполагаемый процесс развития магматического очага.

Глава VII посвящена выяснению генетической природы синныритов и других щелочных пород Сыныра.

В конце работы делаются основные выводы о происхождении щелочных и нефелиновых пород.

К основным относятся главы IV, V, VI, VII.

По не зависящим от автора обстоятельствам в работе не учтены материалы других исследователей, опубликованные после 1967 г.

В работе использованы результаты полных химических анализов минералов, выполненных сотрудником ИГиГ СО АН СССР Э. С. Гулецкой. Расчет некоторых кристаллохимических формул минералов и построение мультисистем по Сыныру произведен В. П. Костюком (Костюк, Панина, Гулецкая, 1969). Рентгенометрические и ИКС-исследования проводились в лаборатории института под руководством Д. К. Архипенко. Термовысвечиванием щелочных и нефелиновых пород занимался В. С. Лысаков (Панина, Лысаков, 1968). Приводимые в тексте фотографии сделаны Г. К. Волковым.

Большое содействие в полевых работах оказали В. Л. Мошкин, Е. Н. Киселев, А. А. Ганзеев, а также сотрудники Кольского ФАН СССР.

Автор в процессе работы над монографией пользовалась консультациями и помощью акад. В. С. Соболева, докт. геол.-мин. наук В. П. Костюка, Ю. А. Долгова, канд. геол.-мин. наук И. Т. Бакуменко, Т. Ю. Базаровой, Л. Ш. Базарова, В. Р. Журавля.

Большое практическое содействие при подготовке данной работы к печати оказала И. В. Моторина.

Всем перечисленным лицам автор приносит свою глубокую благодарность.

Автор признательна за критические замечания, сделанные докт. геол.-мин. наук А. М. Дымкиным, А. С. Бородниным, канд. геол.-мин. наук М. П. Орловой, Э. А. Багдасаровым, Р. П. Тихоненковой, Е. Р. Осокиным, В. В. Архангельской, О. Б. Дудкиным, В. А. Дворкиным-Самарским.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ОБЩЕЙ ГЕОЛОГИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО НАГОРЬЯ И ЮГО-ВОСТОКА ДЖИДИНСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Щелочные массивы Сынныр, Бурпала, Боргой и Боци входят в состав Саяно-Байкальской горной страны. Плутоны Сынныр и Бурпала расположены на юге центральной части Северо-Байкальского нагорья, а щелочные интрузии Боргой и Боци — в пределах Джидинской горной области (рис. 1). Первые относятся к образованиям палеозойского, а вторые — мезозойского интрузивных комплексов.

В связи с большой пространственной разобщенностью и разновозрастностью изучаемых щелочных массивов в работе приводится для каждого рассматриваемого района его строение, тектоника и геологическое развитие.

Сведения, изложенные в данной главе, целиком базируются на опубликованных материалах С. А. Гурулева (1964), Д. А. Великославинского (1957), В. А. Дворкина-Самарского (1963), А. Я. Жидкова (1960, 1961, 1962, 1963, 1965), С. С. Иванова (1964), Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1964), В. М. Ладаевой (1960), М. М. Мануйловой и Д. П. Васьяковского (1964), Н. П. Михно (1960, 1961), П. И. Налетова (1962), Ц. О. Очирова и В. И. Турунхаева (1964), Л. И. Салона (1964, 1967), Г. В. Смирнова (1961, 1963), Е. Н. Смолянского (1961, 1963), Н. А. Флоренсова (1954, 1960), а также на фондовых материалах БГУ (Б. А. Левачев, Э. С. Кондакова, 1962 г.; В. М. Ладаева, Г. В. Смирнов, 1962 г.; А. С. Пак, В. Г. Филатов, И. Ф. Баннов, 1963 г., 1964 г. и др.).

К наиболее детальным, полным и новейшим работам по Прибайкалью и Забайкалью относятся труды Л. И. Салона (1964, 1967). Наши компилятивные данные, особенно по Северо-Байкальскому нагорью, в основном согласуются с его материалами. В некоторых случаях нами отмечается противоречивость тех или иных положений или взглядов.

Центральная часть Северо-Байкальского нагорья. Наиболее древними образованиями этого района (рис. 2) являются толщи нижнего протерозоя. Их формирование совпадает с заложением геосинклинальной системы байкалид (Салон, 1958₂, 1964). В самом начале развития в последней обособились два крупных структурно-фациальных пояса: эвгеосинклинальный и миогеосинклинальный. Внешний, миогеосинклинальный пояс располагался у края Ангарской платформы, а внутренний, эвгеосинклинальный был приурочен к центральной части геосинклинали.

Характер осадконакопления в этих структурно-фациальных поясах был различным. В миогеосинклинальном поясе накапливались мощные

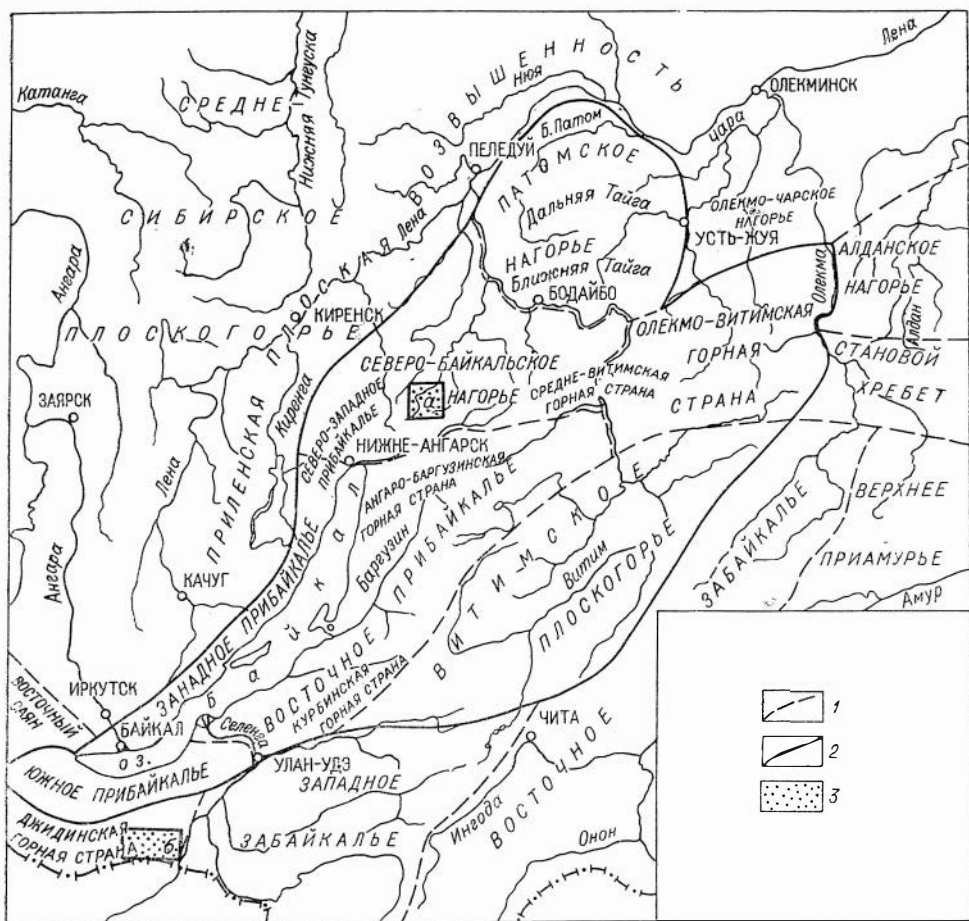


Рис. 1. Схема географического районирования Байкальской горной области и сопредельных территорий (по Салопу, 1964).

1 — границы районов, 2 — границы Байкальской горной области, 3 — районы работ: а — массивы Сынныр и Бурпала, б — массивы Боргой и Боци.

толщи терригенного и отчасти карбонатного материала, образовавшиеся за счет разрушения архейских платформенных образований. Эвгеосинклинальный пояс характеризовался интенсивной вулканической деятельностью.

На рассматриваемой территории нижнепротерозойские образования многоэвгеосинклинального типа представлены чуйской сланцевой толщей, а эвгеосинклинального — муйской спилито-кератофировой серией. Складчатость пород чуйской толщи согласуется с расположением края древней Ангарской платформы и имеет северо-восточное простирание. Основная роль в тектонической структуре Муйской зоны принадлежала глубинным долгоживущим разломам, заложенным одновременно с образованием геосинклинальной системы. Эти разломы имеют громадную протяженность (иногда свыше 1200 км) и очень глубокое заложение. Вполне возможно, что они проникали через всю толщу сиала. Все это обусловило большую устойчивость разломов в пространстве и времени. Так же как и складчатость Муйской зоны, глубинные разломы имели дугообразную форму.

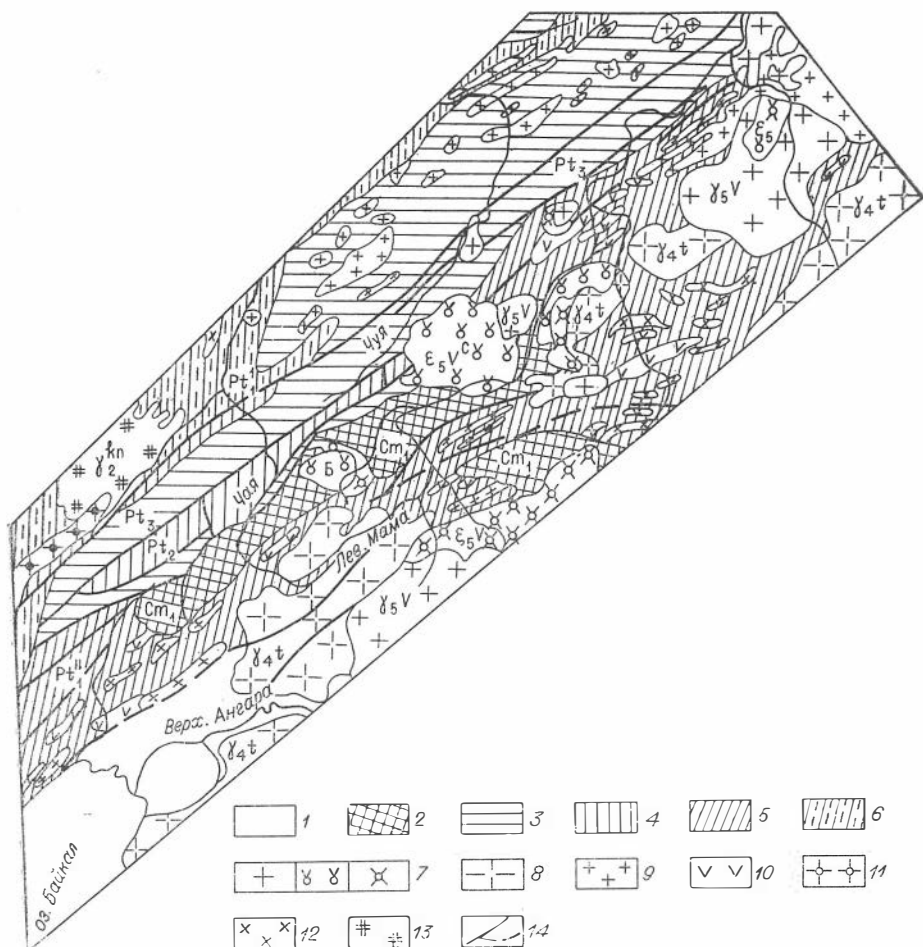


Рис. 2. Геологическая схема центральной части Северо-Байкальского нагорья (на основе геологической карты Салопа, 1962).

1 — четвертичные отложения; 2 — алданский ярус (Cm), песчаники, конгломераты, сланцы, доломиты; 3 — патомская серия (Pt₃), мраморы, сланцы, песчаники, конгломераты, филлиты, эффузивы; 4 — сыннырская толща (Pt₂), порфиры, порфириды, туфы, песчаники и конгломераты; 5 — муйская серия (Pt₁') кварциты, сланцы, метаморфизованные эффузивы, песчаники, конгломераты; 6 — чуйская толща (Pt₁') кристаллические сланцы, кварциты, мраморы; 7 — витимский интрузивный комплекс, щелочные и нефелиновые сиениты (εsv), граноспелиты и сиениты (γ_{sv}), граниты (γ_{sv}); 8 — тельмамский плутонический комплекс, граниты (γ_{то}); 9 — мамско-оронский интрузивный комплекс, габброиды и гипербазиты (σ_{dv}); 10 — довыренский интрузивный комплекс, граниты и очковые гранитогнейсы: (γ_{зи}); 11 — ирельский плутонический комплекс, плагιοграниты и граниты (γ_{пг}); 12 — куандинский интрузивный комплекс, граниты (γ_{кп}); 13 — муйский интрузивный комплекс, граниты (γ_{кп}); 14 — глубинные разломы древнего заложения. С — ультракалийевый щелочной массив Сынныр; Б — щелочная интрузия Бурпала.

В пределах изучаемой территории были выделены Абчадский, Мамский, Мамакано-Конкудерский разломы (рис. 3). Абчадский глубинный разлом отделял Муйскую зону от Чуйской. В 5—25 км от этого разлома и строго параллельно ему располагался Мамский разлом. Во внутренней части эвгеосинклиналильного пояса находился Мамакано-Конкудерский разлом.

Развитие складчатых зон этой области связано в основном с тектоническими движениями по указанным разломам. Движения глыбовых структур носили вертикальный и дифференцированный характер.

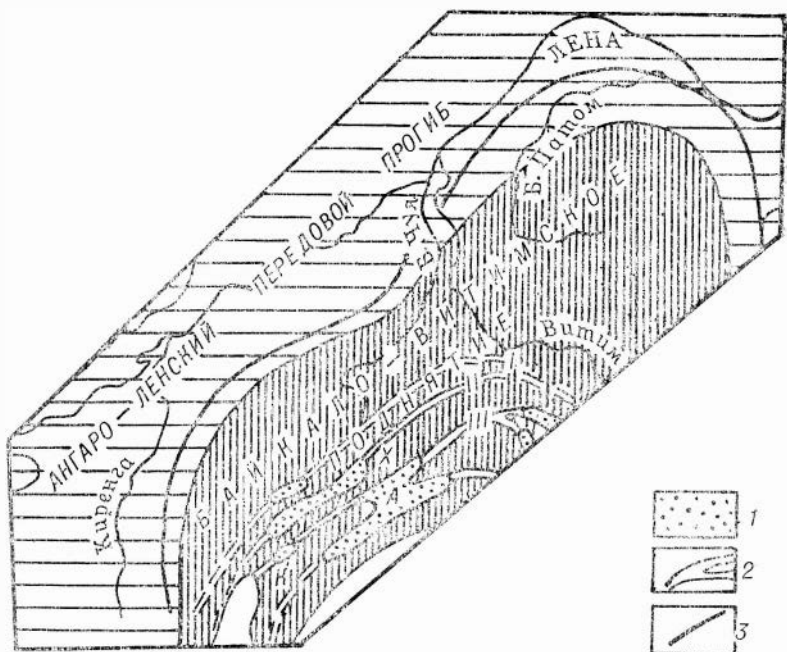


Рис. 3. Схема расположения главнейших структурных элементов байкалитид в раннем кембрии (Салоп, 1967).

1 — межгорные впадины в области Байкало-Витимского поднятия; О — Олоkitская, Х — Холодинская (Верхнечайская), К — Кичерская, А — Ангаро-Мамская; 2 — внутригеосинклинальные глубинные разломы древнего заложения, активные в раннем кембрии: I — Абчадский, II — Мамский, III — Мамкано-Конкудерский; 3 — краевые глубинные разломы древнего заложения, активные в раннем кембрии.

Образования муйской серии были прорваны габброндами, гипербазитами и гранитоидами муйского комплекса, а породы чуйской толщи — гранитоидами куандинского комплекса.

Метаморфизм нижнепротерозойских пород неодинаковый: в одних случаях он соответствовал зеленосланцевой фации, в других — амфиболитовой. В зонах глубинных разломов степень метаморфизма повышалась.

В конце раннего протерозоя тектонические движения обусловили возникновение в центральных частях геосинклинальной системы крупного Байкало-Витимского поднятия* (рис. 3), а вблизи платформы образовался Байкало-Патомский краевой прогиб**. Тектогенез завершился формированием пород среднепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Отложения накапливались главным образом в пределах краевого прогиба в континентальных и прибрежно-морских условиях.

На описываемой территории среднепротерозойские образования представлены лишь одной сыннырской вулканогенной свитой. В ней преобладают диабазы, спилиты, спилито-порфириты, альбитофирры, а также их туфы, туфолавы и лавобрекчии. Породы свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, реже празинитовой фаций. Сыннырская толща тяготеет к полосе нижнепротерозойских глубинных разломов Муйской

* Чуйский геоантиклинорий по Великославинскому, Казакову и Соколову (1963).

** Аkitканская структурная зона по Мануйловой, Васьяковскому и Гурулеву (1964) или Ангаро-Ленский прогиб (область перикратонных опусканий) по Великославинскому и др. (1963).

зоны эвгеосинклиналичного пояса. С юго-востока она ограничена Мамакано-Конкудерским разломом, с северо-запада — Абчадским, а по ее середине проходит Мамский разлом.

Сыннырская толща прорвана гранит-порфирами ирельского комплекса (туококитские гранит-порфиры А. С. Кульчицкого; Салоп, 1964), а также небольшими дайками и штоками габбро-диабазов.

В верхнем протерозое структурный план геосинклиналичной системы байкалид в общем сохранился, хотя и отмечалось некоторое его усложнение. Так, в северной части рассматриваемой территории возник глубокий Бодайбинский внутренний прогиб (синклиорий, в то время как площадь Байкало-Патомского краевого прогиба заметно сократилась и сместилась по направлению к платформенным сооружениям.

Верхнепротерозойские отложения района представлены патомской серией, развивавшейся в зоне Бодайбинского внутреннего прогиба. Толща имеет трехчленное строение: ее верхняя и нижняя части представлены терригенными отложениями, а середина — карбонатными породами.

Кроме названной серии, А. Н. Неелов (Салоп, 1964) выделяет в районе среднего течения р. Мамы бодайбинскую толщу, состоящую из известняков, филлитов и эффузивов.

Для магматизма позднего протерозоя характерно резкое сокращение роли основных и ультраосновных пород. Верхнепротерозойские интрузии представлены гранитоидами мамско-оронского и тельмамского комплексов. Габброиды и гипербазиты довыренского комплекса имеют узко локальное распространение. Гранитоиды широко развиты на всей территории Байкало-Витимского поднятия и Бодайбинского синклиория. Они приурочены главным образом к зонам глубинных разломов. Комплекс основных и ультраосновных пород размещается в основном около границы Байкало-Витимского поднятия и Бодайбинского внутреннего прогиба.

На границе верхнего протерозоя и кембрия описанные выше эффузивно-осадочные породы были смяты в складки и метаморфизованы, а более древние блоки консолидированных пород бывшего Байкало-Витимского поднятия начали вертикально опускаться вниз. С этим этапом тектогенеза связан повторный наложенный метаморфизм и образование пегматитов в верхнепротерозойских и более древних образованиях района.

В последующий период происходит замыкание геосинклиналичной системы байкалид, но без нарушения ее общего структурного плана.

В кембрийское время на месте протерозойского Байкало-Патомского краевого прогиба образовался Ангаро-Ленский передовой прогиб (рис. 3), в пределах которого разместились крупные грабен-прогибы. В зоне Байкало-Витимского поднятия в позднем кембрии возникают межгорные впадины: Холоднинская (Верхнечайская), Кичерская, Олокиито-Мамская, Олокитская (рис. 3). Все они вытянуты в соответствии с направлением протерозойских складчатых дуг и глубинных разломов. Олокитская впадина приурочена к Абчадскому глубинному разлому, Холоднинская — к Мамскому, а Кичерская и Ангаро-Мамская — к Мамакано-Конкудерскому разлому.

В области Байкало-Витимского поднятия кембрийские отложения тяготеют исключительно к древним межгорным впадинам.

На всей рассматриваемой территории стратифицированные отложения кембрия (алданский ярус) являются самыми молодыми образованиями. Они представлены лишь двумя отделами: нижним и средним. Наиболее распространенная в центральной части нагорья холоднинская свита слагает крупную Верхнечайскую (Холоднинскую) синклинали, протягивающуюся в северо-восточном направлении. Свита состоит из сла-

бо измененных песчаников, конгломератов и алевролитов. Нередко наблюдается трансгрессивное налегание конгломератов на нижнепротерозойские габброиды и гранитоиды муйского комплекса. Реже отложения холоднинской свиты перекрывают габброиды и гипербазиты довыренского комплекса.

Региональный метаморфизм обычно очень слабый. Местами он достигает зеленосланцевой фации. На контакте с интрузиями степень метаморфизма увеличивается вплоть до эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций.

Кембрийский магматизм слабее, чем докембрийский. В пределах исследуемой территории палеозойские интрузии слагают сравнительно небольшие, но довольно многочисленные тела гранитоидов и сиенитов. Относительно расчленения данных пород между исследователями существовали разногласия. Так, в 1958 г. Л. И. Салоп выделял два разновозрастных комплекса: верхнепротерозойский и нижнепалеозойский — витимканский. Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков (1961) и некоторые другие исследователи оба указанных комплекса объединяли в один — конкудеро-мамаканский комплекс гранитоидов, щелочных и нефелиновых сиенитов варисидского возраста. Обычно щелочные и нефелиновые породы района рассматривались как самые молодые среди интрузивных пород гранитоидного ряда. Полагали, что нефелиновые сиениты либо постепенно переходят в граниты, либо завершают развитие гранитоидного магматизма, представляя его заключительную фазу. Данных, указывающих на самостоятельность щелочного комплекса пород, не было.

А. Я. Жидкову в районе щелочных интрузий Сыныр и Якша удалось установить рвущие контакты щелочных сиенитов с окружающими их интрузивными породами. «Нефелиновые и щелочные сиениты, прорывая крупные тела гранитов, секутся, в свою очередь, мелкими интрузиями переменного состава. Выявлена такая последовательность внедрения щелочных пород и гранитоидов: псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты → щелочные сиениты → щелочноземельные сиениты → кварцевые сиениты → граносиениты, гранодиориты → порфиroidные граниты → аляскиты. Обычно конечные члены гранитоидной серии пород принимают ограниченное участие в сложении щелочных интрузий» (Жидков, 1965).

Таким образом, было установлено существование как более молодых по сравнению с щелочными породами, так и более древних гранитоидов. Более молодые гранитоиды слагают небольшие тела (дайки, штоки) и тяготеют к массивам щелочных пород; более древние являются пластовыми интрузиями и обладают значительными размерами.

А. Я. Жидков (1965) из состава витимканского комплекса впервые выделяет интрузии щелочных, нефелиновых сиенитов и ассоциирующие с ними гранитоиды в самостоятельный щелочной комплекс девонского возраста. В 1967 г. у Л. И. Салопа данный комплекс фигурирует как сынырский комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов. В его составе автором выделены два подкомплекса: ранний, основной для среднепалеозойского магматизма, представленный щелочными образованиями, и поздний — гранитоидный, распространенный узко локально и на небольшой территории.

Л. И. Салоп (1967) считает, что внедрение щелочной магмы происходило во время общего поднятия складчатой области и было приурочено к зонам глубинных древних разломов. Как правило, сформировавшиеся интрузии относятся к центральному или трещинному типу. Наиболее крупными из них являются рассматриваемые в предлагаемой работе Сынырский ультракалийевый и Бурпалинский щелочной массивы.

В центральной части Северо-Байкальского нагорья более молодые*, чем описанные выше, геологические образования отсутствуют.

Юго-восточная часть Джидинской горной страны. На данной территории преимущественно распространение получили мезозойские интрузии и осадочно-вулканогенные образования. Лишь узко локально и на небольшой площади отмечаются протерозойские и палеозойские геологические комплексы (рис. 4).

Наиболее древней (рис. 4) в рассматриваемом районе явилась заганская толща гнейсов, кристаллических сланцев, кислых и основных эффузивов и их туфов. Со складчатостью этого периода связано внедрение заганского интрузивного комплекса гранитов, гранито-гнейсов, гранодиоритов и граносиенитов.

На данных образованиях несогласно залегают верхнепротерозойские отложения иройской свиты: кристаллические известняки, доломиты с прослоями актинолитовых и карбонатных сланцев. Для них характерны сложные формы складок и невыдержанность по простиранию.

К протерозою также относится нерасчлененная кяхтинская толща, сложенная сланцами, фельзитами, туфами, известняками, песчаниками, кварцитами, гнейсами.

По Е. Н. Смолянскому (1963), рассматриваемый Джидинский район вплоть до нижнего палеозоя был областью геосинклинального развития. Этап завершился проявлением каледонской складчатости, в результате чего древние толщи приобрели структуру синклиория северо-западного простирания. Последний стал главным структурным элементом района.

К нижнему палеозою большинство исследователей относят гранитоиды джидинского комплекса.

В мезозое произошла активизация тектонических движений, приведшая к дифференцированным движениям отдельных блоков, формированию горстов и грабенов и накоплению осадков в межгорных впадинах. Этот этап тектонического развития, по мнению Ю. В. Комарова и П. М. Хренова (1964), следует относить к промежуточному типу** между геосинклинальным и платформенным, к так называемому эпигональному типу развития. Активизация района была вызвана заложением и развитием крупных региональных структур — эпигоналей, перерабатывающих области завершённой каледонской складчатости.

Ц. О. Очиров и В. И. Турунхаев (1964) в данной эпохе выделяют два этапа. В более ранний период произошло общее погружение территории, образование новых и подновление старых крупных разломов, по которым изливались лавы и выбрасывался пирокластический материал.

В пределах Джидинской горной страны в раннем мезозое обособилась тектонически активная зона, протягивающаяся от истоков р. Селенги (Северная Монголия), через бассейны рек Джиды и Уды, далее на северо-восток в центральную часть Витимского плоскогорья. На территории этой зоны в последующие периоды проявилась энергичная экстрезивная деятельность, приведшая к накоплению мощной вулканогенной толщи.

Нижнемезозойские отложения представлены исключительно континентальными эффузивными и пирокластическими образованиями и продуктами их разрушения.

На описываемой территории мезозойский комплекс начал свое формирование с боргойской свиты ($P - T_1$), сложенной эффузивами и пирокластами с маломощными прослоями осадочных пород. Эти отложения

* Не учитывая современных отложений.

** Многие исследователи этот этап относят к мезозойской складчатости.

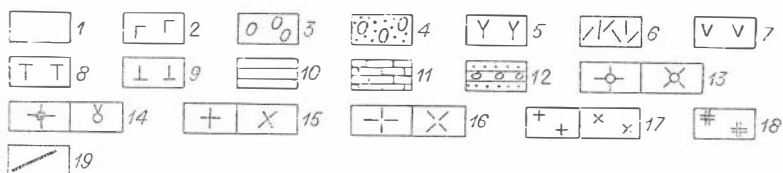
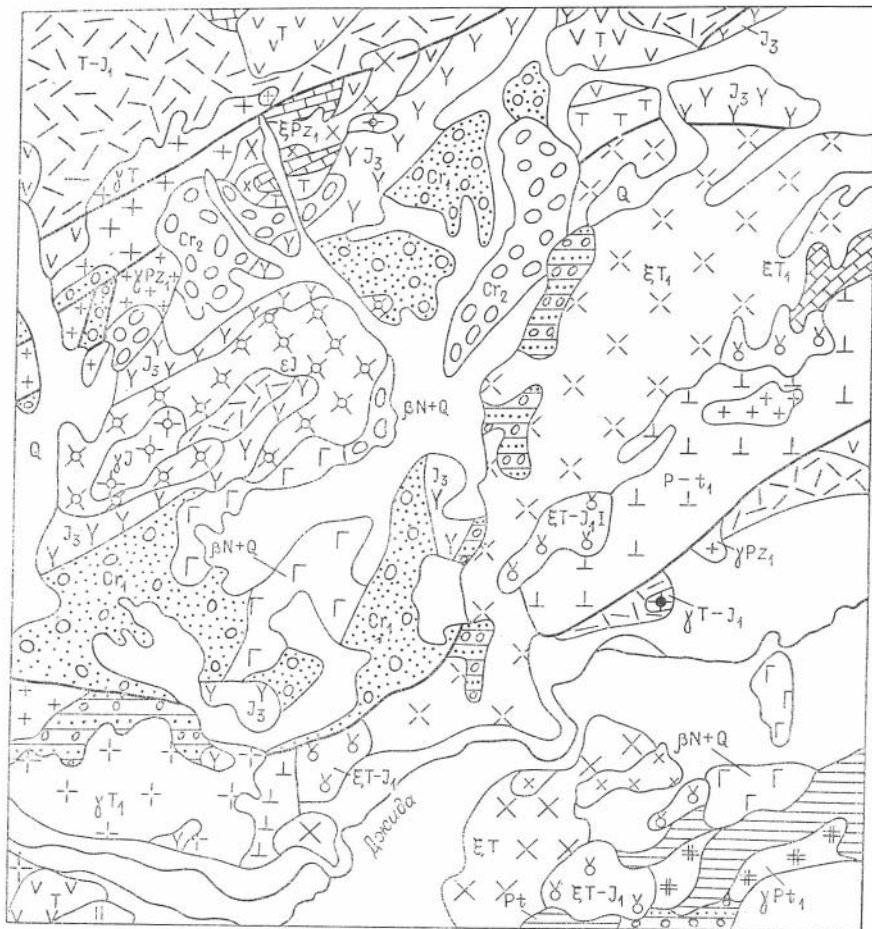


Рис. 4. Геологическая схема юго-востока Джиджинской горной страны (Михно, и др., 1963).

1 — четвертичные отложения (Q); 2 — базальты нерасчлененные (BN+Q); 3 — сотниковская свита (Cr₂?), грубобалунные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 4 — гусиноозерская свита (Cr₁), гравелиты, песчаники, сланцы, мергели, бурые угли, алевролиты; 5 — хилоская свита (J₃), конгломераты, туфоконгломераты, туфопесчаники, трахиандезитовые порфириты, андезитовые порфириты, лагнопорфириты, дацитовые порфириты, трахиты, туфолавы; 6 — цаган-хунтейская свита (T-J₁), эффузивы кислого состава и их туфы; 7 — петропавловская свита (T), эффузивы основного состава; 8 — тамирская свита (T₁), туфоконгломераты, туфопесчаники, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты, андезитовые порфириты, базальтовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, конгломераты, песчаники, сланцы; 9 — боргойская толща (P-T₁) кварцевые порфиры, фельзиты, порфириты, диабазы, их туфы, агломераты, песчаники, эффузивы основного и кислого состава; 10 — кяхтинская толща (Pt), сланцы, фельзиты, туфы, известняки, песчаники, кварциты, парагнейсы, гнейсы; 11 — иройская свита (Pt₂?), кристаллические известняки, доломиты с прослоями актинолитовых и карбонатных сланцев; 12 — заганская толща (Pt₁), метаморфизованные конгломераты, песчаники, кристаллические сланцы, кварциты, метаморфизованные кислые и основные эффузивы, туфы, метаморфизованные известняки, туфопесчаники, амфиболиты, плагиогнейсы, гнейсы, мигматиты. Интрузивные комплексы: 13 — дабхорский (J₁) аляскитовые граниты (γ), сиениты (ε); 14 — малокуналейский (T-J₁), граниты (γ), граносиениты и сиениты (ε); 15 — гегетуйский (T), граниты (γ), сиениты и граносиениты (ε); 16 — ичегуйский (T₁), граниты (γ), сиениты (ε); 17 — джиджинский (Pz₁), биотитовые и биотит-роговообманковые граниты (γ), граносиениты и сиениты (ε); 18 — заганский (Pt₁), граниты и гранитогнейсы (γ); 19 — разломы.

распространены в бассейне р. Джиды и в пределах Боргойского хребта. В последнем случае породы свиты слагают крупную антиклинальную складку, северо-западное крыло которой впоследствии было уничтожено внедрившимися гранитоидами, а на юго-востоке обрезано молодыми разломами.

На описанную свиту налегает тамирская толща (T_1), состоящая из кислых эффузивов и их туфов. С этой толщей ассоциируют крупные интрузии гранитоидов глубинного типа (ичетульский комплекс).

Упомянутые породы перекрываются петропавловской свитой (T), сложенной перемежающимися горизонтами основных и кислых эффузивов: базальтов, андезитов, диабазовых порфириров. Отложения распространены в пределах Боргойского хребта и в бассейне р. Джиды, т. е. там же, где и боргойская свита, но несколько шире ее. Породы толщи смяты в складки и разбиты разломами.

К триасу относится гегетульский интрузивный комплекс гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и сиенитов.

Выше петропавловской свиты залегает цаган-хунтейская толща ($T - J_1$), представленная кислыми и субщелочными эффузивами. Преимущественное распространение она имеет на севере описываемого района.

В триасе — нижней юре отмечалось становление малокуналейского комплекса щелочных гранитов, граносиенитов и сиенитов. Ц. О. Очиров и В. И. Турунхаев (1964) не исключают возможности отнесения отмеченных выше интрузий и экструзий к единому магматическому очагу.

Некоторые авторы (Комаров, 1959) склонны относить к третьей фазе малокуналейского комплекса и интрузии Боргой и Боци. П. И. Налетов (1962) из малокуналейского интрузивного комплекса выделяет боргойский, относя к первому аляскитовые, эгириновые, рибекитовые, арфведсонитовые граниты, граносиениты и сиениты, а ко второму — нефелиновые сиениты и тингуаиты. При этом предполагается возможность парагенетической связи между боргойским и малокуналейским комплексами. По мнению П. И. Налетова, становление Боргойского, Боцийского щелочных массивов связано именно с боргойским интрузивным комплексом. В. М. Ладаева, Г. В. Смирнов, В. Н. Казаков (1961 г.) включают боргойские щелочные породы в джидинский верхнепалеозойский комплекс. Следует отметить, что позднейшие определения абсолютного возраста сиенитов Боргой и Боци (О. Т. Скринников, 1965) подтвердили выводы, сделанные П. И. Налетовым и Ю. В. Комаровым, о вероятности генетической связи этих интрузий с малокуналейским комплексом.

Со средней юры начался второй этап эпигонального развития Джидинской горной страны (Очиров, Турунхаев, 1964), в течение которого происходило формирование глыбовых структур и дальнейшее развитие разрывных нарушений. С последними связана экструзивная деятельность и внедрение субвулканических тел.

Этап начался с формирования хилокской свиты (J_3), представленной основными, средними эффузивами и их туфами. Пространственно эти отложения связаны с мезозойскими впадинами.

К юрскому времени относится внедрение малых трещинных интрузий гранитов и сиенитов дабхорского комплекса. Интрузии обычно малых размеров и приурочены к системе разломов, окружающих впадины.

К концу мезозоя отмечалось постепенное затухание вулканической деятельности и ослабление тектонической активности при общей консолидации района.

Верхнемезозойский комплекс венчается меловыми отложениями, нижний отдел которых представлен гусиноозерской, а верхний — сотниковской свитами. Характерно, что обе серии сложены континентальными терригенно-осадочными породами: конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами.

Кайнозойские отложения на описываемой территории представлены нерасчлененными базальтами ($\beta N + Q$) и четвертичными отложениями. Наибольшее распространение получили четвертичные образования. Они обычно тяготеют к межгорным и предгорным впадинам и сложены разнообразными по составу и генезису осадками. Широко развиты ледниковые и озерные отложения.

КРАТКИЙ ОБЗОР ВЗГЛЯДОВ НА ОБРАЗОВАНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ СЫННЫР, БУРПАЛА, БОРГОЙ И БОЦИ

В данной главе очень кратко рассматривается история геологического изучения описываемых районов, общие геолого-тектонические представления различных авторов о строении рассматриваемых массивов, условиях их образования, возрасте. Несколько подробнее отражаются спорные вопросы, касающиеся схем формирования интрузий. Исходя из поставленной задачи, основное внимание уделяется разбору имеющихся представлений о генетической природе щелочных пород изучаемых массивов. Из-за территориальной раздробленности последних, их разновозрастности и своеобразия северобайкальская и джиддинская группы щелочных плутонов рассматриваются отдельно друг от друга.

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ

В 30-х годах нынешнего столетия впервые Т. Дитмаром были отмечены выходы щелочных пород в Северном Прибайкалье (бассейн р. Левой Мамы), которые он относил к самым молодым образованиям и рассматривал как фаціальную разновидность гранитондов.

С 1957 по 1965 г. на этой территории проводил тематические работы сотрудник ВСЕГЕИ А. Я. Жидков. Он впервые описал строение концентрически-зонального Сыннырского щелочного массива и петрографический состав слагающих его пород. А. Я. Жидковым была открыта другая крупная щелочная интрузия — Бурпала, занимающая большую часть одноименного хребта, а также голец Соломалгун.

С 1961 г. на территории Северного Прибайкалья сотрудники БКНИИ СО АН СССР (Г. В. Андреев), БГУ, ВИМС, ЛАГЕД АН СССР начали детальные геологические исследования, в результате которых было обнаружено 9 крупных интрузий: Гуджекит, Аkit, Бурпала, Сынныр, Якша, Манюкан, Хороб, Гилиндра, Овсак. Примечательно, что все они размещаются цепочкой от оз. Байкал до среднего течения р. Мамы и приурочены к осевой части Байкало-Витимского сводового поднятия, к зоне древних внутригеосинклинальных разломов (рис. 5).

В 1962 г. изучением Сыннырского и Бурпалинского интрузивов занимаются А. И. Гинзбург, В. В. Архангельская, А. С. Портнов (ВИМС). С нахождением на Сынныре апатита (А. Е. Пак, Г. В. Филатов и др.) интерес к массиву заметно возрос. С 1964 г. здесь начинают также ра-



Рис. 5. Схема расположения массивов щелочных пород в Северо-Байкальской щелочной провинции (Жидков, 1962).

1 — массивы щелочных и нефелиновых сиенитов: 1 — Гуджекит; 2 — Бурпала; 3 — Сынныр; 4 — Манюкан; 5 — Хороб; 6 — Гилндра; II — линии тектонических нарушений.

ботать М. П. Орлова, Н. Я. Моныхов, Э. А. Багдасаров и др. (ВСЕГЕИ), В. И. Герасимовский (ГЕОХИ), Р. П. Тихоненкова, И. А. Нечаева и др. (ИМГРЕ), С. И. Зак, О. Б. Дудкин и др. (Кольский филиал АН СССР).

Время становления массивов Сынныр и Бурпала впервые было определено А. Я. Жидковым. На основании взаимоотношений щелочных образований с вмещающими породами нижняя возрастная граница определялась как послесреднекембрийская. Верхняя возрастная граница не была определена геологическими наблюдениями, поскольку в районе не обнаружены отложения моложе среднего кембрия. Абсолютный возраст различных минералов из рассматриваемых массивов 304—335 млн. лет, что соответствует D_3 — C_1 (Жидков, Миркина, Голубчина, 1963).

Формирование интрузий, по мнению А. Я. Жидкова (1965), происходило в верхнем структурном ярусе на глубине не более 5 км.

К объяснению концентрически-зонального строения Сыннырского плутона исследователи подходили в основном с двух позиций: с точки зрения механизма его становления и с точки зрения условий его образования. Тем не менее не сложилось единого мнения ни на количество интрузивных фаз, участвовавших в формировании интрузии, ни на их последовательность. В настоящее время имеются сторонники одно-, двух- и трехфазового строения массива. Большинство исследователей склонны считать Сынныр двухфазовым образованием.

Принципиальный спор возник при определении возрастных взаимоотношений нефелиновых и щелочных сиенитов. Это объяснялось прежде всего тем, что фазовые взаимоотношения пород выяснялись лишь на основании полевых наблюдений, которые, к сожалению, не исключали противоречивого толкования.

Остановимся подробнее на представлениях отдельных авторов.

По данным А. Я. Жидкова (1960, 1962), А. С. Пака, Г. В. Филатова (БГУ, 1962), С. И. Зака и О. Б. Дудкина (КолФАН СССР, 1965), Сынныр относится к двухфазовым плутонам, каждая из фаз обладает дополнительными свойствами дифференциации. В интрузии первой фазы выделены две постепенно переходящие друг в друга зоны. Внешняя кольцевая сложена в основном дитроитами* с подчиненным количеством фойяитов, щелочных сиенитов и псевдолейцитовых сиенитов. Внутренняя зона представлена микропегматитовыми нефелиновыми сиенитами и псевдолейцититами, названными А. Я. Жидковым (1962) в силу их своеобразия «сынныритами». Центральная интрузия второй фазы состоит из слабо дифференцированных щелочных сиенитов типа пуласкитов и гедрумитов.

Первоначально А. С. Пак и Г. В. Филатов (1962) довольно оптимистично описывали резкие линейные контакты между указанными фазами, а местами даже отмечали рвуший характер пуласкитов по

* А. Я. Жидков дитроиты первоначально называл ювитами.

отношению к дитроитам. В 1964 г. эти исследователи к возрастным взаимоотношениям подошли осторожнее. Они отмечали, что контакт между пуласкитами и породами первой фазы либо закрыт, либо проходит по крутому разрывному нарушению. Поэтому при отнесении пуласкитов к более молодым образованиям они исходили из «факта пересечения нефелиновых сиенитов дайками пород, по составу и структуре отвечающих пуласкитам ядра массива».

В. В. Архангельская (ВИМС, 1964 г.), И. Ф. Баинов, С. Н. Лагереv (БГУ, 1963, 1964), Г. В. Андреев (1965₁) склонны считать Сыннырский плутон трехфазовым образованием. В. В. Архангельская среди сыннырских щелочных пород выделяет следующие разновозрастные комплексы (от древних к молодым):

- 1) интрузию эпилейцитовых порфиров, образующих полукольцевые тела вдоль северной и южной периферических частей массива,
- 2) замкнуто-кольцевую интрузию лепидомелан-нефелин-микроклиновых сиенитов (дитроитов),
- 3) центральную интрузию трахитоидных пироксен-нефелин-микроклиновых сиенитов типа пуласкитов.

И. Ф. Баинов, С. Н. Лагереv и Г. В. Андреев выделяют в плутоне иные интрузивные фазы: фазу пуласкитов, нефелиновых и нефелинсо-державших гедрумитов; фазу дитроитов, сынныритов, псевдолейцитовых сиенитов, фойяитов, дайки эпилейцитовых порфиров, шонкинитов и пегматитов и фазу дополнительных мелких интрузий, представленных пироксеновыми, часто трахитоидными нефелиновыми сиенитами, а также дайками тингуантов и сельвсбергитов. К наиболее ранним образованиям авторы относят щелочные трахитоидные сиениты. Следует заметить, что С. Н. Лагереv отмечает все же условность отнесения дитроитов ко второй, более поздней фазе комплекса.

Сотрудники ИМГРЭ Р. П. Тихоненкова, И. А. Нечаева и др. (1965) допускают возможность объединения дитроитов и пуласкитов в единый магматический комплекс. Основанием для такого предположения, по их мнению, служат случаи нахождения в пределах пуласкитового ядра зон дитроитового состава и облика, а среди нефелиновых сиенитов — пуласкитоподобных разновидностей.

Еще раз подчеркиваем, что отмеченные выше выводы целиком базировались на геолого-петрографической основе, которая в данном случае не исключала субъективизма.

Перейдем к рассмотрению имеющихся трактовок генетической природы щелочных пород Сынныра.

Все исследователи массива считают его щелочные и нефелиновые породы магматическими. Однако этот вывод основывается главным образом на косвенных признаках. Так, по мнению А. Я. Жидкова (1965), магматическое происхождение нефелиновых сиенитов подтверждается наличием текстур течения, согласующихся с контактами интрузии, механическим и термальным воздействием магмы на боковые породы, резкими секущими контактами и присутствием лейцитовых, ныне псевдолейцитовых пород, свойственных только типичным магматическим образованиям*.

Основываясь на увеличении плотности пород и содержания цветных компонентов в нижних частях плутона, С. И. Зак и О. Б. Дудкин

* Последнее утверждение не должно быть столь категоричным, поскольку в литературе имеются экспериментальные данные, указывающие на возможность образования немагматических пород, отвечающих по химическому и минералогическому составу лейцитовым (см. гл. VII).

(1965) предполагают важную роль в расслоении интрузии фактора гравитации.

Однако не все исследователи придерживаются «чистой линии» кристаллизационной дифференциации магмы. По мнению Р. П. Тихоненковой и И. А. Нечаевой (1965), хотя дитронты и пуласкиты имеют магматическое происхождение, на их формирование большое влияние оказали процессы фенитизации вмещающих пород. «Именно взаимодействие нефелин-сиенитовой магмы с вмещающими толщами и их ксенолитами приводит к изменению строения и состава эндоконтактных фаций, к появлению так называемой стратификации и расслоенности пород Сыннырского массива — чередованию в разрезе меланократовых и лейкократовых пород... В процессе фенитизации вмещающих толщ и ксенолитов происходит их интенсивное метасоматическое преобразование до состава, близкого к составу воздействующей магмы, что может приводить к расплавлению фенитизированных пород и изменению щелочности пород, образовавшихся из первичной щелочной магмы». Авторы считают, что в ходе интенсивной фенитизации ксенолитов кислых пород, наиболее распространенных в апикальных частях массива, отмечалось закономерное изменение состава внедрившейся дитроитовой магмы до пуласкитового состава.

Некоторые авторы (Андреев, 1965₁) в своих работах рассматривают физико-химические условия раскристаллизации расплава. Используя, по Д. С. Коржинскому (1940), диссоциацию доломита на кальцит и периклаз, Г. В. Андреев определил, что температура магматического расплава была выше 950°С, а давление соответствовало 1250 атм.

Наиболее дискуссионной оказалась проблема происхождения уникальных псевдолейцитоподобных пород Сынныра, к которым некоторые авторы относят либо все нефелинсодержащие породы Сыннырского массива (Андреев, 1965₁; Курепин, 1966), либо лишь группу сынныритов, слагающую мощное кольцо вокруг пуласкитов, и группу порфирированных псевдолейцитовых сиенитов, встречающуюся эпизодично и главным образом вблизи эндоконтактных частей интрузии.

Существует несколько точек зрения относительно генетической природы этих образований. По мнению А. Я. Жидкова (1962) и Г. В. Андреева (1965₁), псевдолейцитоподобные породы образовались в магматических условиях в стадию псевдолейцитовой реакции (по Боуэну, Шереру; Заварицкий, Соболев, 1961). В. А. Курепин (1966) хотя и считает лейцит магматическим минералом, однако его преобразование в псевдолейцит относит в постмагматическую стадию (температура превращения соответствует 660—300°С). В. В. Архангельская (1964_{1—2}, 1965_{1—2}) среди псевдолейцитоподобных пород выделяет несколько генетических групп: в одних случаях это метасоматические образования, продукты «каллишпатизации» нефелина, в других — типично сферолитовые или являющиеся результатом эвтектических соотношений калиевого нефелина и ортоклаза в расплаве, и лишь изредка это действительно псевдолейцитовые породы, возникшие при распаде лейцита в твердом состоянии.

Крайнюю точку зрения на генезис рассматриваемых пород высказывают сотрудники ИМГРЭ (Р. П. Тихоненкова, И. А. Нечаева, Е. Д. Осокин и др.), которые связывают их образование только с метасоматической переработкой либо нефелиновых сиенитов, либо лейцитовых эффузивов.

Столь явная противоречивость во взглядах объясняется как трудностью поставленной проблемы, так и недостаточным развитием методов исследования. В лучшем случае, кроме геолого-петрографических

методов, привлекались опубликованные результаты экспериментов и физико-химические диаграммы соответствующих парагенетических ассоциаций. Так, при рассмотрении сыннырского парагенезиса минералов Г. В. Андреев (1965₁) использовал изобарическую диаграмму равновесия щелочных полевых шпатов при $P_{H_2O} = 1$ кбар (Боуэн, Таттл, 1952). При этом предполагалось сходство данного изобарического разреза с сечением тройной системы нефелин — кальсилит — кварц, проходящим через точки составов пород массива параллельно ортоклаз-альбитовому разрезу. Исходя из данной диаграммы, автор рассматривал особенности кристаллизации щелочной магмы: «Сравнительно высокая начальная температура расплава во внутренней части... камеры обеспечила выделение лейцита в течение длительного времени... На поздних этапах формирования... в приконтактной зоне достаточно высокая скорость кристаллизации препятствовала растворению выделившегося лейцита в расплаве, что способствовало образованию пород псевдолейцитового типа. В то же время в центральной части интрузии падение температуры было более замедленным, благодаря чему стало возможно растворение лейцита и образование пород дитроитового типа».

Однако следует отметить, что химический состав рассматриваемых пород значительно удален от выбранного Г. В. Андреевым изобарического ортоклаз-альбитового разреза, что, строго говоря, не позволяло использовать последний для выяснения условий образования сыннырских интрузивных пород.

В. А. Курепин (1966), в отличие от Г. В. Андреева (1965₁), приводит еще довольно большое число результатов пламенно-фотометрических определений концентраций щелочей в отдельных зернах минералов, извлеченных из шлифов. По его данным, равновесная кристаллизация щелочного расплава дает породы типа дитроитов. В этом случае выделившийся первым лейцит при взаимодействии с магматическим расплавом полностью исчезал. Температура образования дитроитов выше 660° , а P_{H_2O} выше 1 кбар.

Неравновесная быстрая кристаллизация приводила к возникновению порфиroidных лейцитовых сиенитов. Превращение лейцита в псевдолейцит происходило в постмагматическую стадию в результате обмена веществом между лейцитом и остальной частью породы при изохимических для породы в целом реакциях. Последние имеют место при изменении РТ-условий среды или взаимодействии породы с метасоматическими растворами. Превращение в псевдолейцит должно было иметь место при температурах гораздо ниже 660° .

Образование сынныритов происходило в два этапа. «Медленное разрастание зерен калишпата и нефелина за счет лейцита сменяется при температуре реакции $Лц + Неф \rightarrow Кшп + Кс$ быстрым исчезновением лейцита, в результате чего образуются нефелин-кальсилит-каллишпатовые псевдоморфозы».

При $P_{H_2O} = 1$ кбар распад лейцита начинается при температуре около $650^\circ C$ и продолжается до температуры быстрого распада, которая ниже $600^\circ C$, но выше $300-350^\circ C$.

Выводы В. А. Курепина интересны, но из-за вероятной неточности фотометрических определений щелочей в столь малых минеральных навесках мало обоснованы.

Проблематичен также вопрос апатитового оруденения щелочных пород Сынныра. Но так как выяснение генетической природы апатитоносности не входило в наши задачи, ограничимся лишь простым упоминанием имеющихся точек зрения по данному вопросу.

Одна группа исследователей, например Г. В. Филатов, С. И. Зак (1965), склонна выделять среди апатитовых пород два генетических комплекса: магматический и гидротермальный. Другая же группа — Р. П. Тихоненкова, И. А. Нечаева (1965) — считает апатитовую минерализацию результатом как высокотемпературной метасоматической переработки вмещающих толщ (фенитизация), так и более позднего низкотемпературного метасоматоза щелочных пород интрузии.

Бурпала, как и Сынныр, является интрузией центрального типа. Ее структура также имеет концентрическое строение. Кроме А. Я. Жидкова (1960, 1961, 1965), на данном массиве работала большая группа исследователей: А. С. Пак (БГУ, 1961), А. С. Портнов (ВИМС, 1963—1965), А. А. Ганзеев (ИМГРЭ, 1964—1965), Э. А. Багдасаров (ВСЕГЕИ, 1965). А. С. Портнов занимался выяснением потенциальной рудоносности интрузии, А. А. Ганзеев — ее геохимией. А. С. Пак осуществил детальное геологическое картирование массива. Однако, несмотря на большую детальность изучения, все геологи придерживаются идеи А. Я. Жидкова относительно количества участвующих в формировании щелочной интрузии фаз, их последовательности и генетической природы данных пород. Поэтому ограничимся рассмотрением лишь основных положений А. Я. Жидкова.

По А. Я. Жидкову, Бурпалинская интрузия была сформирована в три последовательные магматические фазы.

В первую фазу произошло внедрение щелочной магмы и ее дифференциация на месте: образовались нефелиновые сиениты, щелочные сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты. Наибольшее распространение получили щелочные сиениты, которые слагают основу массива и от которых внутри интрузии имеются постепенные переходы к нефелиновым сиенитам, а на ее периферии — к щелочноземельным кварцевым сиенитам. В этот этап образовалось 60—70% общего объема щелочных пород массива.

Вторая интрузивная фаза представлена щелочными сиенит-порфирами и нефелиновыми сиенитами. Щелочные сиенит-порфиры обособились в виде небольших массивов внутри интрузий ранней фазы, а нефелиновые сиениты характерны для дайковых образований.

«Вторая интрузивная фаза по сравнению с первой характеризуется заметным сокращением объема интродуцируемой магмы и резким увеличением роли метасоматоза. Ограниченная растворимость летучих компонентов в расплаве и широкое распространение метасоматитов дает основание предполагать, что связь основной части метаморфизующих растворов с интрузивными породами второй фазы парагенетическая, поскольку те и другие являются производными единого развивающегося и периодически функционирующего очага. Метасоматоз рассматривается как самостоятельный этап (или субфаза) в развитии щелочного комплекса пород интрузии Бурпала».

Щелочной метасоматоз локально накладывается на все ранее сформировавшиеся породы, в результате чего возникают разнообразные по составу и структурным особенностям щелочные метасоматиты, состав которых не выдержан и пестр. Трахитоидные сиениты и вмещающие алевролиты под воздействием метасоматических растворов превратились в альбититы и пегматиты щелочных пород, а в сиенит-порфирах калишпат заместился альбитом. Как правило, метасоматиты содержат редкометалльную и редкоземельную минерализацию: лопарит, бритолит, циркон, эвдиалит, ловенит, катаплент, чевкиннит, астрофиллит, энigmatит, торит и т. д. (А. Я. Портнов, 1963, 1964₁₋₄, 1966₁₋₃).

По мнению А. Я. Жидкова, метасоматические растворы имели щелочно-натриевый характер.

Внедрением жильного комплекса гранитоидного и сиенитового состава (третья фаза) завершилось формирование щелочных интрузивных пород Бурпалы.

В заключение отметим проводимую некоторыми исследователями параллель между Северо-Байкальской щелочной провинцией и щелочными массивами других регионов. А. Я. Жидков (1961, 1962) считает, что по составу и характеру минерализации наиболее близки к описываемым щелочным массивам щелочные провинции Юго-Восточной Тувы и Енисейского края, а по своим масштабам и составу Сынныр сопоставим с Хибинским и Ловозерским массивами. С последним предположением согласна и В. В. Архангельская, хотя она и отмечает (Архангельская, 1964_г), что по особенностям геологического строения Сынныр занимает промежуточное положение между Хибинским массивом и щелочными интрузиями Алданского щита (Ыллымахский, Якокутский массивы), Казахстана (Кузбасский массив) и, в меньшей степени, Кавказа (Памбакский массив).

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ ДЖИДИНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Нефелиновые сиениты на территории Джидинской горной страны стали известны лишь в 1958 г., когда они впервые были открыты Д. Д. Сагалуевым в пределах Боргойского хребта. Позже массивы нефелиновых сиенитов были обнаружены в районе устья рч. Ичета (левый приток р. Джиды), в окрестностях пос. Боци, на южной окраине Боргойской впадины и в нижнем течении р. Джиды (Белоозерское, Нижне-Ичетуйское, Орцекское, Хобольское, Харасунское). Все данные интрузии размещаются на площади Енхорского массива щелочных и субщелочных сиенитов.

По данным геологов БГУ, возраст Енхорского массива определяется как посленижнекембрийский. Абсолютный возраст батолита соответствует 275 млн. лет, т.е. Pz₁, а возраст нефелин-сиенитовых интрузий, заключенных в нем, считается разным: так, Боргой относят к Mz, Боци, Белоозерское, Нижние Ичеты — к Mz (?), а остальные к Pz. По позднейшим определениям О. Т. Скринникова (1965), все описываемые интрузии являются более молодыми образованиями: становление Енхорского сиенитового батолита произошло в нижней юре — верхнем триасе, а абсолютный возраст Боргойского массива нефелиновых сиенитов соответствует 188, Боци — 172 млн. лет.

Перейдем к рассмотрению конкретных массивов.

Щелочные интрузии Боргой и Боци детально изучались Д. Д. Сагалуевым (1958), В. М. Ладаевой (1958—1964), В. В. Казаковым (1961), Ф. В. Кузнецовой (1962), Г. В. Смирновым (1961, 1963). Некоторые из исследователей (В. М. Ладаева, Г. В. Смирнов) считают Боргойский массив сложно дифференцированным штоком. О дифференциации интрузии, по их мнению, говорят совместно, даже в одном образце, встречающиеся петрографические разности пород с различным минеральным составом и различной текстурой. Однако последнее свидетельствует скорее о слабой дифференцированности или даже об ее отсутствии, поскольку в дифференцированных телах различные разновидности пород должны слагать отдельные самостоятельные зоны.

Другие авторы (Кузнецова, 1962) отмечают определенную неоднородность в строении массива, обусловленную чередованием нефелиновых и нефелиносодержащих сненитов.

Все нефелиновые породы Енхорского батолита большинством исследователей относятся к группе миаскистов и их дайковым фациям.

Относительно природы боргойских и боцийских нефелиновых сненитов существуют диаметрально противоположные точки зрения.

В. М. Ладаева, В. В. Казаков (1961) считают нефелиновые породы Енхорского батолита магматическими образованиями. По их мнению, формирование щелочных интрузий происходило в гипабиссальных условиях из одного и того же магматического очага, но в несколько следовавших один за другим этапов. Образование массивов сопровождалось интенсивными тектоническими подвижками, дифференциацией магмы и ассимиляцией* пород кровли. Остаточный расплав нефелиновых сненитов постепенно обогащался глиноземом, в результате чего при его раскристаллизации образовались шлировые выделения нефелина.

Магматический этап закончился внедрением даек (от тингуантов до сненит-порфириров и бостонитов).

Г. В. Смирнов (1961, 1963) предполагает метасоматическое происхождение нефелиновых пород рассматриваемых массивов. По его мнению, нефелиновые снениты образовались из нормальных щелочных сненитов, которые в процессе формирования подвергались воздействию аутометасоматических сквозьмагматических растворов ранней щелочной стадии. При высоких температурах данные растворы вызывали лишь перекристаллизацию пород. Понижение температуры способствовало повышению активности сквозьмагматических растворов и потере их равновесности с породой. Возросла активность щелочных металлов и появились потенциальные условия для возникновения нефелина и биотита по эгирину. Изменения химического состава и концентрации сквозьмагматических растворов приводили к возникновению некоторого петрографического разнообразия пород массивов.

По мнению Г. В. Смирнова, на химический состав родоначальной кислой магмы существенное влияние оказала глубинная ассимиляция ею вмещающих пород кровли.

Как считает большинство исследователей, глубина формирования Енхорского батолита незначительна, на что указывает порфировидный облик его пород.

* Об ассимиляции магмой вмещающих толщ, по мнению авторов, свидетельствуют ксенолиты карбонатных парагнейсов в нефелиновых сненитах.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВОВ

Данная глава, особенно ее петрографическая часть, в строго академическом смысле не отвечает своему названию. Детальное петрографическое описание пород не ставилось в задачу исследования. Основная цель данной главы — выделение сингенетичных минералов, продуктов одного процесса. Главы III, IV, V объединяются общностью замысла: выяснить зависимость парагенетических ассоциаций минералов от меняющихся величин химических потенциалов щелочей. Поэтому здесь основной акцент сделан на описании взаимоотношений минералов.

Для правильного восприятия минеральных ассоциаций вначале очень кратко описывается геологическое строение массивов при очень беглой характеристике их основных петрографических различий, а также вмещающих толщ. Упомянем и продукты контактовых и постмагматических процессов.

ЩЕЛОЧНАЯ ИНТРУЗИЯ СЫННЫР

Сыннырский массив находится в центральной части одноименного хребта, в пределах междуречья Левого Мамы и Большой Чуи. Плутон тяготеет к осевой части Байкало-Витимского поднятия и приурочен к месту наиболее резкого изгиба его дуги (см. рис. 3). Он располагается в зоне древних глубинных разломов, в области Холоднинского грабена рифтового типа. В плане массив изометричен и в поперечнике достигает 26 км. Площадь распространения щелочных пород превышает 650 км². В СССР это самый крупный щелочной плутон, расположенный в складчатых областях.

Относительно формы плутона существует несколько мнений. Так, Л. И. Салоп (1967), исходя из «сравнительно узкой (0,2—1 км) зоны контакто-измененных пород, а также принимая во внимание, что текстуры течения наклонены главным образом под углом от 50 до 90°», высказывает «предположение, что плутон имеет крутые стенки». В. В. Архангельская (1964₁) по характеру залегания сиенитов и положению контактов предполагает постепенное выклинивание магматического тела с глубиной. По ее мнению, форма интрузии нефелиновых сиенитов должна приближаться к лополитовой*, а форма интрузии пуласкитов, штокообразная.

* Данный вывод подтверждается результатами аэромагнитной съемки.

Различные точки зрения на строение массива были рассмотрены в предыдущей главе. Отметим, что мы целиком согласны с предложенной А. Я. Жидковым схемой двухфазового формирования данного плутона.

Щелочной Сыннырский массив относится к дискордантным, концентрически-зональным (центральным) интрузиям. Образования более ранней магматической фазы слагают периферическое кольцо массива и представлены двумя основными, постепенно переходящими друг в друга петрографическими разностями: внешняя эндоконтактовая зона состоит из дитронитов, а внутренняя — из псевдолейцитоподобных пород — сынныритов*. Среди дитронитов на северном эндоконтакте отмечаются незначительные выходы порфириовидных псевдолейцитовых сиенитов, а в районе участка Подледного узко локально распространены фойяиты. Центральное ядро плутона слагается породами второй интрузивной фазы — трахитоидными пуласкитами и гедрумитами.

Интрузии первой и второй магматических фаз занимают эксцентрическое положение, обусловленное некоторым западным смещением пуласкитового штока от центра массива, что, по А. Я. Жидкову (1962) и В. В. Архангельской (1965_{1—2}), связано с аналогичным смещением питающего канала — проводника магмы.

Геологическое положение описываемых щелочных пород в общей структуре района показано на схеме геологической (рис. 6), заимствованной у Г. В. Андреева (1965₁). По нашему мнению, автор не совсем оправданно выделяет из дитронитовых пород группу аллотриоморфнозернистых нефелиновых сиенитов. Данное выделение отражает лишь некоторые структурные вариации в породах, и то весьма условно. В то же время при выделении других разновидностей пород учитывался весь комплекс факторов: качественный и количественный минералогический состав, структура и текстура пород, а также, в большинстве случаев, некоторая специфика их генетического положения. С последней точки зрения аллотриоморфнозернистые нефелиновые сиениты являются лишь некоторой локально проявленной структурной разновидностью дитронитов, о которой можно упоминать, но которую нельзя выделять в самостоятельный тип породы. В тексте под дитронитами мы подразумеваем обе выделяемые Г. В. Андреевым группы: собственно дитрониты и аллотриоморфнозернистые нефелиновые сиениты. Кроме того, породы, называемые Г. В. Андреевым псевдолейцитовыми сиенитами, у нас будут фигурировать под их общеукоренившимся названием — сынныритов.

Из приведенной карты видно, что вмещающими породами для массива являются разнообразные по составу и возрасту эффузивно-осадочные толщи. Нижнекембрийские отложения представлены на востоке и юго-востоке карбонатными породами кооктинской свиты, на юге — терригенными отложениями холоднинской свиты. Обе свиты, по Л. И. Салоу (1964), входят в состав алданского яруса. К верхнепротерозойским отложениям относятся на западе эффузивно-осадочные толщи сыннырской и витимской** свит, а на юго-западе и севере — отложения олокитской свиты: метаморфизованные песчаники, сланцы, филлиты, карбонатные породы. На северо-востоке дитрониты контактируют с более молодыми мелкозернистыми и порфириовидными гранитами и граносиенитами.

* Сыннырит — порода нефелин-кальсилит-ортоклазового состава и мирмекитовой структуры. От порфириовидных псевдолейцитовых сиенитов отличается отсутствием тетраэдрических вкрапленников.

** У Л. И. Салоу (1964) витимская свита фигурирует под названием кадаликанской подсерии, а олокитская свита — делюн-уранской подсерии. Эти подсерии входят в состав верхнепротерозойской патомской серии.

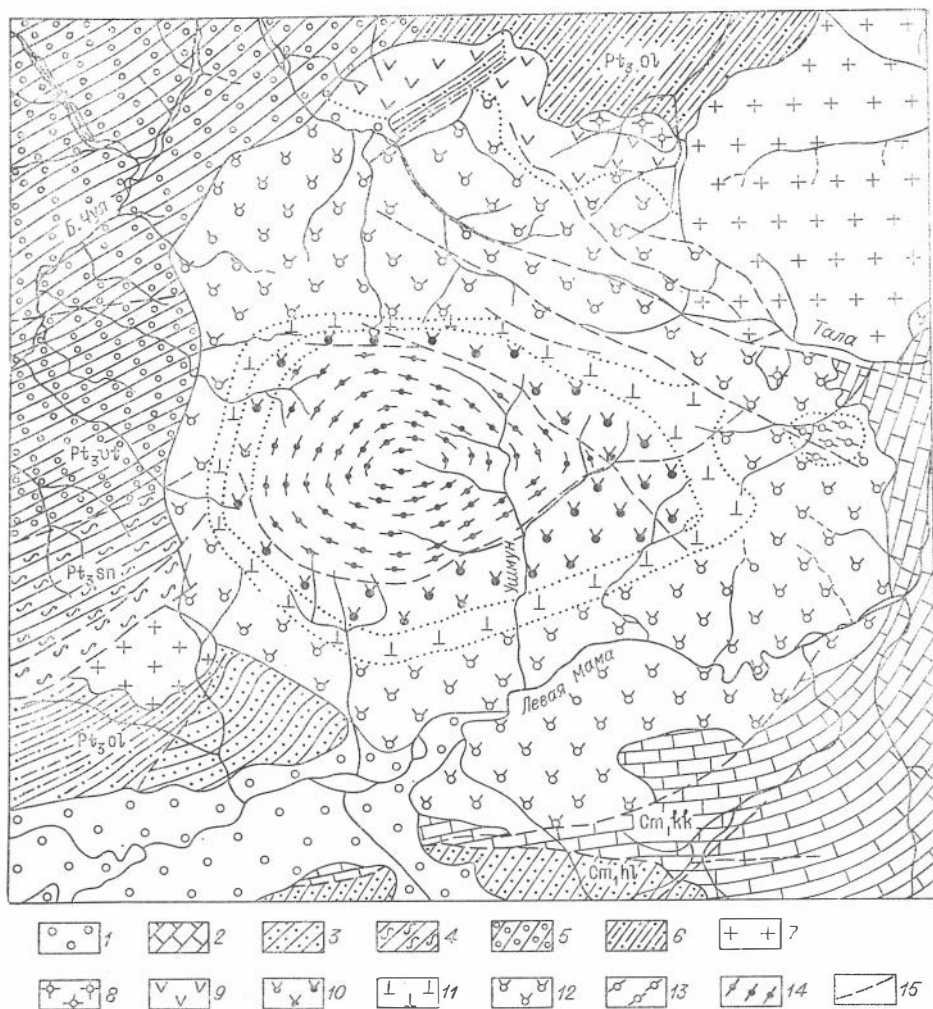


Рис. 6. Геологическая схема Сыннырского плутона. Составлена Г. В. Андреевым (1965).

1 — ледниковые отложения (Q); 2 — кооптынская свита (Cm, Kk), битуминозные пелитоморфные известняки, доломитовые известняки и доломиты; 3 — холоднинская свита (Cm, hl), валунные и галечные конгломераты, гравелиты, разнозернистые песчаники, известковые несчаники, прослой углисто-глинистых сланцев и алевролитов основного состава; 4 — сыннырская свита (Pt₃sn), эффузивы с прослоями, линзами альбитофиров и туфов; 5 — витимская свита (Pt₃vt), конгломераты, песчаники, филлиты, эпидот-хлоритовые и актинолитовые породы, серицит-хлоритовые и карбонатные сланцы, известняки; 6 — олоkitская свита (Pt₃ol), хлорит-серицитовые, хлорит-серицитокварцевые сланцы, филлиты, метаморфизованные песчаники, серицитовые кварциты, известняки, доломиты. Витимский интрузивный комплекс: 7 — граниты, граносенииты, кварцевые сенииты, сенииты; 8 — мелкозернистые нефелиновые сенииты; 9 — порфировидные псевдолейцитовые сенииты; 10 — псевдолейцитовые сенииты; 11 — аллотропоморфнозернистые нефелиновые сенииты; 12 — дитрониты; 13 — фойиты; 14 — пуласкиты и гедрумиты; 15 — разрывные нарушения.

Вмещающие породы на контакте с щелочной интрузией в той или иной мере метаморфизованы. Степень метаморфизма в основном зависела от первичного состава метаморфизующихся пород: карбонатные породы превращались в мраморы и скарны, осадочно-терригенные — в роговики, а эффузивы основного и среднего состава — в роговообманковые актинолитовые сланцы. Ореол изменения вмещающих пород варьирует от нескольких сот метров до нескольких километров. В эндоконтактной части интрузии каких-либо существенных изменений, кроме уменьшения зернистости слагающих ее пород, не отмечается. Контакт

между интрузией и вмещающими породами, как правило, резкий, отчетливый, а ассимиляция магмой вмещающих пород если и отмечается, то незначительная: даже на контакте с карбонатными породами нефелиновые сиениты не меняют своего внешнего облика, хотя и обогащаются иногда меланитом.

Детальным исследованием процессов, происходящих в эндо- и экзо-контактных частях интрузии, занимались многие исследователи: А. Я. Жидков (1960, 1962), Г. В. Андреев (1965₂, 1963), Г. В. Филатов (1962, 1964), И. Ф. Баинов (1964), Р. П. Тихоненкова (1965). Поскольку выяснение влияния интрузии на вмещающие породы не входило в нашу задачу, ограничимся лишь приведенными фактами и упоминанием работ названных исследователей.

В пределах плутона нередко отмечаются довольно крупные ксенолиты кровли, особенно часто встречаемые в центральной части интрузии. А. Я. Жидков (1960) предполагает, что данный факт говорит о незначительности современного эрозийного среза массива, не превышающего 900—1100 м. Контактные изменения ксенолитов аналогичны таковым во вмещающих породах, только, естественно, в ксенолитах процесс прошел глубже и полнее.

Дайковый и жильный комплекс на Сынырском массиве распространен хотя и незначительно, но представлен довольно разнообразно. Отмечаются дайки щелочных, нефелиновых сиенитов, их пегматитов и различных лампрофиров; нередки жилы микроклинитов. Г. В. Андреев (1965₁) выделяет жилы святоноситов. Этот жильный комплекс сечется дайками кампонитов-мончикитов. Мощность жил, как правило, не превышает первых метров, а протяженность по простиранию чаще всего не выдержана.

Сынырские щелочные породы местами подвергнуты постмагматической переработке. Обычно метасоматические изменения отмечаются вблизи линейных разрывов и ослабленных зон контактов. Среди метасоматических пород наиболее широко развиты либнеритовые, содалитовые, реже канкринитизированные сиениты, микроклиниты, скаполитовые и апатитовые породы. Мы, как и сотрудники ВИМС (Архангельская, 1964_{1—2}, 1965_{1—2}) и ИМГРЭ (Р. П. Тихоненкова, 1965), склонны связывать с автометасоматической переработкой дитронтов образование мощной кольцевой зоны сынырритов*.

Либнеритовые сиениты распространены либо в виде узких протяженных зон, либо слагают неправильные разные по площади участки. Обычно данные породы находятся среди нефелиновых пород и развиваются за их счет.

Содалитовые сиениты менее распространены, чем либнеритовые породы. Они отмечаются на уч. Подледном, на правом берегу р. Куйкипури (недалеко от устья рч. Медвежьего) и в среднем течении р. Ушмуна. Нередко содалитизация протекает совместно с канкринитизацией породы. Но последняя обычно менее значительна. Зоны развития содалитизации и канкринитизации чаще всего прихотливы по форме и незначительны по площади.

Микроклинитизация развита почти повсеместно, но степень щелочного метасоматоза в различных участках массива различна. Местами микроклин лишь незначительно корродирует фельдшпатоиды, а местами замещает породу почти целиком, образуя существенно мономинеральные зоны, достигающие иногда значительных площадей. Микроклинитизация накладывается на все без исключения интрузивные породы массива.

* Аргументы в пользу такого заключения приводятся в главе VII.

Скаполитовые породы встречаются на уч. Подледном и на правобережье р. Ср. Амнундакана. На уч. Подледном встречается контактовый и метасоматический скаполит. Первый отмечается в зоне контакта интрузии с карбонатными породами; имеет хорошую кристаллографическую огранку; размер кристаллов не превышает первых сантиметров. Метасоматический скаполит кристаллографически не индивидуализирован, встречается в шестовато-лучистых агрегатах, размер которых достигает 1,5—2,5 десятка сантиметров. При скаполитизации дитроиты обычно целиком перерабатываются, в результате чего образуется почти мономинеральная порода*, слагающая прихотливые зоны мощностью от нескольких до первых десятков метров и протяженностью до полутора-двух сотен метров.

Апатитовые породы имеются на уч. Высотном, Подледном, г. Столовой, в долине р. Ушмуна. Обычно апатитоносными являются либо меланократовые шонкинитовые породы, либо сынныриты. В данных породах апатит встречается как в виде прожилок и гнезд, так и в виде мелковкрапленных образований. Апатитовые породы слагают разнообразные, чаще неправильные по форме тела мощностью до нескольких метров и протяженностью до первых сотен метров.

Постмагматическим метасоматическим процессам, имеющим место на щелочных массивах Прибайкалья, в том числе на Сынныре, посвящена статья В. Г. Андреева.

Переходим к описанию основных петрографических разностей щелочной интрузии.

Глубинные нефелиновые породы Сыннырского массива представлены дитроитами, фойяитами, порфиroidными псевдолейцитовыми сиенитами, относящимися к продуктам ранней интрузивной фазы.

Переход одних нефелиновых разностей в другие исключительно постепенный и выражается как в текстурном изменении пород, так и в количественном увеличении или уменьшении тех или иных основных породообразующих минералов. К последним относятся нефелин, калишпат, биотит, пироксен.

Порфиroidные псевдолейцитовые сиениты будут детально рассмотрены в главе VII. Поэтому их описание здесь опускается.

Дитроиты — светлые породы, богатые нефелином и представленные биотитовыми разностями. Пироксен в породе присутствует очень редко и в очень незначительных количествах. Текстура дитроитов в основном массивная.

Характерные особенности фойяитов — мезократовый облик, трахитоидность, обогащенность пироксеном, который является основным цветным компонентом породы. Кроме того, в фойяитах в большом количестве (до 3—5%) присутствует сфен.

Структура нефелиновых пород средне- и крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, редко аллотриоморфнозернистая.

Ниже приводятся позайствованные у других исследователей данные количественного подсчета основных породообразующих минералов в дитроитах и фойяитах (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что в дитроитах соотношения нефелина и калишпата колеблются в больших пределах (от 1:1 до 1:17), в то время как в фойяитах они более постоянны (в основном 1:2, но не выше 1:5). Кроме того, для фойяитов характерно высокое содержание пироксена,

* В данной породе, кроме преобладающего скаполита (до 95%), отмечаются незначительные количества калишпата, плагиоклаза, пироксена, биотита, кальцита, сфена, апатита, граната.

Содержание минерала, %

Автор	Калишпат		Нефелин		Биотит		Шпороксен	
	дигронг	фойнит	дигронг	фойнит	дигронг	фойнит	дигронг	фойнит
Г. В. Филатов, 1962 г.	45—85	50—65	5—45	10—15	1—5	1	—	25—30
И. Ф. Баинов, 1964 г.	60—70	50—65	20—45	10—15	1—5	1	1	25—30
С. И. Зак, 1965 г.	70—78		18—23		2—5		0,4	
А. С. Пак, 1965 г.	45—85	35—70	10—40	15—30	5—7*			15—25*
Р. П. Тихоненкова, 1965 г.	60—80		10—40		5—8		5—15	
Г. В. Андреев (1965)	60—75	55—60	20—25	25—30	3—5	2—4	0,2	7—15

* В общей сумме цветных компонентов не приведены содержания индивидуальных минералов.

составляющего почти 1/3 породы. В дитронгах же биотитом слагается 1/20 часть породы.

Как правило, в нефелиновых породах наиболее идиоморфным является калишпат, что в какой-то мере свидетельствует о его более ранней кристаллизации по сравнению с другими минералами сиенитов. Но следует отметить, что иногда взаимоотношения калишпата с другими минералами малопонятны. Так, иногда в крупных лапчатых зернах нефелина (рис. 7) наблюдаются зернышки калишпата либо, наоборот, мелкие зерна нефелина в более крупных лейстах калишпата (рис. 8). Местами создается впечатление как бы взаимного проникновения калишпата и нефелина (рис. 9).

Наряду с описанным раннемагматическим калишпатом, слагающим основную часть породы, отмечается его вторая генерация. Мелкозернистый агрегат калишпата II оконтуривает крупные таблицы нефелина и калишпата I (рис. 10), проникает в них по трещинам, изредка слагает прихотливые обособленные микрозонки.

Фемические минералы довольно равномерно распространены по всей породе. Изредка в дитронгах отмечается сегрегация чешуек биоти-

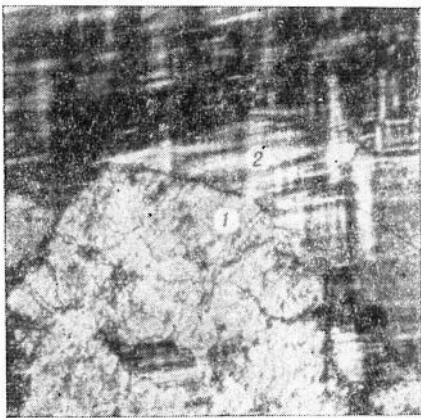


Рис. 7. Зернышки калишпата в крупных зернах нефелина.
1 — нефелин; 2 — калишпат.



Рис. 8. Зернышки нефелина в крупных лейстах калишпата.
1 — нефелин; 2 — калишпат.

та в отдельные пятна, которые явно выделяются на лейкократовом фоне породы.

Пироксен имеет две генерации: раннемагматическую и пегматоидную. Нередко в центре зерна раннемагматического пироксена обнаруживается темно-зеленый диопсид, а на его периферии — буровато-зеленый эгирий (рис. 11). Довольно часто пироксен по трещинкам или по краям зерен замещается биотитом (рис. 12).

Акцессорные минералы: сфен, апатит, титаномagnetит, циркон, монацит. Наиболее часто встречаются первые три минерала, причем, как указывалось выше, в некоторых случаях сфен и апатит могут занимать существенное место в составе породы.

К числу второстепенных первичных минералов относятся единичные зерна плагиоклаза и, вероятно, карбоната. Идиоморфные довольно крупные пластины плагиоклаза отмечаются преимущественно в дитроитах, вблизи карбонатных ксенолитов и контактовых зон. Вероятно, плагис-

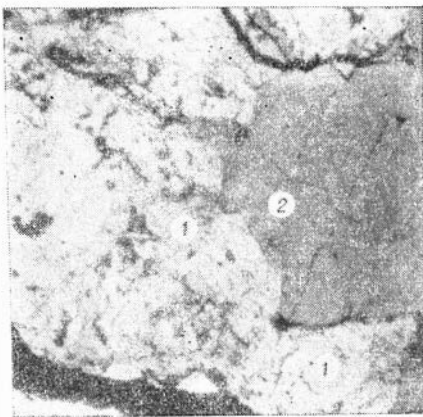


Рис. 9. Взаимоотношения калишпата и нефелина.

1 — нефелин; 2 — калишпат.

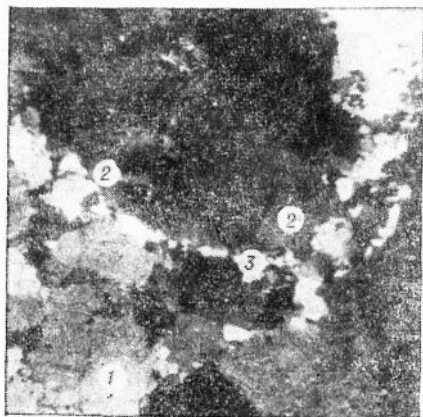


Рис. 10. Оконтуривание мелкозернистым агрегатом калишпата II крупных зерен калишпата I и нефелина I.

1 — нефелин, 2 — калишпат I, 3 — калишпат II.

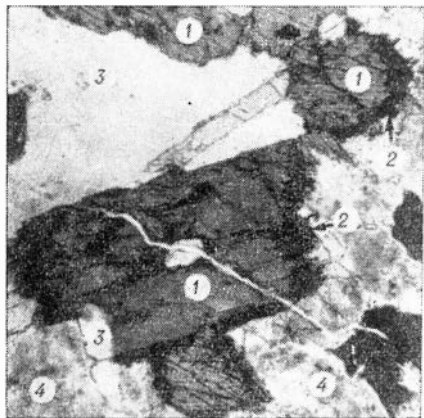


Рис. 11. Эгиринизация диопсида.
1 — диопсид, 2 — эгирин, 3 — калишпат,
4 — нефелин. Никולי параллельны.

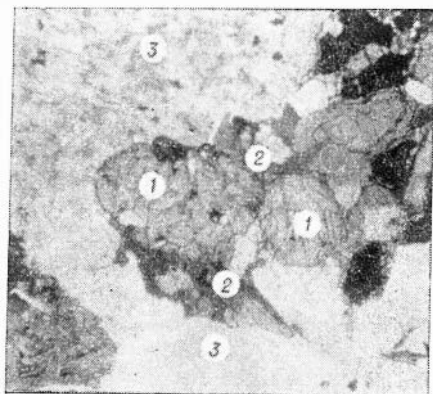


Рис. 12. Взаимоотношения цветных минералов.
1 — диопсид, 2 — биотит, 3 — калишпат,
4 — нефелин. Никולי параллельны.

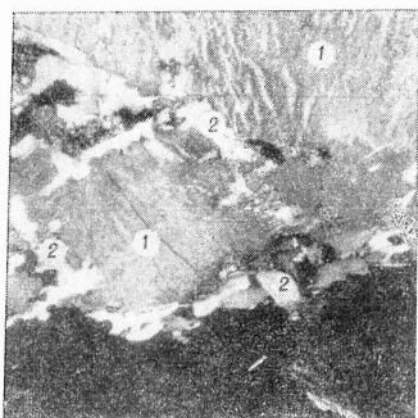


Рис. 13. Оконтуривание мелкозернистым альбитом II крупных таблиц калишпата I.
1 — калишпат I, 2 — альбит II.

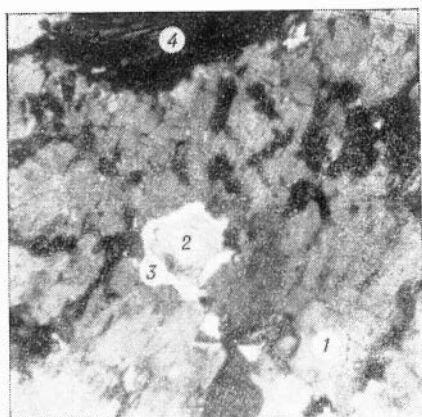


Рис. 14. Развитие канкринита вокруг пойкилитовых вrostков карбоната в нефелине.
1 — нефелин, 2 — карбонат, 3 — канкринит,
4 — калишпат.

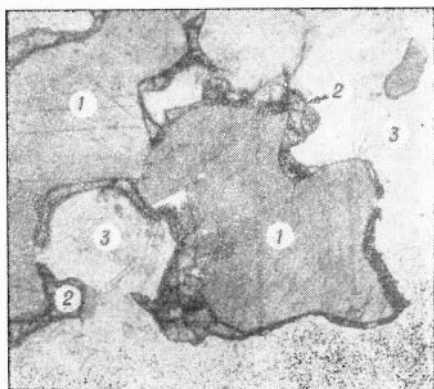


Рис. 15. Развитие каенок граната вокруг карбоната.
1 — карбонат, 2 — гранат, 3 — калишпат.
Никולי параллельны.

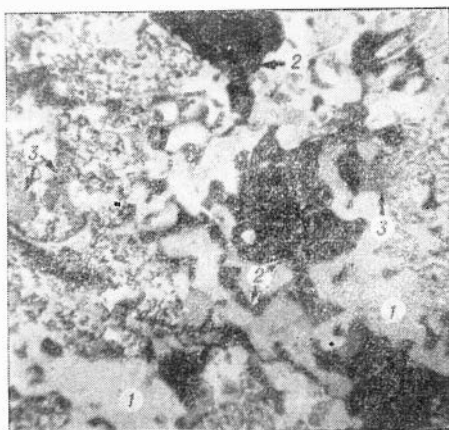


Рис. 16. Замещение анальцимом крупных зерен и симплектитовых вrostков нефелина.
1 — калишпат, 2 — анальцим, 3 — симплектитовые срастания нефелина, кальсилита и калишпата.

клас относится к контактовым минералам. Чаще же встречается мелкозернистый альбит II, который заполняет трещинки в калишпате, нефелине или развивается по периферии зерен калишпата (рис. 13). В виде пертитов альбит в дитроитах и фойяитах почти не отмечается.

Для карбоната также характерно наличие нескольких генераций. Его наиболее ранняя генерация представлена пойкилитовыми вростками, включенными в салические и фемические минералы, что позволяет с некоторой долей условности считать карбонат сингенетичным остальным пороодообразующим минералам. Карбонат, включенный в нефелин в виде пойкилитовых вростков, нередко оконтуривается канареечно-желтым канкринитом (рис. 14). Иногда вокруг карбоната на стыке с калишпатом образуются меланитовые каемки (рис. 15). Изредка карбонат находится в центре радиально-лучистого симплектита, представленного калишпатом, нефелином и кальсилитом. Но чаще карбонат тяготеет к трещинам в породе, к ее ослабленным микроразрывам. Последний относится, безусловно, к поздним постмагматическим образованиям.

С постмагматическими процессами связано и образование содалита, анальцима, либнерита. Наиболее ярко проявились содалитизация и либнеритизация нефелина, в результате чего возникли содалитовые и либнеритовые сиениты. Нередко либнеритизация сопровождается шпреуштейнизацией. В одном случае отмечалось пересечение фойяита маломощным ($\sim 1,5$ см) прожилком шпреуштейна, развитого, по всей видимости, по нефелину.

Анальцит относится к редким постмагматическим образованиям. Он обычно развивается по нефелину, замещая его частично или полностью (рис. 16).

Для второстепенных минералов оказалось интересным образование реакционного позднего граната на стыке калишпата или нефелина с пироксеном (рис. 17). Иногда гранат совместно с биотитом развивается вокруг пойкилитовых включений кальцита, заключенных в клинопироксене или микроклине.

Щелочные сиениты представлены мезократовыми средне-крупнозернистыми трахитоидными породами типа гедрумитов-пуласкидов. Они в основном сложены в той или иной мере плоскопараллельно ориентированными таблицами калишпата (75—95% породы), между которыми зажаты зерна пироксена (5—25% породы), а также второстепенные и акцессорные минералы: биотит, шпреуштейнизированный нефелин, карбонат, сфен, апатит, титаномagnetит.

Калишпаты щелочных и нефелиновых пород несколько разнятся друг от друга. Прежде всего, в первых породах минерал почти всегда имеет идиоморфную форму, в то время как в нефелиновых породах местами отмечаются и ксеноморфные разности. Но главное отличие состоит в значительном насыщении калишпатов пуласкидов-гедрумитов пертитами замещения. В щелочных породах иногда отмечают и самостоятельные выделения крупных полисинтетически сдвойникованных плагиоклазов, возможно сингенетичных основным минералам породы

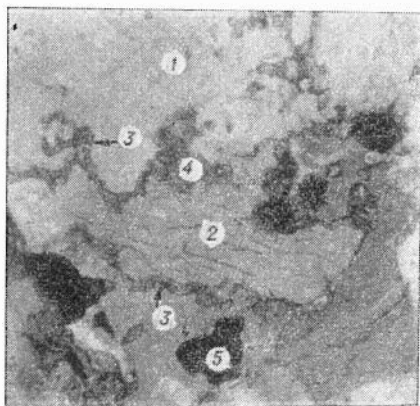


Рис. 17. Развитие граната вокруг диопсида.
1 — калишпат, 2 — диопсид, 3 — гранат;
4 — биотит, 5 — рудный. Никולי параллельны.



Рис. 18. Пуласкит.

1 — калишпат, 2 — плагиоклаз; 3 — пироксен, 4 — биотит.

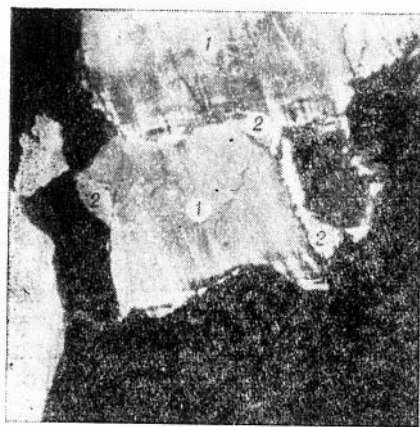


Рис. 19. Развитие мелкозернистого альбита II вокруг крупных таблиц калишпата I.

1 — калишпат I, 2 — плагиоклаз II.

(рис. 18). В пуласкитах, так же как и в дитроитах, отмечается вторая мелкозернистая генерация альбита, замещающая периферические части калишпата или тяготеющая к ослабленным зонкам породы (рис. 19).

Пироксены щелочных и нефелиновых пород идентичны. В пуласкитах, может быть только несколько полнее и, пожалуй, чаще, происходит замещение диопсида эгирином. Процесс начинается либо с периферии зерен, либо по трещинкам (рис. 20). По диопсиду иногда развивается буровато-коричневый амфибол типа баркевикита-гастингсита.

Иногда вокруг зерен титаномагнетита, заключенных в калишпате, развиваются каемки сфена и биотита (рис. 21).

Нефелин — эпизодический минерал щелочных пород. В пуласкитах и гедрумитах нами не отмечено ни одного случая нахождения свежего неизмененного нефелина. Как правило, он замещается шпреуштейном, реже либенеритом.

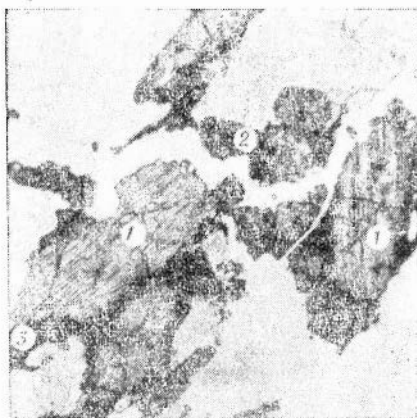


Рис. 20. Развитие эгирина и биотита по диопсиду.

1 — диопсид, 2 — эгирин, 3 — биотит. Никели параллельны.

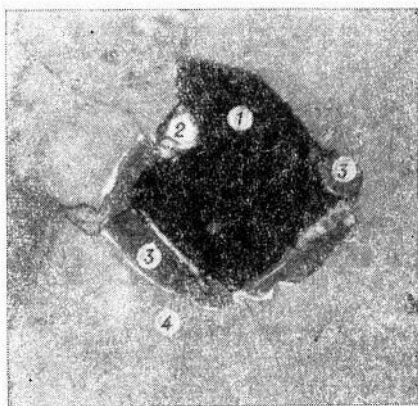


Рис. 21. Развитие сфена и биотита за счет титаномагнетита.

1 — титаномагнетит, 2 — сфен, 3 — биотит, 4 — калишпат. Никели параллельны.

На основе описанных взаимоотношений минералов предполагаем, что наиболее ранними продуктами минералообразования являются калишпат, нефелин, пироксен и, по-видимому, биотит. Несколько позже образовались амфибол и гранат, относящиеся к реакционным минералам. Кальцит, по всей видимости, появился также на первых стадиях минералообразования. С некоторой долей условности мы предполагаем, что формирование данных минеральных парагенезисов происходило при достаточно близких физико-химических условиях.

Редко встречающийся плагиоклаз относим к контактовым минералам. Наряду с раннемагматическим калишпатом I, слагающим основную часть породы, выделяем мелкозернистый калишпат II, генетически связанный с поздней стадией формирования породы. С последней стадией также связана эгиринизация пироксена. К послемагматическим образованиям относятся канкринит, содалит, анальцит, поздний карбонат.

ЩЕЛОЧНОЙ МАССИВ БУРПАЛА

Щелочная интрузия Бурпала расположена в 35 км на юго-запад от Сыннырского массива и приурочена к той же структурно-тектонической зоне. Почти изометричное штокообразное тело плутона достигает значительных размеров (13×17 км) и характеризуется неполной кальциевой структурой с зональным расположением основных петрографических разностей. Краевая часть интрузии слагается граносиенитами и кварцевыми сиенитами, которые располагаются в виде прерывистой неширокой полосы и по мере продвижения в глубь массива сменяются щелочными и нефелиновыми сиенитами. Переход кварцевых разностей в щелочные связан с исчезновением в породе кварца и постепенным появлением в последних образованиях более щелочного пироксена и амфибола. Центральная часть массива Бурпала представлена интрузивными и метасоматическими щелочными образованиями типа меланократовых щелочных и нефелиновых (шпреуштейнизированных) сиенитов, калишпатитов и альбититов.

Нами приведена геологическая схема плутона Бурпала (рис. 22), составленная А. Я. Жидковым (1960).

Вмещающими массив Бурпалу породами являются терригенноосадочные отложения холоднинской свиты (Ст₁) — песчаники, алевролиты, алевропесчаники. Внедрение плутона повлекло за собой образование зоны кордиеритовых и биотитовых роговиков и ороговикованных пород мощностью от нескольких сотен метров до первых километров. Степень метасоматической переработки первичных осадочных пород зависела как от близости контакта, так и от господствующего простирания вмещающих толщ относительно контакта. Естественно, наиболее глубокие изменения наблюдались в зоне непосредственного контакта, где возникли породы, сходные с кристаллическими сланцами и гнейсами, а также роговики. В западной и северо-западной экзоконтактных частях развиты продукты низкой степени метаморфизма, отвечающие зелено-сланцевой фации пород. Во всех других частях экзоконтакта возникают кристаллические сланцы и роговики средней и высокой ступеней метаморфизма.

Довольно спорное генетическое положение занимает расположенные на юго-западе в зоне экзоконтакта нефелинизированные биотит-эгириновые роговики, которые ранее относились А. Я. Жидковым (1960)

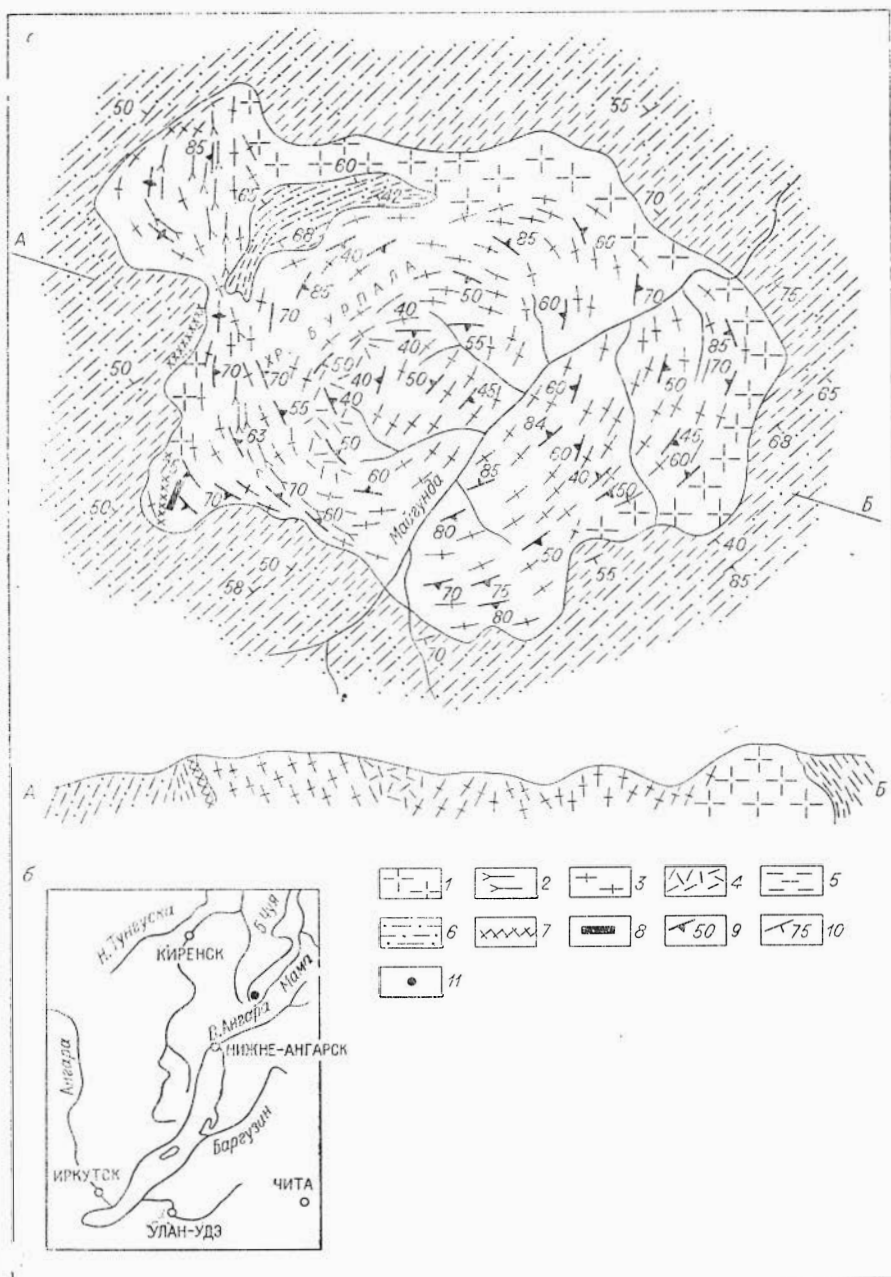


Рис. 22. Структурно-геологическая схема (а) и местоположение (б) плутона Бурпала. Составил А. Я. Жидков (1960).

1 — массивные сyenиты и кварцевые сyenиты; 2 — трахитоидные фойалиты; 3 — трахитоидные эгириновые и арфведсонит-эгириновые сyenиты; 4 — полосчатые сyenит-порфиры и сyenиты; 5 — роговики (биотитовые, кордиеритовые, пироксеновые и гиперстен-биотитовые); 6 — песчаники и алевролиты; 7 — зоны фенитов и альбититов; 8 — жила нефелин-сyenитового пегматита; 9 — первичные текстуры течения (полосчатость и трахитоидность); 10 — элементы залегания вмещающих пород; 11 — местоположение плутона.

и А. С. Паком (1960 г.) к фенитам*. Данные разности залегают в виде узкой вытянутой зоны (при мощности ~ 10 м и протяженности ~ 2 км), расположенной параллельно контакту, в 200—300 м от него. Породы (рис. 23) сложены калишпатом, нефелином, альбитом, щелочным пироксеном, биотитом и редкометальными минералами. Последние составляют существенную часть породы (5—10%) и представлены главным образом катаплетом, астрофилом, лопаритом, цирконом. Детальное изучение А. М. Портновым минералогии данных образований показало, что все составляющие породу минералы относятся к постмагматическим образованиям.

Основная часть метасоматитов — редкометальные альбититы, калишпатизированные сиениты, щелочные пегматиты — приурочена к ядру интрузии и образована за счет переработки сиенит-порфириров и трахитоидных щелочных сиенитов. Иногда метасоматическая переработка приводит лишь к появлению в щелочных сиенитах редкометальной минерализации. Детальному рассмотрению постмагматических процессов и связанной с ними редкометальной минерализации посвящены многочисленные работы А. М. Портнова (1963, 1964₁₋₄; Портнов с соавт., 1966₁₋₃).

Породы дайкового комплекса занимают значительное место в интрузивных образованиях массива Бурпала. Они локализованы в субпараллельных зонах, расположенных по обе стороны р. Майгунды. Контакты даек с вмещающими породами обычно резкие. Среди жильных образований отмечаются кварцевые сиениты, сиенит-аплиты, сельвсбергиты, пегматоиды гранитов и щелочных сиенитов, лампрофиры и порфириты.

Кварцевые и кварцсодержащие породы массива Бурпала представлены массивными кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Они распространены в западной, восточной и северной краевых частях интрузии. Структура пород мелко-среднезернистая: текстура обычно массивная, реже — слабо огнейсованная, а ближе к центру интрузии — трахитоидная.

Породы преимущественно сложены калишпат-пертитом, цветными компонентами и кварцем.

Калинатовый шпат встречается в довольно крупных удлиненных гипидиоморфных или даже ксеноморфных лейстах, насыщенных пертитами распада или замещения. Вокруг зерен калинатового шпата нередко образуются прихотливые каемки мелкозернистого альбита (рис. 24, 25).

Цветные минералы менее идиоморфны, чем калишпат, и представлены пироксеном, амфиболом и биотитом. Пироксен встречается в виде светло-зеленой разности диоксида, по которой развивается зеленый эгирин, а иногда и зеленовато-синий арфведсонит. Процесс замещения обычно начинается с периферических частей пироксена, реже по трещинкам. Диоксид иногда замещается биотитом.

Кварц всегда ксеноморфен и встречается в двух генерациях. Кварц I крупнее, чем кварц II, и равномерно рассеян по всей породе. Мелкозернистый кварц II тяготеет к трещинкам в породе и минералах.

Для рассматриваемых пород характерен и плагиоклаз, который, так же как и кварц, встречается в двух генерациях. Плагиоклаз I (альбит-олигоклаз) наблюдается редко и в довольно крупных гипидиоморф-

* Поскольку в литературе бытует произвольная трактовка термина «фенит», отметим, что А. Я. Жидков (1960) рассматривает фениты как метасоматические ощелоченные образования, возникшие в результате проявления второй магматической фазы и сингенетичные ей.

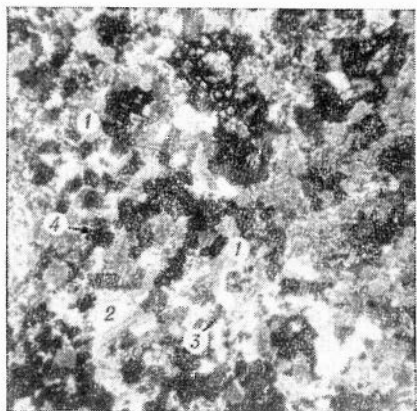


Рис. 23. Фенсит.

1 — калишпат; 2 — плагиоклаз; 3 — биотит;
4 — пироксен.



Рис. 24. Развитие мелкозернистого альбита II вокруг крупных пластин калишпата.

1 — калишпат; 2 — альбит II.

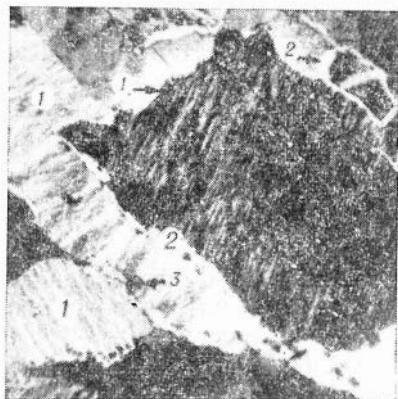


Рис. 25. Развитие мелкозернистого альбита II.

1 — калишпат; 2 — альбит II; 3 — пироксен.



Рис. 26. Кварцевый сениит.

1 — калишпат; 2 — плагиоклаз; 3 — пироксен; 4 — кварц.

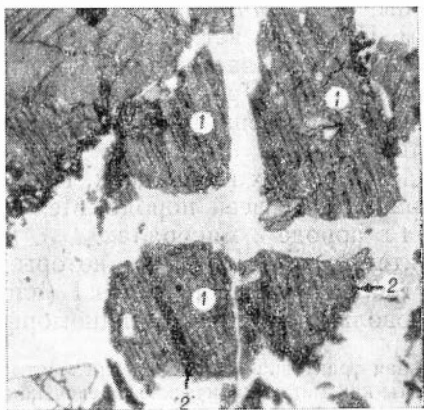


Рис. 27. Развитие арфведсонита по диопсиду.
1 — диопсид; 2 — арфведсонит. Николи параллельны.

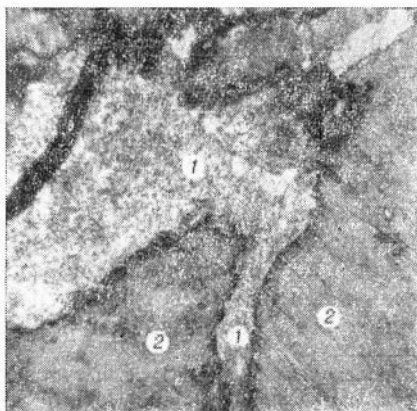


Рис. 28. Взаимоотношения калишпата и нефелина.

1 — нефелин; 2 — калишпат.

ных и ксеноморфных зернах (рис. 26). Мелкозернистые агрегаты альбита II встречаются чаще и обычно оконтуривают крупные пластины калишпата. Нередко плагиоклаз серицитизирован.

Из аксессуарных присутствуют сфен, апатит, титаномагнетит.

Щелочные породы слагают основную часть массива и представлены трахитоидными эгириновыми и эгирин-арфведсонитовыми сиенитами типа пуласкинов. Характерной особенностью описываемых петрографических разновидностей является их мезократовый облик и ярко выраженная трахитоидная текстура. В местах значительной метасоматической переработки (калишпатизации и альбитизации) породы приобретают более светлую окраску. Структура породы средне-, крупнозернистая. В состав описываемых сиенитов входят лишь полевые шпаты, преимущественно калинатровые, и цветные минералы. Аксессуарные хотя и разнообразны, но в неизменных разновидностях щелочных пород содержатся в незначительных количествах.

Калинатровые полевые шпаты встречаются в виде крупных лейст, по которым нередко развиваются пертиты замещения. Изредка отмечается вторая генерация калишпата, представленная мелкозернистыми агрегатами, слагающими отдельные зонки в породе. При интенсивной калишпатизации появляются породы типа микроклинитов, сложенные разновеликими зернами калишпата I и II генерации, в той или иной мере с периферии частично альбитизированными. Цветные минералы в таких породах очень редки.

Процесс альбитизации на массиве Бурпала развит очень широко, но интенсивность его неодинакова в различных участках. Чаще всего мелкозернистые агрегаты полисинтетически сдвойникового альбита замещают периферические части крупных идиоморфных лейст калинатрового полевого шпата, в результате чего последние приобретают прихотливые очертания. Местами от калинатрового шпата остаются лишь реликты, заключенные в новообразованную альбитовую массу. В этих случаях порода по составу приближается к альбититам. Процесс альбитизации накладывается и на ранее проявленную микроклинизацию.

Наряду с мелкозернистым поздним альбитом в описываемых породах отмечаются гипидиоморфные, реже ксеноморфные зерна плагиоклаза I, в которых изредка встречаются антипертиты.

Цветные минералы обычно имеют неправильные очертания и представлены эгиринизированным диопсидом, арфведсонитом и биотитом. Последние обычно развиваются по диопсиду (рис. 27). Количество цветных минералов в породе варьирует от первых процентов до 35—40%. Изредка пироксен и амфибол замещаются эпидотом. В аксессуарных количествах встречаются сфен, апатит, титаномагнетит. В зонах калишпатизации и особенно альбитизации появляются новые редкометальные минералы. Иногда в таких зонах вокруг зерен титаномагнетита образуются каемки более позднего сфена.

Местами в эгириновых и эгирин-арфведсонитовых сиенитах отмечаются нефелинсодержащие разновидности, которые слагают небольшие шлировые выделения. Нефелин в породе обнаруживается сразу благодаря своему кирпично-красному цвету, обусловленному глубоко зашедшей шпреуштейнизацией. Изредка нефелин содалитизирован. Свежих неизмененных зерен нефелина в интрузивных породах массива нами не обнаружено. Зерна нефелина имеют ксеноморфные очертания и расположены между параллельно ориентированными удлинненными лейстами калишпата, проникая иногда в их межзерновое пространство (рис. 28), что позволяет в некоторой мере предполагать более позднее

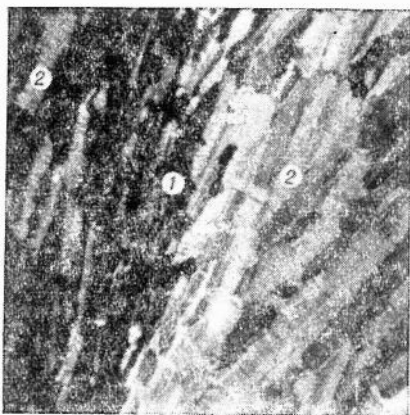


Рис. 29. Замещение лейстами калишпата зерен эгирина.
1 — эгирин; 2 — калишпат.



Рис. 30. Замещение лейстами калишпата зерен нефелина.
1 — нефелин; 2 — калишпат.

их образование. Этот вывод согласуется с данными А. М. Портнова и А. А. Ганзеева.

В случае наложения на описываемые образования калишпатизации все минералы породы подвергаются частичному или полному замещению. Так, в центральной части массива встречаются калишпатизированные эгирин-арфведсонитовые нефелиновые породы. Порода состоит из реликтов замещаемых минералов и гипидиоморфными лейстами новообразованного калишпата; последние располагаются параллельно друг другу, благодаря чему порода приобретает ярко выраженный трахитоидный облик (рис. 29, 30).

В пегматоидных разностях довольно часто встречаются нефелин и желтовато-зеленый эгирин.

Как правило, нефелиновые и нефелинсодержащие породы обогащены акцессорными минералами. Наряду с обычными сфеном, апатитом, титаномагнетитом отмечаются редкометальные и редкоземельные минералы.

ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИИ БОРГОЙ И БОЦИ

Боргойский массив находится в верховьях пади Ихирик и приурочен к юго-западной части Боргойского хребта. В плане он имеет неправильную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. По отношению к структуре вмещающих пород интрузия залегает согласно. Ее форма приближается к лакколитообразной. Площадь щелочного плутона около 3,5 км².

Как отмечалось в предыдущей главе, массив был сформирован в результате внедрения однофазовой недифференцированной интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов. Каких-либо четко фиксируемых пространственных обособлений между отмеченными породами не наблюдается. Часто в центральных частях плутона на небольшой площади наряду с сиенитами, обогащенными нефелином до 50%, встречаются щелочные разности, в которых нефелин практически отсутствует. Можно лишь заметить некоторую обедненность фельдшпатоидом северо-восточных приконтактных частей интрузии. Каких-либо вариаций среди

фемических минералов в щелочных и нефелиновых снейтах также не наблюдается: как в тех, так и в других есть то или иное количество биотита, эгирина и арфведсонита. Обычно биотит и эгирин встречаются совместно и лишь в очень редких случаях дифференцированы. Наиболее часты биотитовые разности в южных частях щелочной интрузии, а шпильки эгириновых снейтов обычны в центральной полосе массива.

Для щелочных и нефелиновых снейтов характерны структуры от мелкозернистых до пегматоидных, нередко совместно встречающиеся даже в одном образце породы. Мелко-, средне-, крупнозернистые разности снейтов могут сменять друг друга в любой последовательности. Пегматоидные выделения имеют вид отдельных шпильков, гнезд, прожилков; чаще они приурочены к более крупнозернистым участкам породы.

На рис. 31 приведена геологическая схема щелочной Боргойской интрузии, составленная Ф. В. Кузнецовой в 1962 г. Нам кажется совершенно неоправданным выделение Ф. В. Кузнецовой на юге массива полосы щелочных снейтов, поскольку на этой территории наряду с ще-

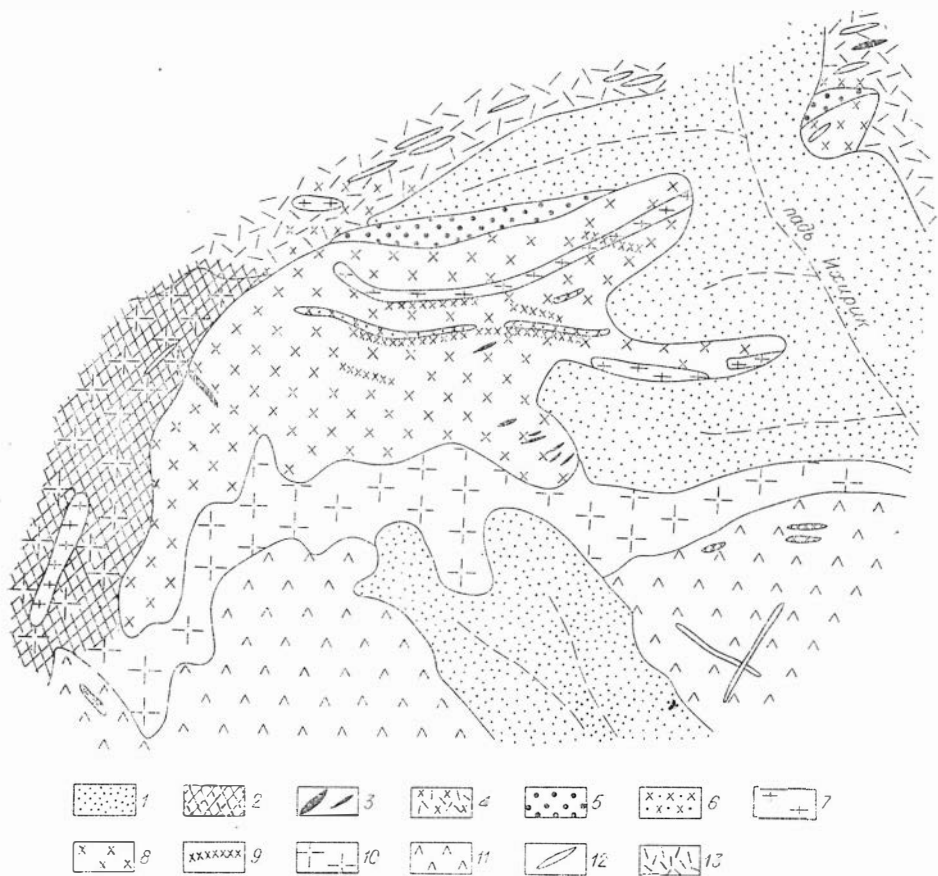


Рис. 31. Геологическая схема Боргойского массива. Составила Ф. В. Кузнецова, 1962.

1 — рыхлые отложения; 2 — зоны милонитизации; 3 — дайки снейт-порфиров, сельсбергитов, тингуантов; 4 — снейтитизированные эффузивы; 5 — мелкозернистые микроклин-альбитовые породы, снейтитизированные эффузивы; 6 — крупнозернистые альбитизированные нефелиновые снейты, близкие по составу маршуполитам; 7 — среднезернистые альбитизированные нефелиновые снейты с гнездами и жилами пегматитов; 8 — крупнозернистые и среднезернистые нефелиновые снейты; 9 — жилы снейтито-диоритов, гибридные породы; 10 — бурые снейтотитовые сидерофилитовые снейты; 11 — метаморфизованные диориты; 12 — дайки жильных снейтов, снейтито-диоритов и граноснейтов; 13 — метаморфизованные эффузивы боргойской толщи.

лочными сиенитами отмечаются их нефелиновые разности, а также особенно часты либеритовые сиениты, развитые, по всей видимости, по фельдшпатовидным породам.

На севере и северо-востоке вмещающие породы представлены метаморфизованными эффузивами боргойской толщи. На юге интрузия контактирует с диоритами.

Внедрение интрузии щелочных сиенитов повлекло за собой сиенитизацию окружающих эффузивно-осадочных толщ. По мере удаления от контакта интенсивность сиенитизации понижается и на расстоянии нескольких десятков метров полностью затухает. Контакт сиенитизированных гнейсов и сланцев с нефелиновыми и щелочными сиенитами неровный.

В пределах массива, особенно в его эндоконтактных частях, встречаются ксенолиты вмещающих пород. Они имеют разнообразные форму и размеры и более темный цвет, обусловленный увеличением в породе количества темноцветных минералов.

Жильные породы отмечаются в северо-восточной, восточной частях массива и находятся либо в пределах интрузии, либо во вмещающих породах. Обычно они имеют субширотное или северо-восточное простирание, мощность 0,5—10 м и протяженность 40—200 м. Дайки легко картируются лишь в случае расположения их в экзоконтактных частях интрузии. Когда же они распространены на территории массива, их очень трудно отличить от окружающих нефелиновых и щелочных сиенитов, поскольку контакты даек очень расплывчатые и неровные. Среди даечных пород выделяются тингуанты, сельвсбергиты, грорудиты, сиенит-порфиры и сиенит-диориты.

С послемагматическими процессами, имеющими место на Боргое, связаны альбитизация, либнеритизация и канкринитизация. Первая проявлена повсеместно, но степень ее интенсивности для разных частей массива различна. Наиболее альбитизированы северо- и северо-восточные части интрузии. Либнеритизация наиболее полно и глубоко проявлена в южной эндоконтактной части массива, где либнеритовыми сиенитами слагается широкая (100—400 м) протяженная зона. Иногда либнеритизации подвергаются сиениты вдоль тектонических разломов внутри плутона, где местами отмечается и канкринитизация.

В нескольких километрах от Боргойского плутона на юго-западе находится **щелочной массив Боци**. Он располагается возле одноименной деревни и имеет неправильную форму, вытянутую в субширотном направлении.

Массив представлен преимущественно щелочными и либнеритовыми сиенитами; в подчиненном количестве отмечаются их нефелиновые разности. Боцийские щелочные породы очень похожи на боргойские и отличаются от них только большей степенью постмагматической переработки, обусловившей широкое развитие на массиве либнерита. На фоне либнеритизированных сиенитов отмечаются лишь небольшие линзовидные или неправильной формы обособления неизмененного нефелинового сиенита. Переход одних разностей в другие постепенный. Интенсивность либнеритизации на массиве Боци, вероятно, объясняется густой сетью тектонических трещин и разломов, покрывающих интрузию.

Все остальные фиксируемые при полевых работах детали, упомянутые выше для Боргоя, характерны также для Боци, и поэтому на них особо не будем останавливаться. Микроскопическое изучение боргойских и боцийских пород также свидетельствует о полной их идентичности. Во избежание повторений петрографическое описание пород обоих массивов будет общим. Отметим лишь, что в сиенитах Боци по сравне-

нию с боргойскими породами больше либнерита и сфена и меньше нефелина.

Боргойские и боцийские щелочные породы сложены калинатровым полевым шпатом, нефелином, цветными, акцессорными и постмагматическими минералами. В табл. 2 отражены количественные соотношения основных породообразующих минералов нефелиновых сиенитов. В безнефелиновых разностях благодаря исчезновению нефелина несколько

Таблица 2

Содержание минерала в породе, %					Автор
калинатровый шпат	альбит	нефелин	биотит	эгирин	
40—50	5—20	2—50	5—15	5—20	Г. В. Смирнов, 1963 г. Ф. В. Кузнецова, 1962 г. В. Н. Казаков, 1961 г.
65,5	18,6	11,4	4,4	11,4	
50—60	5—15	5—40	10	5—15	

увеличивается содержание калинатрового шпата; остальные минералы выдерживаются в тех же количественных соотношениях.

Акцессорные в породах представлены сфеном, цирконом, апатитом. Их количество не превышает 1—3%.

Структура щелочных и нефелиновых сиенитов мелко-, средне-, крупнозернистая до пегматоидной, аллотриоморфнозернистая, порфириовидная. Текстура пород гнейсовидная, массивная. Гнейсовидная текстура распространена преимущественно в эндоконтактных частях Боргойского массива; по мере продвижения в глубь интрузии она сменяется массивной. Для Боци характерны лишь массивные текстуры.

Как видно из сказанного, по особенностям минералогического состава пород и их структурам нефелиновые разности массивов Боргой и Боци относятся к миаскитам.

Наиболее идиоморфным минералом щелочных и нефелиновых сиенитов является калинатровый полевой шпат, который отмечается в виде таблиц, пластин или изометричных зерен, в той или иной мере замещенных альбитом. В эндоконтактных участках калинатровые шпаты встречаются как в порфиробластах, так и в мелкозернистой основной массе. Наряду с отмеченным выше калинатровым полевым шпатом I в породах массивов изредка встречаются и калишпаты II, которыми заполняются секущие породу трещинки.

Для плагноклаза также характерны несколько генераций. Альбит I встречается главным образом на периферии интрузии вблизи контактов с вмещающими породами. Он отмечается в фенокристаллах и мелкозернистой основной массе порфириовидных нефелиновых и щелочных сиенитов.

С постмагматической стадией натрового метасоматоза связано образование альбита II—III. На начальных стадиях альбитизации в калинатровом шпате появляются отдельные пятна тонкодвойникового кислого плагноклаза (рис. 32). Размер последних по мере повышения интенсивности ощелочения породы увеличивается, и в некоторых случаях на месте калишпата образуются псевдоморфозы альбита II.

Нередко подвергшиеся «площадной» альбитизации зерна калинатрового шпата секутся микропрожилками мелкозернистого альбита III. Изредка последний окаймляет пластины калинатрового шпата, нефелина или приурочен к отдельным зонкам в породе, к которым тяготеют мелкочешуйчатый биотит, канкринит и карбонат.

Нефелин отмечается обычно в ксеноморфных зернах и лишь иногда имеет гипидноморфные очертания. Нами встречена всего одна генерация фельдшпатоида. По нефелину нередко развивается либнерит, реже кайкринит. Замещение происходит как по трещинкам, так и с периферических частей зерна.

Цветные минералы представлены эгирином, арфведсонитом и биотитом. Эгирин и биотит почти всегда встречаются совместно (рис. 33, 34). Щелочной амфибол развивался за счет эгирина, рудного минерала при участии в реакции окружающего калинатрового шпата. Иногда в реакциях минералообразования участвовал сфен: местами зерна титаномагнетита оконтурены узкой оторочкой сфена, за которой следует биотит, а затем и арфведсонит. Судя по данным взаимоотношениям, арфведсонит образовался позднее биотита.



Рис. 32. Замещение альбитом II калишпата («площадная» альбитизация).
1 — калишпат; 2 — альбит; 3 — нефелин.



Рис. 33. Взаимоотношения между цветными минералами.
1 — пироксен; 2 — биотит; 3 — рудный. Никели параллельны.

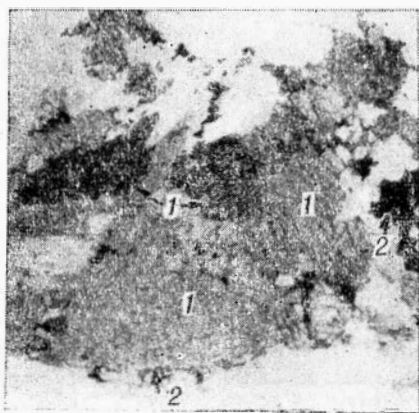


Рис. 34. Взаимоотношения между пироксеном (1) и биотитом (2). Никели параллельны.

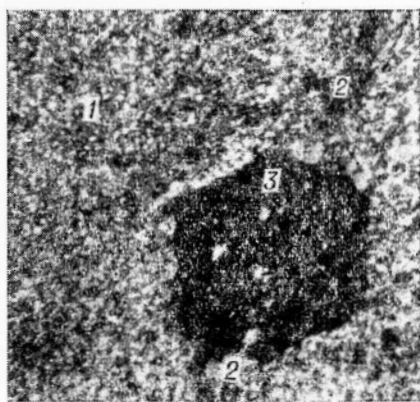


Рис. 35. Эндоконтактный нефелинно-сфенит.
1 — порода; 2 — альбитовый прожилок; 3 — гранат.

Гранат характерен в основном для эндоконтактовых нефелиновых и нефелинсодержащих сениитов. В породе его обычно очень мало. Пространственно он тяготеет или к прожилкам мелкозернистого альбита, рассекая последние (рис. 35), либо к фемическим минералам, по которым он развивается.

В зернах калинатового шпата и нефелина иногда отмечаются вроски карбоната, что в какой-то мере указывает на возможную их сингенетичность. Местами карбонат совершенно определенно тяготеет к трещинкам в минералах или породах.

Исходя из взаимоотношений минералов, нефелин, калинатовый полевой шпат, биотит, эгирин, арфведсонит, сфен и с некоторыми оговорками карбонат выделяются нами в минеральную фацию. Гранат и альбит I относим к контактовым минералам. К послемагматическим минералам относим канкринит, поздний карбонат, альбит II, III.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Основная цель данной главы — выяснение реальных химических составов породообразующих минералов, знание которых необходимо для расчета реакций минералообразования при парагенетическом анализе. При выделении разных генераций в одноименных минералах мы опирались на полевые наблюдения и микроскопические исследования, результаты которых изложены в III главе. Нас интересовали минералы ранних генераций, поскольку прежде всего они отражают физико-химические условия формирования пород.

Минералогическое описание базируется на 44 полных силикатных анализах породообразующих минералов, выполненных в лаборатории ИГиГ СО АН СССР аналитиком Э. С. Гулецкой. Химические составы минералов нами пересчитаны на кристаллохимические формулы (по В. С. Соболеву, 1949) и компонентный состав. Кроме того, в данной главе приводятся очень краткие сведения о морфологических особенностях главных породообразующих минералов, их кристаллооптические свойства, а в некоторых случаях освещаются и результаты рентгенометрического исследования при обязательной увязке всех приводимых данных с геологической основой. Показатели преломления минералов измерялись в большинстве случаев черкасовским методом фокального экранирования (Черкасов, 1957). Точность такого измерения находится в пределах $\pm 0,001—0,002$. Характеристика породообразующих минералов приводится отдельно для каждого массива.

МАССИВ СЫННЫР

Калишпат. Среди породообразующих минералов Сынныра калишпат является самым распространенным. В пуласкитах и гедрумитах он почти единственный минерал салической части породы, а в нефелиновых породах встречается совместно с фельдшпатоидом, но всегда преобладает над ним. С послемагматическими наложенными процессами связано образование существенно калишпатовых пород, встречающихся эпизодично в виде небольших шпир, вытянутых зон или прихотливых участков.

Визуально в интрузивных породах калишпат имеет серую, темно-серую окраску, а в метасоматитах серовато-белую. Микроскопические исследования показали, что зерна калишпата обычно более идиоморфны, чем все остальные минералы сиенитов. Лишь в псевдолейцитоподобных породах калишпат имеет червеобразную форму.

Мы выделяем три генерации калишпата (гл. III, VII). Первая и

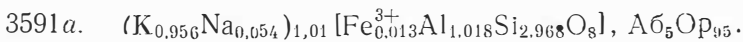
Химический состав калишпатов

№ обр.	Порода	Генерация калишпата	Химический состав калишпатов											Сумма		
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅		П. п. п.	H ₂ O ⁻
575/5	Дитроит	I	63,20		18,89	0,53	0,09	0,02	Н.с	Н.с	0,70	15,86		0,53	0,28	100,36
359/1	"	I	59,00	0,16	17,93	0,18	0,18	С.п.	0,08	3,36	0,42	15,10	0,09	2,90	0,12	99,52
603/1	Пуласкиг	I	62,20	—	19,92	0,32	0,13	"	0,34	0,24	4,60	10,60	—	0,57	0,28	99,46
333/1	Прожилок калишпата	III	63,60	—	18,35	0,41	Н.о	"	0,09	Н.о	0,70	15,86	—	0,24	0,20	99,61
359/1а	Микроклинизированный дитроит	III	63,56	—	18,35	0,51	"	0,01	0,34	"	0,64	15,86	—	0,20	0,28	99,91

третья генерация были химически проанализированы. Результаты анализа сведены в табл. 3.

При пересчете на кристаллохимические формулы из химического состава исключались молекулярные количества клинопироксена, находящегося в виде кристаллитовых вростков в калишпате. Кроме того, в обр. 359/1 из химического состава калишпата вычтены молекулярные количества кальцита*, эквивалентные содержанию СаО.

Ниже приводятся кристаллохимические формулы и компонентный состав (мол. %) калишпатов:



Кшп III

Как видно из сказанного, калишпаты дитроитов существенно отличаются от калишпатов пуласкигов. В составе первых содержится лишь 4—5 мол. % альбитового компонента, и минерал представляет собой существенную калиевую разновидность. В пуласкигах альбитовая составляющая достигает 39 мол. %. Данное повышение, вероятно, следует прежде всего связывать с развитием в калишпате щелочных пород пертитов замещения (гл. III). Химические составы калишпата I и III генераций в нефелиновых породах почти идентичны.

Таблица 4

Показатели преломления калишпата

№ обр.	Породы	Генерация	N_g'	N_p'
575/5	Дитроит	I	1,527	1,518
359/1	»	I	1,529	1,522
359/1	»	III	1,529	1,520
333/1	Прожилок калишпата .	III	1,524	1,521
603/1	Пуласкиг	I	1,537	1,524
688/За	Фойяит	I	1,533	1,524
576	Порфириовидный псевдо-лейцитовый сениит .	I	1,530	1,520
618/8	Сыннырит	I	1,537	1,518

* О вероятном присутствии кальцита в данном образце говорят высокие значения я. п. п. в его химическом составе.

В табл. 4 приводятся показатели преломления калишпатов из различных пород массива. У калишпата дитроитов и метасоматического калишпата III они несколько ниже, чем у калишпатов всех остальных пород массива.

Плаггиоклаз почти не характерен для описываемого щелочного массива (гл. III). Он отмечается эпизодически, в очень незначительном количестве и главным образом в виде позднего мелкозернистого агрегата, тяготеющего к ослабленным зонам. Плаггиоклаз не приходится относить к основным пороодообразующим минералам интрузии, и в то же время нами не отмечались его реакционные взаимоотношения с другими минералами породы. Поэтому более подробная его характеристика в данной главе не приводится.

Нефелин распространен на массиве повсеместно, но содержание его в щелочных и нефелиновых породах резко отличное. В последних нефелином слагается существенная часть пород, а в пуласкитах и гедрумитах фельдшпатоид эпизодичен (гл. III). Неизменные разности нефелина обычно окрашены в серые, серовато-голубые или зеленоватые цвета. При замещении минерала вторичными продуктами он приобретает розовые, бурые, кирпично-красные тона. Как правило, зерна нефелина в шлифах имеют неправильные, редко гипидиоморфные очертания, а их размер колеблется от первых миллиметров в среднезернистых породах до нескольких сантиметров в пегматоидных разностях.

В нефелине постоянно присутствуют очень мелкие ксеногенные включения различных минералов: пироксена, биотита, магнетита. Иногда твердые включения оконтуривают зоны роста минерала или располагаются параллельно плоскостям спайности, но чаще довольно равномерно рассеяны по всему зерну фельдшпатоида. Кроме первичных твердых включений, в нефелинах отмечаются продукты его замещения: канкринит, содалит, либнерит, анальдим, шпреуштейн.

Аналитиком Э. С. Гулецкой были химически проанализированы 7 мономинеральных проб нефелина из дитроитов и фоййитов (табл. 5).

Кристаллохимические формулы анализируемых нефелинов и их пересчет на нефелиновый, кальсилитовый и кварцевый миналы, а также их показатели преломления приведены в табл. 6.

Известно, что состав природных нефелинов не отвечает точно формуле $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, а выражается по Бюргеру (Buerger, 1947) формулой $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Кроме того, в природных нефелинах обычно содержится некоторый избыток SiO_2 по сравнению с тем количеством, которое необходимо системе Неф — Кс (Соболев, 1949; Hahn, Buerger, 1955; Эйтель, 1962). Аналогичный факт наблюдается и для сыннырских нефелинов (табл. 6).

Природные нефелины являются твердыми растворами Неф — Кс — Кв и имеют широкий диапазон смесимости. Первоначально Морозевич (Morozewicz, 1930) предполагал, что средний состав нефелина всегда постоянен и соответствует формуле Неф_{75,1} Кс_{20,9} Кв_{4,0}. Позже Сахама (Sahama, 1953) привел химические анализы нефелинов из лейцит-нефелиновых эффузивов Коуго, которые после пересчета на миналы отвечали составам Неф_{30,2} Кс_{66,8} Кв₃ и Неф_{67,0} Кс_{33,0}. Именно с последним составом близки сыннырские нефелины. Характерной особенностью сыннырских нефелинов является парагенетическая ассоциация наиболее высококальциевых нефелинов с наиболее высококальциевым калишпатоидом (обр. 359/1 и 575/5).

Один из химически проанализированных нефелинов (обр. 306/3) был рентгенометрически исследован в лаборатории ИГиГ СО АН СССР Н. И. Зюзиным. Результаты анализа приведены в табл. 7.

Химический состав нефелинов из различных пород Сынныра

№ обр.	Порода	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. л.	H ₂ O ⁻	Сумма
601/3	Дитронг	41,60	33,60	0,72	0,40	Сл.	0,09	0,72	10,70	8,36	2,96	0,88	100,03
575/5	»	43,20	32,52	1,00	0,54	»	0,17	Н. о	13,00	8,52	1,26	0,36	100,67
349/5	»	43,60	33,00	0,29	0,13	»	0,34	0,72	14,80	5,38	0,93	0,28	100,15
306/3	Пегматондный дитронг	42,28	33,00	1,01	0,09	»	0,52	0,72	15,00	6,32	0,69	0,28	100,51
359/1	Дитронг	41,30	34,15	0,88	0,13	0,01	0,17	0,24	14,64	7,94	0,77	0,20	100,53
526/1	»	42,00	32,52	0,76	0,34	Сл.	0,44	0,48	11,60	8,80	2,08	0,48	99,61
691/2	Фойянт	43,10	31,98	1,25	0,34	»	0,17	0,12	13,70	7,94	1,52	0,53	100,65

Таблица 6

Кристаллохимические формулы, пересчет на условные минералы и показатели преломления нефелина

№ обр.	Кристаллохимическая формула*	Минералы, мол. %				Показатели преломления	
		неф.	Kc	Кв	□	Ng'	Np'
601/3	(Na _{0,54} K _{0,28} Ca _{0,01} □ _{0,17}) _{1,00} Al _{1,0} Si _{1,00} O ₄	55,0	28,0	—	17,0	1,541	1,537
575/5	(Na _{0,63} K _{0,27} □ _{0,04}) _{0,94} Al _{0,94} Si _{1,07} O ₄	59,4	25,5	11,3	3,8	1,543	1,539
349/5	(Na _{0,72} K _{0,18} □ _{0,08}) _{0,98} Al _{0,98} Si _{1,04} O ₄	70,6	17,6	4,0	7,8	1,540	1,536
306/3	(Na _{0,72} K _{0,24} □ _{0,04}) _{1,00} Al _{1,00} Si _{1,00} O ₄	72,0	24,0	—	4,0	1,542	1,537
359/1	(Na _{0,70} K _{0,26} □ _{0,04}) _{1,00} Al _{1,00} Si _{1,00} O ₄	70,0	26,0	—	4,0	1,542	1,538
526/1	(Na _{0,68} K _{0,29} □ _{0,01}) _{0,98} Al _{0,98} Si _{1,03} O ₄	66,6	28,4	4,0	1,0	1,542	1,538
691/2	(Na _{0,670} K _{0,27} □ _{0,005}) _{0,945} Al _{0,945} Si _{1,055} O ₄	63,5	25,6	10,4	0,5	1,543	1,539

* При пересчете из рассмотрения были исключены соответствующие количества железа, магния и кальция, связанные с примесью бесцветных фемических минералов в нефелине.

Результаты рентгеноструктурного анализа нефелина

№ линии	Обр. 306,3		Нефелин (по Михе- еву)		№ линии	Обр. 306,3		Нефелин (по Михееву)	
	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$		I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$	I	$\frac{d}{n} \alpha (\text{Å})$
1	20	4,30	7	4,315	19	20	1,690	4	1,687
2	50	4,14	9	4,157	20	10	1,632	4	1,630
3	70	3,83	9	3,832	21	10	1,614	6	1,611
4	10	3,75	—	—	22	10	1,595	4	1,595
5	70	3,25	9	3,258	23	30	1,558	10	1,553
6	100	2,99	10	3,001	24	10	1,467	6	1,465
7	60	2,87	8	2,873	25	10	1,428	7	1,410
8	30	2,57	8	2,563	26	10	1,394	1	1,406
9	20	2,48	5	2,489	27	30	1,381	8	1,380
10	30	2,39	4	2,393	28	10	1,371	5	1,367
11	40	2,34	10	2,338	29	10	1,333	2	1,338
12	30	2,30	8	2,297	30	10	1,278	5	1,275
13	10	2,15	2	2,175	31	10	1,255	3	1,250
14	10	2,12	4	2,117	32	10	1,217	3	1,219
15	30	2,09	8	2,078	33	10	1,201	8	1,198
16	20	1,925	6	1,921	34	10	1,184	8	1,182
17	10	1,881	4	1,880	35	10	1,138	6	1,136
18	10	1,788	5	1,785	36	10	1,129	5	1,126

Примечание. Режим съемки: F_{cd} — антикатод, $I=10 \text{ ма}$, $U=30 \text{ кВ}$, дифрактометр УРС-50И.

Предыдущими исследователями (Жидков, 1963; Архангельская, 1965₁₋₂; Андреев, 1965₁) и нами (гл. VII) рентгенометрическим методом был обнаружен кальсилит в мирмекитовых нефелин-калишпатовых сростаниях псевдолейцитоподобных пород. К сожалению, кальсилит химически проанализировать мы не смогли из-за практической невозможности его выделения из симплектитового агрегата. Пересчет химического состава салической части псевдолейцитоподобных пород на условные миналы ортоклаза, альбита, нефелина и кальсилита показал, что в твердом растворе Неф—Кс содержание кальсилита может изменяться от 0 до 90 % и выше (табл. 28, гл. VII). По опубликованным данным (Bannister, 1931), максимальное предельное содержание кальсилитового минала в нефелине достигает 80,5%. Сахамой (Sahama, 1953) был установлен распад твердого раствора Неф₃₁Кс₆₉. Полученные нами более высокие содержания кальсилитового минала в составе фельдшпатоида, без сомнения, свидетельствуют о наличии в сынныритах кальсилита, состав которого с определенной долей условности* может соответствовать Неф₂₃Кс₇₇, Неф_{5,3}Кс_{94,7} и, возможно, Неф_{31,9}Кс_{68,1} (в вес. %).

Оптически кальсилит совершенно не отличается от нефелина. Можно лишь предполагать, что некоторая часть мирмекитовых вростков нефелина относится к кальсилиту.

Содалит и канкринит относятся к постмагматическим минералам, возникшим в результате замещения нефелина. На массиве они распространены неравномерно, тяготеют в основном к эндоконтактовым частям интрузии или к ее ослабленным зонам. Содержание содалита и

* Состав миналов кальсилита определялся, исходя из химического анализа салической кальсилит-нефелиновой части псевдолейцитоподобных пород (табл. 28, гл. VII).

Химический состав канкринита (обр. 308)

Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %
SiO ₂	36,60	MnO	0,10	H ₂ O ⁺	3,36
TiO ₂	Н. о	MgO	0,22	H ₂ O ⁻	0,44
Al ₂ O ₃	29,19	CaO	3,79	SO ₃	0,72
Fe ₂ O ₃	0,03	Na ₂ O	19,60	CO ₂	5,40
FeO	0,18	K ₂ O	0,12	п. п. п.	0,52
С у м м а					100,27

канкринита в породе — от долей до нескольких десятков процентов.

Содалит имеет ярко-синюю окраску, а канкринит — канареечно-желтую и желтую. В шлифах они бесцветны. Очертания зерен обычно неправильные. При полной псевдоморфизации нефелина замещающий минерал, естественно, приобретает форму замещаемого, что особенно характерно для содалита.

Мы имеем два химических анализа содалита и один канкринита (табл. 8). Приведенному составу канкринита соответствует следующая кристаллохимическая формула:



Анализируемый канкринит имеет показатели преломления: $N_{g'} = 1,522$; $N_{p'} = 1,495$.

Химические составы содалита приведены в табл. 9.

Их кристаллохимические формулы соответственно:



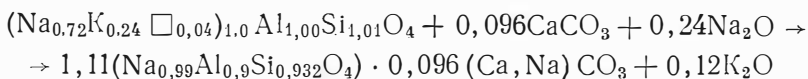
Показатель преломления содалита $N = 1,484$.

Развитие канкринита и содалита по нефелину происходит или с периферии зерен нефелина или по трещинкам в нем. В III главе отмеча-

Таблица 9

Окислы			Окислы		
	551/2	308		551/2	308
SiO ₂	37,50	37,12	Na ₂ O	20,44	21,76
TiO ₂	0,05	Сл.	K ₂ O	0,20	0,12
Al ₂ O ₃	31,78	31,92	H ₂ O ⁺	1,71	2,04
Fe ₂ O ₃	0,24	0,43	H ₂ O ⁻	0,52	0,36
FeO	0,09	0,09	CO ₂	0,27	0,54
MnO	0,09	Н. о	Cl	6,47	6,11
MgO	0,87	0,17	F	—	0,01
CaO	0,42	0,17	п. п. п.	—	8,35
С у м м а				99,56	99,52

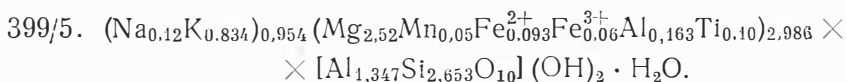
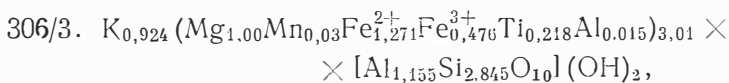
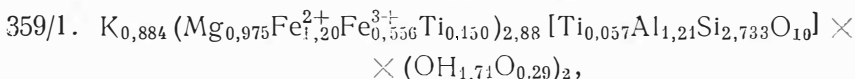
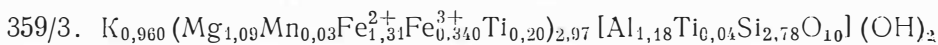
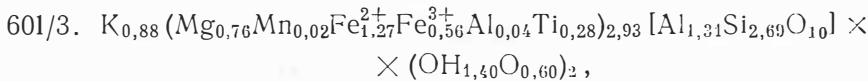
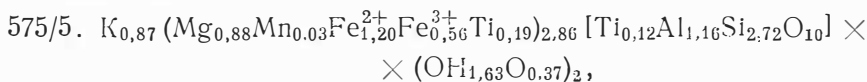
лось развитие канкринита за счет материала нефелина и кальцита. Ход такой реакции, вероятно, следующий:



К продуктам замещения нефелина относится и анальцим. Но он встречается очень редко, в малом количестве и различается только микроскопически. Как правило, анальцим замещает зерна нефелина полностью. Иногда в сиенитах он замещает мирмекитовые вроски нефелина. В шлифе анальцим бесцветный, изотропный, а иногда и анизотропный. Форма зерен его повторяет контуры замещенного им нефелина.

Биотит. В массивных нефелиновых сиенитах биотит почти повсеместно является единственным цветным минералом, лишь изредка наряду с ним отмечается незначительное количество клинопироксена. В этих случаях биотит чаще всего развивается по пироксену. Иногда в незначительном количестве биотит встречается и в щелочных трахитоидных породах, но опять-таки в виде вторичного агрегата, замещающего клинопироксен. Обычно биотит и пироксен пространственно разобщены, что, вероятно, свидетельствует о разных значениях потенциалов калия при формировании массивных и трахитоидных щелочных пород.

Мы располагаем 6 полными силикатными анализами биотита (табл. 10). При пересчете данных химического анализа получаем следующие кристаллохимические формулы:



Визуально магматический биотит черного цвета, а метасоматический (обр. 399/5) — буровато-желтый, коричневатый. В шлифе магматический биотит имеет грязновато-коричневую, буровато-зеленую, а иногда и пятнистую окраску, обусловленную чередованием бурых и зеленых тонов. Плеохроизм резкий. Показатели преломления у магматического биотита много выше, чем у метасоматического (1,664—1,674 против 1,582), что, вероятно, объясняется большей железистостью (F) первого (F магматического биотита равно 60,6—70,9 мол. %, а метасоматического 7,4 мол. %).

Клинопироксен. В трахитоидных щелочных и нефелиновых сиенитах пироксен — основной, а подчас и единственный фемический минерал. Его количество в фойяитах достигает 25—30%, а в пуласкитах и гед-

Химический состав* и показатели преломления сыннырского биотита

№ обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	п. п. п.	Сумма	N _m
575/5	Дитроит	33,90	5,10	12,32	9,23	17,95	0,38	7,33	0,19	0,17	8,23	0,09	3,06	0,53	1,30	99,78	1,674
601/3	„	33,60	4,80	14,41	9,23	19,01	0,27	6,38	0,12	0,14	8,42	0,08	2,58	0,64	0,75	100,43	1,674
359/3	„	34,56	4,00	12,49	5,83	19,58	0,43	9,17	0,12	0,10	8,96	—	2,79	0,56	1,28	99,87	1,664
359/1	„	34,15	3,40	13,91	9,18	17,56	0,23	8,20	0,12	0,10	8,50	0,11	3,21	0,42	0,55	99,64	1,665
306/3	Пегматоидный дитроит	35,20	3,55	12,26	7,79	18,81	0,42	8,37	0,24	0,56	8,06	0,10	2,37	0,51	1,60	99,84	1,670
399/5	Метасоматит	37,28	1,82	17,98	1,13	1,62	0,09	23,78	0,24	0,62	9,22	—	4,25	0,52	1,26	99,81	1,582

* Аналитик Э. С. Гулецкая (ИГиГ СО АН СССР).

Таблица 11

Химический состав и оптические свойства пироксенов

№ обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	H ₂ O ⁻	Сумма	N _{g'}	N _{p'}	$\frac{N_g - N_p}{N_p}$ *	2γ	εN _p
691/2	Фойяит	49,15	1,45	1,87	7,71	5,05	0,41	10,96	19,08	2,48	0,54	0,58	0,40	0,25	99,93	1,700	1,726		+69°	55°
603/1	Пуласкит	47,25	0,70	3,73	6,96	6,65	0,42	10,35	19,92	1,96	0,43	0,43	0,88	0,36	100,04	1,700	1,724		+68°	54°
414/1	Эндоконтакт дитроита с известняком	52,44	0,24	1,06	1,82	5,30	0,18	12,63	23,34	0,98	0,17	—	1,39	0,24	99,79	1,686	1,714		+64°	37°
348/16	Пегматоид дитроита	49,20	0,44	3,13	6,75	8,26	0,64	8,39	19,35	2,26	0,11	—	1,24	0,20	99,97	1,714	1,737	0,025		
369/1	Пегматоидный кварцевый шпир	52,44	0,62	Сл.	15,54	5,75	0,99	5,19	12,03	6,10	0,08	—	0,93	0,28	99,98	1,750	1,810	0,062	-64°	
307	То же	52,04	0,78	0,45	24,88	3,77	0,17	1,21	3,73	11,56	0,18	—	0,62	0,28	99,67	1,755	1,810	0,057	-65°	

* Измерены поворотным компенсатором.

румитах несколько ниже — 10—15%. В массивных породах Сыныра пироксен присутствует в незначительном количестве (~3%). Пироксен нередко встречается в пегматоидных участках и гидротермальных зонах. В этих случаях он, как правило, имеет более крупные размеры (иногда единичные кристаллы достигают до 10 см по длинной оси и 2—3 мм в поперечнике), хорошую кристаллографическую огранку и более темный, зеленый до черного цвет. В крупнозернистых трахитоидных сиенитах пироксен почти всегда менее идиоморфный, чем калишпат. В пуласкитах минерал занимает межзерновое пространство между плоскопараллельно ориентированными таблицами калишпата. Иногда более или менее изометричные, а чаще удлинненные зерна пироксена сегрегируются в отдельные зонки, пятна, но чаще пироксен довольно равномерно рассеян по всей породе.

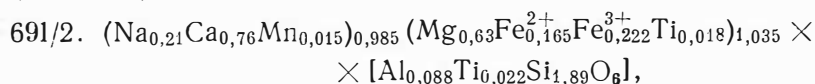
Нередко пироксен в виде твердых включений отмечается в нефелине. Иногда же в пироксен включены мельчайшие зернышки калишпата.

Окраска раннемагматического пироксена темно-зеленая, а иногда, особенно в пуласкитах, зональная. Центральная часть такого зерна обычно темно-зеленая, а периферическая — буровато-зеленая или зеленая, обусловленная, по-видимому, эгиринизацией пироксена.

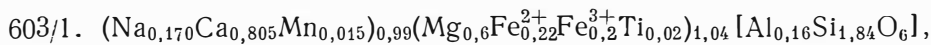
Показатели преломления темно-зеленого пироксена пуласкитов, фойяитов, дитронтов от 1,729 до 1,737 по Ng' и от 1,700 до 1,717 по Np' . Для эгиринизированных буровато-зеленых и зеленых разновидностей пироксена показатели преломления повышаются: $Ng' = 1,743—1,813$; $Np' = 1,737—1,757$. У пегматоидного и гидротермального густо-зеленого пироксена, встречаемого как внутри массива, так и в приконтактных участках, колебания показателя преломления более широкие: $Ng' = 1,737—1,810$; $Np' = 1,714—1,755$.

По оптическим константам и химическому составу (табл. 11) рассматриваемый раннемагматический пироксен относится к ряду диопсид-геденбергит. Пироксен из гидротермальных пегматоидных кварцевых шлиров (обр. 369/1 и 307) относится к эгирин-салиту и эгирину. В приконтактных зонах с известняком пироксен (обр. 414/1) несколько обогащен диопсидовым миналом, а в пегматоиде щелочного сиенита (обр. 348/1 б) — геденбергитовым компонентом.

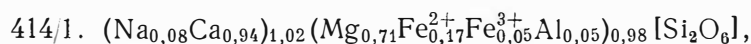
При пересчете химических составов пироксенов получаем следующие кристаллохимические формулы и их компонентный состав (в мол. %):



эгирина — 19, геденбергита — 16,3, диопсида — 57,1,
чермакита — 7,6,



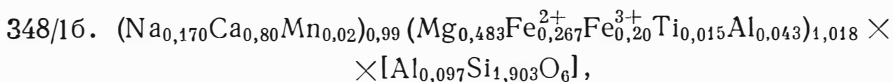
эгирина — 16,3, геденбергита — 21,1, диопсида — 57,6,
чермакита — 5,0,



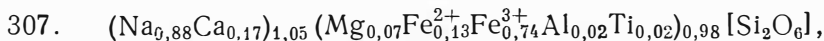
эгирина — 5,1, геденбергита — 17,3, диопсида — 77,6,



эгирина — 46,9, геденбергита — 22,5, диопсида — 30,6,



эгирина — 17, геденбергита — 30,0, диопсида — 53,0,



эгирина — 78,6, геденбергита — 10,2, диопсида — 7,1,
жадеита — 4,1.

Таким образом, на раннем этапе формирования пород образование пироксена, по-видимому, почти не зависело от потенциала щелочей. При более позднем минералообразовании некоторое повышение потенциала натрия в расплаве повлекло за собой незначительную эгиринизацию ранее выделившегося пироксена диопсид-геденбергитового состава и образование эгирина в гидротермальных кварцевых обособлениях.

Амфибол занимает незначительное место в породах Сынныра. Он отмечается в виде бурой и сине-зеленой существенно щелочной разновидности. Форма зерен всегда неправильная. В шлифах бурый амфибол имеет коричневую окраску по *Ng*, плеохроирующую до светло-желтой по *Np*. $Ng' = 1,692$; $Np' = 1,670$. Величину угла оптических осей точнее пределов (—) 47° — (—) 50° измерить не удалось.

Полученная для разных зерен бурого амфибола оптическая ориентировка приведена в табл. 12.

Железистость минерала, снятая с диаграммы В. С. Соболева (1950), составляет 60 мол. %. Судя по оптике, данный минерал относится к ряду гастингсит — баркевикит.

Щелочной синий амфибол развивается главным образом вдоль трещинок в пироксене или по его контурам. Это явно вторичный, поздний минерал, роль которого в породах крайне невелика.

Гранат на Сынныре мало распространен. Чаще всего он пространственно связан с частично или полностью переработанными карбонатными ксенолитами кровли, но иногда встречается без всякой видимой связи с известняками. Следует подчеркнуть, что в первом случае гранат всегда находится в сиенитовой породе, в экзоконтакте ксенолитов. В центральных частях интрузии он нередко возникает как реакционный минерал на стыке калишпата и пироксена, оконтуривая последний, либо на стыке пироксена с нефелином. Ход данных реакций, по-видимому, можно представить в следующем виде (принимая во внимание полную изоморфную смешимость FeO и MgO):

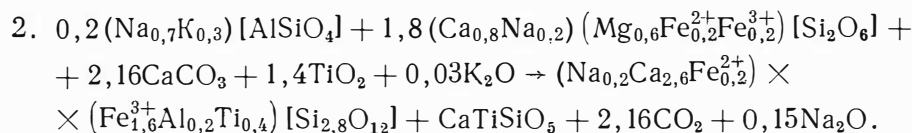
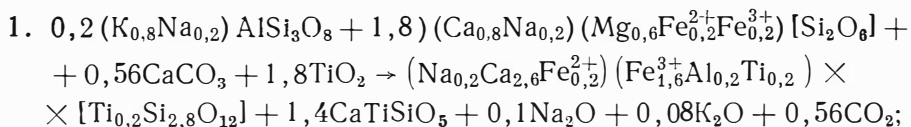
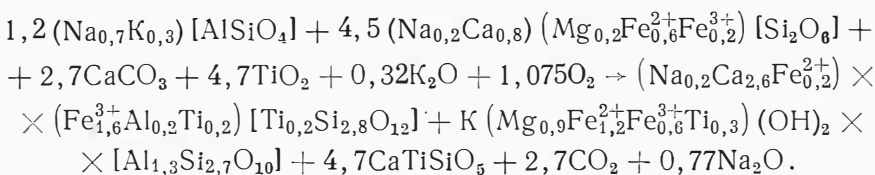


Таблица 12

Кристаллографические элементы	<i>Ng'</i>	<i>Nm'</i>	<i>Np'</i>	<i>Ng'</i>	<i>Nm'</i>	<i>Np'</i>
$\perp cn(110)$	62°	74°	33°	62°	65°	38°
[001]	90°	19°	71°	90°	24°	66°

Иногда гранат совместно с биотитом развивается вокруг пойкилитовых включений кальцита, заключенных в клинопироксене или микроклине:

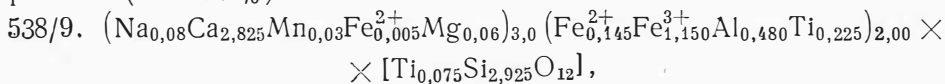


Форма реакционного граната обычно ксеноморфная, неправильная, а размер зерен не превышает первых миллиметров. В сиенитах на контакте с карбонатными ксенолитами гранат иногда имеет кристаллографическую огранку и достигает в поперечнике 1—2 см. Но чаще он образует в породе отдельные прихотливые стяжения или заполняет небольшие жилки.

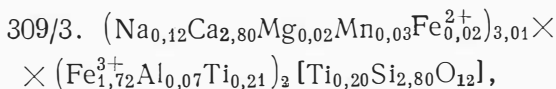
Цвет граната преимущественно черный или коричневаточерный, просвечивающий в сколе бурый. Реже отмечаются более светлые желтовато-бурые его разновидности.

В иммерсии гранат бурый или коричневатожелтый. Показатели преломления у гранатов из эндоконтактных зон (обр. 538/9 и 414/1) много ниже, чем у гранатов центральных частей интрузии (1,837—1,848 и 1,900—1,904 соответственно). Разным показателям преломления отвечают и разные химические составы минералов (табл. 13). Расчет кристаллохимической формулы произведен по схеме А. А. Кухаренко и Э. А. Багдасарова (1962).

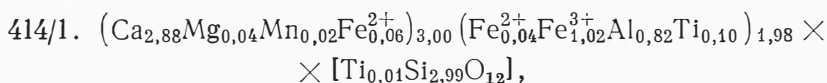
Кристаллохимическая формула и компонентный состав* гранатов (в мол. %):



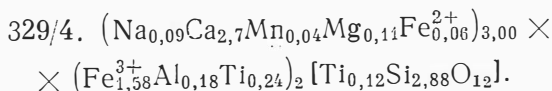
альмандина — 0,15, спессартина — 1,0, пироп — 2,0, гроссуляра — 20,85, андрадита — 64,75, меланита — 11,25;



альмандина + спессартина — 1,5, пироп — 0,5, гроссуляра — 1,0, андрадита — 86,0, меланита — 11,0;



альмандина — 4,1, гроссуляра — 36,4, андрадита — 52,6, меланита — 5,5, пироп — 1,4;



альмандина — 1,5, спессартина — 1,5, пироп — 4,0, гроссуляра — 2,0, андрадита — 79,0, меланита — 12,0.

В гранате из дитроитов отмечается некоторое преобладание трехвалентного титана над четырехвалентным; соотношение $\text{Ti}^{3+} : \text{Ti}^{4+}$ как (50—66%):(50—34%). По количеству титана гранаты следует относить к типичным меланитам.

* При пересчете на минералы часть Fe^{2+} была отнесена к Fe^{3+} .

Химический состав и показатели преломления граната

Описаны	538,9	309/3	414/1	329/4
SiO ₂	35,16	32,85	37,15	34,00
TiO ₂	4,76	6,30	1,85	5,70
Al ₂ O ₃	4,86	0,67	8,65	1,83
Fe ₂ O ₃	18,33	23,90	16,40	21,85
FeO	2,16	2,78	1,44	3,62
MnO	0,43	0,52	0,27	0,55
MgO	0,52	0,17	0,34	0,86
CaO	31,73	30,71	32,80	29,84
Na ₂ O	0,40	0,76	0,25	0,49
K ₂ O	0,33	0,18	0,03	0,14
P ₂ O ₅	—	0,10	—	—
H ₂ O+	—	—	0,61	—
H ₂ O-	0,32	0,22	0,15	0,32
п. п. п.	0,80	0,38	н. о.	0,80
Сумма	99,81	99,54	100,00	100,00
Показатели преломления	1,848	1,904	1,837	1,900

По сравнению с гранатом щелочных пород для контактового граната характерны значительные количестваgrossулярового минала (20,85—36,4 мол. %) и несколько пониженное— андрадитового компонента (64,75—52,6 мол. % против 85,1—80,0 мол. %).

Карбонат. В породах Сынныра карбонат распространен хотя и в незначительном количестве, но повсеместно. Размеры его зерен обычно микроскопические, но иногда выделяются и более крупные выделения, заполняющие пространство между основными породообразующими минералами. Карбонаты окрашены в грязно-белые, желтоватые тона. Нами выделяются две генерации карбонатов (гл. III): карбонаты, находящиеся в реакционных взаимоотношениях с породообразующими минералами сиенитов, и явно постмагматические, заполняющие трещинки и ослабленные зонки породы. Форма зерен карбоната самая разнообразная.

По оптическим константам в числе карбонатов присутствует как кальцит ($N_g' = 1,662 - 1,664$; $N_p' = 1,483$), так и доломит ($N_g' = 1,680 - 1,682$; $N_p' = 1,507$).

Сфен отмечается в аксессуарных количествах. В эндоконтактах с известняками содержание титанита значительно увеличивается. В этих случаях несколько возрастают и размеры минерала. Цвет сфена коричневый. Форма конвертообразная, часто неправильная. $N_g' = 1,990$; $N_p' = 1,897$.

Скаполит на массиве имеет узко локальное распространение. Его содержание в породах варьирует от 0 до 80—90%. Нами выделено два разногенетических типа скаполита: образовавшийся в результате взаимодействия сиенитовой магмы с вмещающими карбонатными породами и возникший в результате постмагматической переработки сиенитов. Цвет скаполита желтовато-серый, грязно-белый.

При химическом анализе (табл. 14) обнаружилось, что обе выделяемые разновидности скаполита — контактовый (обр. 413/1) и метасоматический (обр. 627/1) — относятся к мариалиту — дипиру, содержащему 36,6—37 мол. % мейонитового компонента.

Из нижеприведенных кристаллохимических формул видно, что образование более раннего контактового скаполита происходило при несколько повышенных потенциалах калия. Кристаллохимическая формула и компонентный состав (в мол. %):

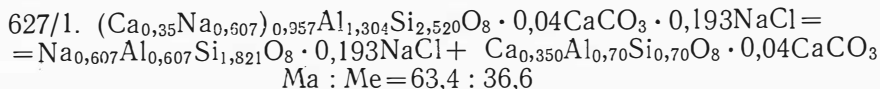
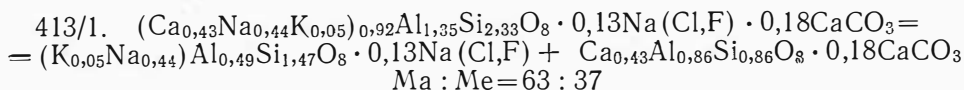


Таблица 14

Химический состав скаполита

Окислы	627/1		413/1		Окислы	627/1		413/1	
SiO ₂	54,50	49,84	Na ₂ O	8,05	6,41				
TiO ₂	0,05	0,05	K ₂ O	1,06	0,80				
Al ₂ O ₃	22,45	24,59	H ₂ O+	2,53	0,77				
Fe ₂ O ₃	0,19	0,25	CO ₂	0,54	0,42				
FeO	0,09	0,09	Cl	2,20	1,50				
MnO	0,06	0,06	F	0,01	0,01				
MgO	0,26	Н. о.	H ₂ O-	0,28	0,24				
CaO	7,81	12,27	П. п. п.	Н. о.	3,46				
			Сумма	100,08	100,76				

Показатели преломления соответствуют: $Ng' = 1,570$, $Np' = 1,540$.

Волластонит отмечается лишь в северо-восточной части массива на контакте сиенитов с вмещающими карбонатными породами, где им слагаются мономинеральные прихотливые зонки, гнезда, шпирсы.

Волластонит, по всей видимости, является контактово-

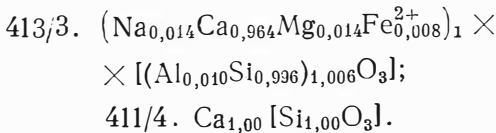
реакционным минералом, возникшим в результате взаимодействия кальцита с алюмосиликатами сиенитовой породы. Окрашен в светлосалатный цвет. Отмечается в виде волокнистых, сноповидных агрегатов и характеризуется следующими оптическими свойствами:

Таблица 15

Химический состав волластонита

Окислы	413/3		411/4		Окислы	413/1		411/4	
SiO ₂	50,88	50,25	CaO	46,04	46,31				
TiO ₂	Н. о.	0,07	Na ₂ O	0,37	0,50				
Al ₂ O ₃	0,43	0,21	K ₂ O	0,04	0,12				
Fe ₂ O ₃	0,04	0,13	P ₂ O ₅	—	0,06				
FeO	0,36	0,60	П. п. п.	0,80	1,88				
MnO	0,12	Сл.	H ₂ O-	0,36	0,24				
MgO	0,52	Н. о.	Сумма	99,96	100,37				

$Ng' = 1,630$; $Np' = 1,615$; $2V = -36^\circ$. Химический состав минерала приведен в табл. 15. Кристаллохимическая формула волластонита:



МАССИВ БУРПАЛА

Калинатовый полевой шпат — основной силикатный минерал всех интрузивных пород, слагающих Бурпалу. Его содержание в сиенитах почти никогда не падает ниже 50%.

Как правило, калинатовый полевой шпат — самый идиоморфный минерал, но иногда из-за наложенной альбитизации он приобретает неправильную форму. Поздний калинатовый полевой шпат II (гл. III)

обычно теряет свою идиоморфность: в общем хотя и сохраняется его таблитчатая форма, но очертания зерен обычно неправильные, иногда зубчатые.

Нередко, особенно в центральных частях интрузии, таблицы калинатового полевого шпата ориентированы параллельно друг другу, в результате чего создается трахитоидность породы.

Калинатовый полевой шпат интрузивных пород — серый, темно-серый, а в метасоматитах — грязно-белый, очень напоминающий по внешнему виду плагиоклаз.

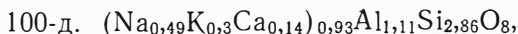
Химически проанализированы два калинатовых шпата: один (обр. 100-д) из массивных кварцевых сиенитов, другой (обр. 120) из пуласкитов центральной части интрузии. Приведенным химическим составам (табл. 16) соответствуют следующие кристаллохимические

Т а б л и ц а 16

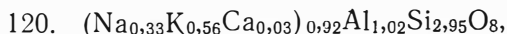
Химический состав калинатового шпата

Окислы	100-д	120	Окислы	100-д	120
SiO ₂	63,55	64,70	CaO	3,12	0,60
TiO ₂	0,20	0,45	Na ₂ O	5,68	3,80
Al ₂ O ₃	20,97	19,15	K ₂ O	4,84	9,72
Fe ₂ O ₃	0,41	0,49	P ₂ O ₅	0,13	0,06
FeO	0,18	0,21	П. п. п.	0,64	0,54
MnO	Сл.	Сл.	H ₂ O—	0,31	0,15
MgO	0,26	0,09	С у м м а	100,29	99,96

формулы и компонентные составы (в мол. %) (при вычитании соответствующих количеств железа на эгирин):



альбита — 52,69, ортоклаза — 32,23, анортита — 15,06;



альбита — 35,87, ортоклаза — 60,87, анортита — 3,26.

Значительное количество альбитового минала в составе калинатового шпата можно связывать с широко развитой альбитизацией (гл. III), а различные соотношения ортоклазового и альбитового компонентов, вероятно, следует объяснять различной степенью натрового ощелочения, наложенного на анализируемые минералы.

По оптическим константам исследуемые калинатовые шпаты практически не отличаются друг от друга: $Ng' = 1,531 - 1,533$; $Np' = 1,524$. Из приведенных данных следует, что калишпаты из пуласкитов Бурпалы и Сынныра обнаруживают некоторое сходство по химизму и оптическим данным.

Нефелин на Бурпале эпизодичен, встречается узко локально и лишь в щелочных трахитоидных сиенитах и их пегматитах, а также в нефелинизированных биотит-эгириновых роговиках экзоконтакта. Содержание нефелина в породе очень неравномерно — от 0 до 15—20%. Размеры зерен варьируют от нескольких миллиметров до 3—7 см. В пуласкитах нефелин ярко-красного, а в нефелинизированных роговиках — темно-серого цвета. В первых минерал полностью замещен вторичными продуктами (шпреуштейном), во вторых нефелин свеж.

Таблица 17 В щелочных сиенитах нефелин ксеноморфен,

№ обр.	K ₂ O	Na ₂ O
533/АГ	6,18	14,27
616/БГ	6,26	15,70

а в роговиках иногда отмечаются идиоморфные зерна.

Методом пламенной фотометрии аналитиком А. С. Суржко (ИГиГ СО АН СССР) были определены содержания щелочей в нефелинах из пуласкита (обр. 533/АГ) и из нефелинизированного роговика (обр. 616/БГ). По этим данным (табл. 17), если

не принимать во внимание имеющийся в каждом природном нефелине избыточный кварц, анализируемые фельдшпатоиды характеризуются следующими соотношениями нефелинового и кальцитового компонентов: 77,7:22,3 и 79:21 соответственно. Данные соотношения несколько отличаются по своим значениям от рассмотренных выше аналогичных соотношений для сыннырских нефелинов.

Показатели преломления нефелина: $N_{g'} = 1,540$; $N_{p'} = 1,530$.

Пироксен в породах Бурпалы — ведущий фсмический минерал. Он представлен в той или иной мере эгиринизированным диопсидом. Наиболее глубокое щелочение минерала отмечается в центральных частях интрузии, в трахитоидных пуласкитах, где он нередко представлен чистым эгирином. Пироксен окрашен в зеленый цвет, имеющий более светлый оттенок при интенсивной эгиринизации. Форма его зерен менее идиоморфная, чем у калишпата, а их размер достигает 2—3 мм в среднезернистых породах массива и первых сантиметров в пегматоидных разностях.

Таблица 18

Окислы	Вес. %	Окислы	Вес. %
SiO ₂	49,35	CaO	16,20
TiO ₂	0,50	Na ₂ O	3,93
Al ₂ O ₃	2,20	K ₂ O	0,48
Fe ₂ O ₃	10,58	P ₂ O ₅	0,26
FeO	7,39	H ₂ O—	0,26
MnO	0,56	П. п. п.	1,02
MgO	7,33	Сумма	100,06

Показатели преломления диопсида: $N_{g'} = 1,732$; $N_{p'} = 1,697$. Химический состав пироксена из пуласкита приведен в табл. 18. Данному составу соответствует следующая кристаллохимическая формула и компонентный состав (в мол. %):

$(K_{0,02}Na_{0,29}Ca_{0,57}Mn_{0,01})_{0,99} (Mg_{0,42}Fe_{0,24}^{2+} \times Fe_{0,30}^{3+}Al_{0,01}Ti_{0,01})_{0,98} [Al_{0,09}Si_{1,91}O_6]$,
эгирина — 31,3, диопсида — 43,7, геденбергита — 24,9. В позднем эгирине определялись* только щелочи, содержания которых следующие (в вес. %): K₂O — 0,40, Na₂O — 11,60.

ЩЕЛОЧНЫЕ МАССИВЫ БОРГОЙ И БОЦИ

Калинатовый полевой шпат — основной калиево-натриевый минерал боргойских и боцийских сиенитов. Его количество в породе не бывает ниже 40—50%.

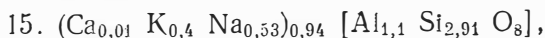
Калинатовый шпат — серого, темно-серого цвета; размеры его зерен колеблются от субмикроскопических в мелкозернистой основной массе эндоконтрактных сиенитов до 5—6 см в пегматоидных разностях. Обычно калинатовый шпат имеет более идиоморфные очер-

* Определение щелочей производилось методом пламенной фотометрии аналитиком А. С. Суржко, ИГиГ СО АН СССР.

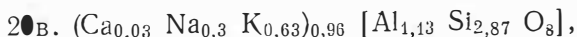
тания, чем нефелин. Изредка мелкие зерна его содержатся в эгирине.

Нами выделяется две генерации калинатрового шпата (гл. III): раннемагматическая, генетически связанная с основным этапом кристаллизации щелочных и нефелиновых сиенитов, и более поздняя, образовавшаяся на последних стадиях формирования пород. Калишпат нередко альбитизирован.

В табл. 19 приводится химический состав боргойского калинатрового шпата. Его кристаллохимическая формула и ее пересчет на условные миналы* (в мол. %):



альбита — 56,38, ортоклаза — 42,55, анортита — 1,06;



альбита — 31,25, ортоклаза — 65,62, анортита — 3,12. Анализируемый калинатровый полевой шпат чрезвычайно богат альбитовым компонентом. Это обогащение, по всей видимости, правильнее всего связывать с наложенной альбитизацией (гл. III). Показатели преломления калинатрового шпата: $N_{g'} = 1,5355$; $N_{p'} = 1,5215$.

Таблица 19

Химический состав калинатрового шпата

Окислы	15		Окислы	20в	
	15	20в		15	20в
SiO ₂	64,00	62,95	CaO	0,24	0,60
TiO ₂	0,07	Сл.	Na ₂ O	5,96	3,40
Al ₂ O ₃	20,56	21,12	K ₂ O	6,96	10,82
Fe ₂ O ₃	0,25	0,08	P ₂ O ₅	0,07	Сл.
FeO	0,11	0,19	П. п. п.	1,31	0,47
MnO	Сл.	Сл.	H ₂ O—	0,24	0,17
MgO	0,34	0,26	Сумма	100,11	100,16

Плагиоклаз, сингенетичный основным порообразующим минералом, отмечается только в эндоконтактных зонах интрузий, где он, вероятно, является гибридным минералом. Для рассматриваемых массивов, особенно для Боргоя, характерен в основном послемагматический плагиоклаз, связанный с наложенной альбитизацией.

Плагиоклаз — белый, сахаровидный. Зерна его имеют самую разнообразную форму и размеры. Показатели преломления альбита II: $N_{p'} = 1,518—1,524$; $N_{g'} = 1,539—1,540$.

Нефелин. В рассматриваемых породах содержание фельдшпатоида неравномерное — от 0 до 50%. При этом совершенно не отмечается пространственной разобщенности щелочных и нефелиновых сиенитов.

Размер зерен нефелина колеблется от первых миллиметров до первых сантиметров. В штуфе боргойский нефелин серый, зеленовато-серый, в шлифе — бесцветный. Нефелин Боци имеет грязно-зеленый оттенок, обусловленный далеко зашедшей либнеритизацией и шпреуштейнизацией минерала.

Довольно часто в нефелине отмечаются твердые включения эгирина, биотита, калишпата, либнерита и канкринита. Ксеногенные включения располагаются обычно параллельно плоскостям спайности нефелина, а послемагматические — на периферических частях его зерен или по трещинкам.

* При пересчете из состава калинатрового шпата исключались соответствующие количества эгиринового компонента.

Показатели преломления боргойских и боцийских нефелинов одинаковые и варьируют в пределах от 1,539 до 1,544 по Ng' и от 1,5355 до 1,5415 по Np' .

Химически проанализировано два боргойских нефелина (табл. 20). При пересчете на условные миналы все железо относилось к эгирину, находящемуся в нефелине в виде примеси. Приведенным химическим

Таблица 20

Таблица 21

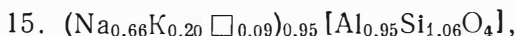
Химический состав нефелина

Химический состав пироксена

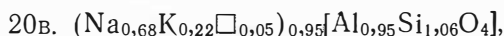
Окислы	Химический состав нефелина		Окислы	Химический состав пироксена	
	15	20в		15	20в
SiO ₂	45,40	44,20	CaO	Н. о.	0,24
TiO ₂	—	—	Na ₂ O	14,13	14,80
Al ₂ O ₃	32,52	32,47	K ₂ O	6,20	6,52
Fe ₂ O ₃	0,92	0,89	H ₂ O—	0,44	0,36
FeO	0,09	0,13	П. п. п.	1,41	0,69
MnO	Сл.	Сл.	С у м м а		
MgO	0,26	0,34		100,14	100,64

Окислы	Химический состав пироксена		Окислы	Вес. %
	Вес. %	Окислы		
SiO ₂	51,15	CaO	4,08	
TiO ₂	1,00	Na ₂ O	10,50	
Al ₂ O ₃	2,72	K ₂ O	0,30	
Fe ₂ O ₃	26,22	P ₂ O ₆	0,13	
FeO	1,62	П. п. п.	0,83	
MnO	0,42	H ₂ O—	Н. о.	
MgO	0,69	С у м м а		
			99,66	

составам нефелина соответствуют следующие кристаллохимические формулы и компонентный состав (в вес. %):



нефелина — 68,2, кальсилита — 22,6, кварца — 9,2;



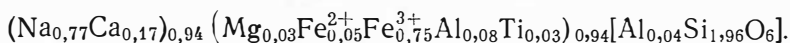
нефелина — 70,5, кальсилита — 23,0, кварца — 6,5. При несколько повышенном избыточном содержании кремнезема (6,5—9,2%) боргойский нефелин приближается по составу к мирупольскому (Morozewicz, 1930).

Пироксен наряду с биотитом является основным цветным минералом щелочных пород рассматриваемых массивов. Местами он — единственный фемический минерал сиенитов, а чаще сопровождается биотитом. Количество пироксена варьирует от 5 до 15—20%. В сиенитах Боргоя наблюдается заметное обеднение пироксеном южных частей интрузии, а на Боци данный минерал довольно равномерно распределен по всему массиву.

Микроскопически пироксен густо-грязно-зеленого цвета, иногда с буроватым налетом гидроокислов железа. Он встречается в виде ксеноморфных зерен, реже — призматических удлинённых кристаллов. В пегматоидных гнездах пироксен иногда представлен прихотливыми выделениями.

В шлифе пироксен зеленый с заметным плеохроизмом от желтоватобурого до зеленого. Его показатели преломления: $Ng' = 1,792—1,813$; $Np' = 1,750—1,762$.

Мы располагаем одним химическим анализом эгирина (табл. 21). Его кристаллохимическая формула имеет вид

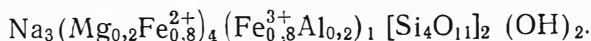


При пересчете на условные миналы получаем (в мол. %): эгирина — 81,9, диопсида — 3,9, геденбергита — 6,45, чермакита — 7,75.

Таким образом, рассматриваемый пироксен является существенно эгириновым и его образование должно было происходить при повышенном потенциале натрия.

Амфибол встречается много реже. Он отнесен нами к реакционным минералам (гл. III).

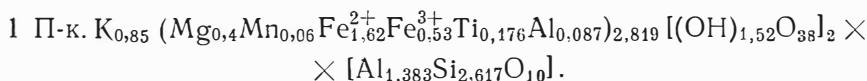
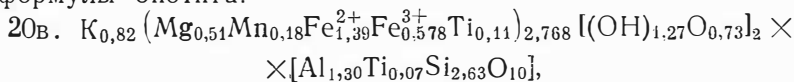
Щелочной амфибол окрашен в синевато-черный цвет. Размер его зерен обычно не выше 2—3 мм. Судя по оптическим константам ($Ng' = 1,733$; $Np' = 1,717$; $2V = -42,5^\circ$, $c Np = 20^\circ$) амфибол относится к арфведсониту. Для выяснения его примерного химического состава мы использовали диаграмму Треггера (Trögger, 1952), по которой железистость минерала приблизительно соответствует 80%. Упрощенная формула арфведсонита будет иметь следующий вид:



Биотит распространен в массивах довольно широко. В пегматоидных нефелиновых сиенитах он представлен крупными самостоятельными таблицами, но чаще отмечается в виде мелкочешуйчатого агрегата, который обычно встречается совместно с эгирином. Минерал смоляно-черного цвета, а в иммерсии окрашен в буровато-зеленые тона с заметным плеохроизмом от желтовато-бурого до темно-зеленого. Биотит в обоих описываемых массивах характеризуется почти одинаковыми оптическими свойствами: для Боци $Nm' = 1,650 - 1,651$; для Борго $Nm' = 1,657 - 1,664$.

Химически проанализированы мелкочешуйчатый (обр. 20в) и толсто-таблитчатый (обр. 1-к) биотиты (табл. 22).

Относя всю Na_2O и соответствующие молекулярные количества Fe^{3+} и кремния к эгирину, получаем следующие кристаллохимические формулы биотита:



Железистость F (в мол. %) соответственно 80,8 и 84,6.

Карбонат — часто встречающийся минерал сиенитов. Он отмечается в двух генерациях: карбонат I представлен ксеноморфными мелкими зернами, находящимися в более крупных лейстах лейкократовых минералов; зерна карбоната II тоже ксеноморфны, но тяготеют к ослабленным зонкам. Минерал окрашен в буровато-желтые цвета. Показатели преломления: $Ng' = 1,663$; $Np' = 1,482$, что позволяет отнести карбонат к кальциту.

Сфен относится к числу редких, но повсеместно распространенных минералов. Его содержание колеблется от аксессуарных количеств до нескольких процентов. Минерал окрашен в коричневатые цвета. Форма зерен чаще неправильная, иногда конвертообразная.

Таблица 22

Химический состав биотита

Окислы	20в		1-к		
	20в	1-к	Окислы	20в	1-к
SiO_2	34,75	32,05	CaO	3,60	0,24
TiO_2	2,45	2,90	Na_2O	2,20	0,40
Al_2O_3	10,96	15,33	K_2O	6,42	8,16
Fe_2O_3	13,30	8,56	P_2O_5	0,16	0,08
FeO	16,61	23,20	H_2O^+	1,91	2,98
MnO	2,09	0,99	H_2O^-	0,35	0,62
MgO	3,45	3,28	П. п. п.	1,69	0,79
			С у м м а		
			100,04	99,50	

Таким образом, проведенные исследования показали, что калийные породообразующие минералы Сыныра обладают специфическим составом, характеризующимся значительным содержанием калия. Кроме того, для этого массива характерно количественное преобладание калиевых минералов над натриевыми. Вероятно, эти особенности следует объяснять значительной активностью калия на всех этапах минералообразования.

Для боргойских сиенитов характерны как калиевые, так и натриевые породообразующие минералы при сравнительно одинаковой роли щелочей в их составе. Приходится предполагать, что минералообразование на Боргое происходило при одинаково высоких, но временами частично изменяющихся потенциалах щелочей.

При исследовании некоторых минералов была также выявлена определенная закономерная зависимость показателей преломления от химического состава.

АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ

В данной главе с помощью диаграмм состав — парагенезис рассматривается связь между химическим и минералогическим составом щелочных и нефелиновых пород изучаемых плутонов. В Северо-Байкальской щелочной провинции парагенетически анализируются лишь щелочные и нефелиновые сиениты Сынныра, а в Джидинской горной стране породы Боргоя и Боци рассматриваются совместно.

Для каждой рассматриваемой группы интрузий приводится химический состав их пород. Затем кратко рассматривается роль отдельных компонентов в составе основных породообразующих минералов. Основываясь на минералогическом правиле фаз Д. С. Коржинского (1936, 1959), из числа основных породообразующих компонентов системы выделяются вполне подвижные и инертные. Потенциалы K_2O и Na_2O принимаются за факторы, определяющие тип парагенезисов. На основании реальных составов минералов рассчитываются все возможные моновариантные реакции между минералами системы при условии замкнутости ее в отношении инертных компонентов и открытости — вполне подвижных. По данным этих реакций построены невариантные узлы, пучки Скрейнемакерса (1948), которые затем увязывались в определенные мультисистемы, обладающие отрицательным числом степеней свободы. Эти диаграммы дают наиболее полное представление о возможном многообразии минеральных ассоциаций и показывают зависимость изменения парагенезисов от изменения химических потенциалов щелочей. В конце парагенетического обзора даются некоторые выводы о направленности химического процесса при минералообразовании.

ЩЕЛОЧНАЯ ИНТРУЗИЯ СЫННЫР

Вещественный состав щелочных и нефелиновых пород массива охарактеризован 38 полными силикатными анализами. В табл. 23 отражены осредненные химические составы важнейших типов пород, наиболее широко развитых на Сынныре и представляющих собой основную стадию минералообразования. Для этих пород характерно резкое преобладание калия над натрием. Общая сумма щелочей никогда не опускается ниже 13—15%.

Содержание глинозема в сыннырских сиенитах довольно высокое (17,5—21,5%). Поэтому отношение суммы молекулярных количеств щелочей Na_2O и K_2O к молекулярному количеству Al_2O_3 , т. е. коэффициент

Химический состав* щелочных пород Сынныра

Порода	Колич. анали- зов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Na+K
											Al
Дитроит ...	18	57,60	0,34	21,43	0,89	1,24	0,37	1,10	4,68	11,88	0,96
Фойяит	10	52,44	0,89	17,54	4,00	3,15	2,95	5,98	4,00	7,92	0,87
Пуласкит...	10	59,60	0,60	18,50	2,71	2,00	1,63	3,20	3,38	8,96	0,83

*Химические анализы были в основном выполнены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР и лишь частично (5 анализов фойяитов и 7 пуласкитов) позаимствованы из работы Г. В. Андреева (1965.)

агпантности, всегда меньше 1 (табл. 23), что позволяет относить породы к миаскитовому типу.

По соотношению кремнезема с другими окислами рассматриваемые породы относятся к недосыщенным, что подтверждается отсутствием в составе пород кварца и наличием фельдшпатондов.

Содержания Fe₂O₃, FeO, MgO, CaO, TiO₂ в сыннырских породах довольно значительные (табл. 23), особенно в пуласкитах и фойяитах. Это прежде всего следует объяснить высоким содержанием феррических минералов в данных породах, в состав которых эти элементы входят в существенном количестве. В дитроитах железо сегрегируется в составе биотита, а в трахитоидных породах совместно с CaO и MgO — в пироксене. Определенная часть закиси и окиси железа, а также двуокиси титана заключена в акцессорном титаномагнетите. Значительное количество кальция связывается с повсеместно распространенным кальцитом, акцессорным апатитом и сфеном, а также входит в состав гранатов в виде гронсуляр-андрадитового минала. Магний отмечается в составе биотита и амфибола. TiO₂ характерен для граната, биотита, сфена и частично рассеян в виде изоморфной примеси в пироксене.

Исходя из наблюдаемых взаимоотношений породообразующих минералов (гл. III), относим CaO, H₂O, CO₂, Na₂O, K₂O, O к вполне подвижным компонентам. Этот вывод подтверждается также расчетом реакционных превращений минералов с учетом реальных составов: процесс реакционного минералообразования обязательно протекает либо с поглощением, либо с выделением этих компонентов. Окись кальция относим к избыточным компонентам системы, поскольку её содержание в рассматриваемых породах много выше кларкового по Дели (3,4% против 2,51%). CaO присутствует во многих минералах и, кроме того, выпадает в виде отдельной фазы — высокотемпературного кальцита (гл. III, VI).

TiO₂ обладает промежуточными свойствами. Все остальные элементы: железо, магний, кремний и алюминий — принимаем за инертные виртуальные, которыми будут определяться условия равновесия системы, причем для железа и магния принимаем полную изоморфную смесимость.

Ряд химической подвижности для Сынныра будет иметь следующий вид: CO₂, H₂O, K₂O, Na₂O, CaO, TiO₂ (Fe, Mg) O, SiO₂, Al₂O₃.

Как известно (Коржинский, 1957), в магматических системах минералообразование определяется поведением вполне подвижных компонентов, прежде всего химическими потенциалами щелочей. От последних зависит и устойчивость минеральных ассоциаций на различных этапах становления интрузии. Однако сам ход минералообразования зависит от перераспределения инертных виртуальных компонентов.

Перейдем к рассмотрению парагенетических взаимоотношений минералов в конкретной физико-химической системе, состоящей из 6 минералов

лов: ортоклаза, нефелина, пироксена, биотита, амфибола и избыточного кальцита. Для расчета всех возможных моновариантных реакций, идущих без участия одного из минералов* ($3 + 2 - 4 = 1$), были приняты следующие усредненные, но близкие к реальным составы:

ортоклаз (Орт) — $K_{0,8}Na_{0,2}[AlSi_3O_8]$,

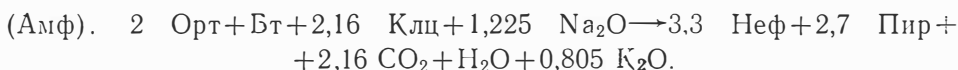
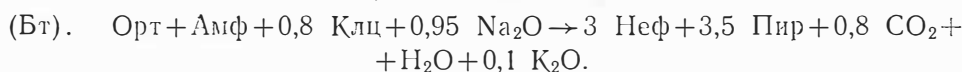
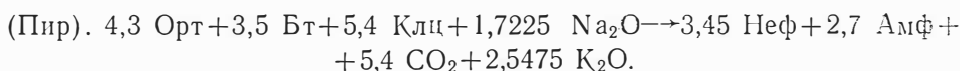
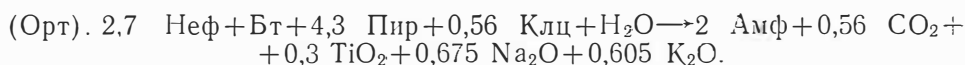
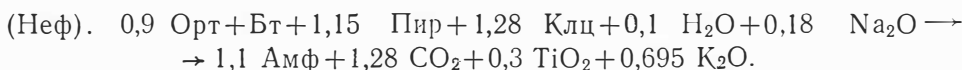
нефелин (Неф) — $Na_{0,7}K_{0,3}[AlSiO_4]$,

пироксен (Пир) — $(Na_{0,2}Ca_{0,8})(Mg_{0,6}Fe_{0,2}^{2+}Fe_{0,2}^{3+})[Si_2O_6]$,

биотит (Бт) — $K(Mg_{0,9}Fe_{1,2}^{2+}Fe_{0,6}^{3+}Ti_{0,3})(OH)_2[Al, Ti_{0,3}Si_{2,7}O_{10}]$,

амфибол (Амф) — $(Na_{0,7}K_{0,3}Ca_2)(Mg_{1,5}Fe_2^{2+})Al(OH)_2[Al, Si_7O_{22}]$.

Для кальцита был принят нормативный состав. Ниже приводятся уравнения этих моновариантных реакций.



Как видим, парагенетические взаимоотношения основных породообразующих минералов довольно просты и обусловлены 3—4 минеральными ассоциациями, определяемыми наличием или отсутствием нефелина и амфибола. Закономерности изменений этих ассоциаций наглядно иллюстрируются диаграммой (рис. 36).

При рассмотрении данной диаграммы отмечаем, что при низких величинах потенциалов щелочей наиболее устойчивы пироксен. Повышение $\mu\text{Na}_2\text{O}$ влекло за собой разложение вначале биотита, а затем ортоклаза. При очень высоких потенциалах обеих щелочей разлагался амфибол. Нефелин неустойчив при средних потенциалах K_2O . С возрастанием величины $\mu\text{K}_2\text{O}$ поле устойчивости фельдшпатоида сокращается, даже несмотря на значительные $\mu\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 36, поле 2). В этих условиях наблюдаются Орт—Бт—Пир ассоциации, характерные для трахитоидных щелочных пород.

Образование нефелина возможно при относительно низких потенциалах щелочей (рис. 36, поле 4). Повышение $\mu\text{Na}_2\text{O}$ должно было способствовать увеличению поля нефелиновых пород, которые достигали наибольшей распространенности и наибольшей устойчивости в обширном поле 1 (рис. 36) при максимальном значении потенциала Na_2O и значительном — $\mu\text{K}_2\text{O}$. В данном поле характерен бескальцищпатовый Неф — Пир — Бт парагенезис, отвечающий породам типа ийолит-уртитов. На Сынныре такие породы практически отсутствуют. Приходится предполагать, что при формировании массива активность натрия либо не превышала определенного предела, либо при ее высоком уровне потенциал калия повсеместно оставался также очень высоким, благодаря чему калишпат во всех случаях преобладал. Последнее предположение

* Бескальцитовый луч в условиях избыточности CaO не рассчитывался.

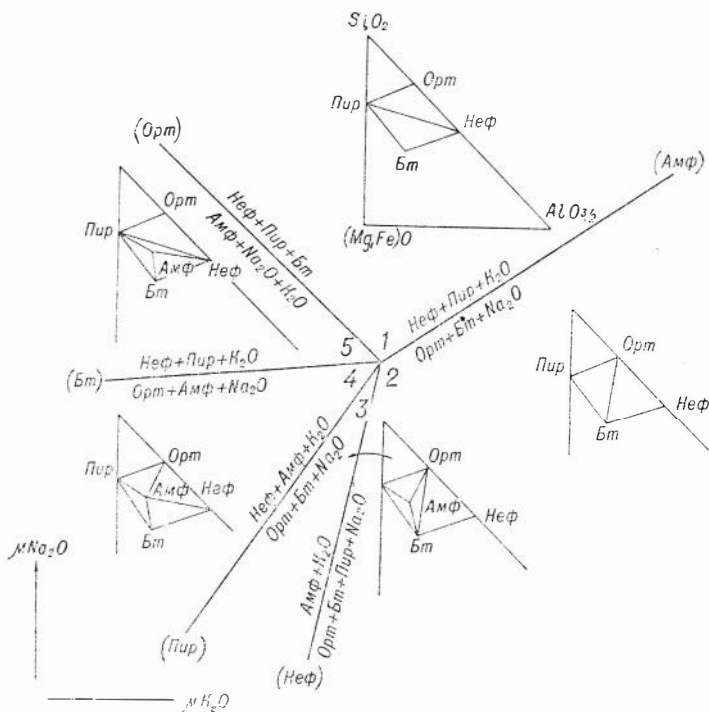
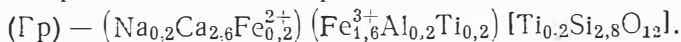


Рис. 36. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе $\text{SiO}_2 - (\text{Mg, Fe})\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3/2$ в зависимости от химических потенциалов щелочей (массив Сынныр).

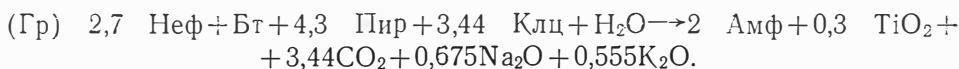
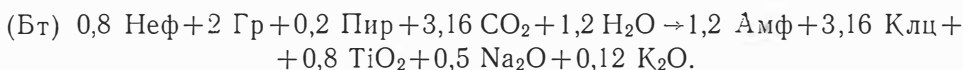
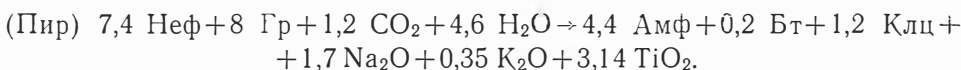
кажется более убедительным. В этом случае минералообразование должно было проходить в условиях, близких к границе 1 и 2 полей (рис. 36), т. е. в условиях разложения амфибола.

Рассмотренные парагенетические взаимоотношения минералов резко усложняются при наличии в породе граната (т. е. при рассмотрении семиминеральной системы). Если последовательно исключать из системы один из минералов, можно построить 6 шестиминеральных невариантных узлов* ($n = 4 + 2 - 6 = 0$), увязывающихся в две стабильные мультисистемы ($3 + 2 - 6 = -1$).

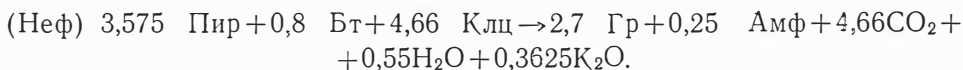
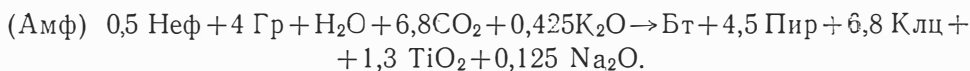
Ниже приводятся все возможные реакционные превращения в системе с учетом реального состава граната



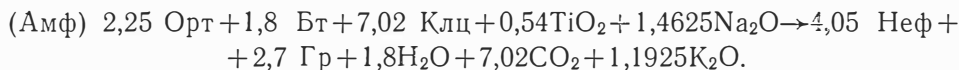
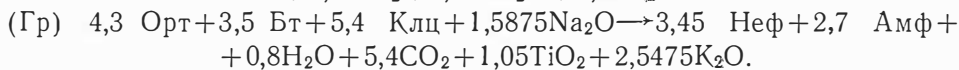
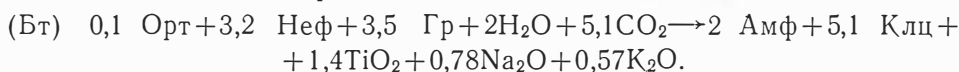
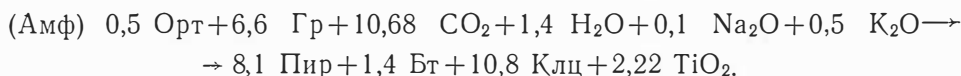
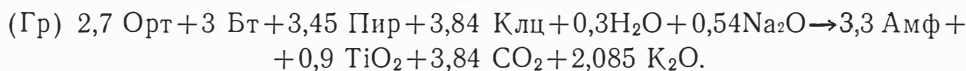
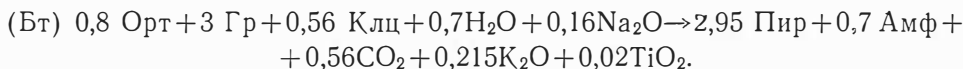
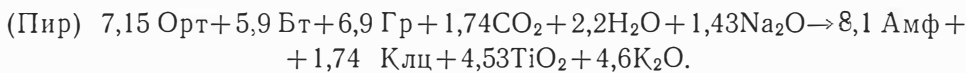
[Орт]



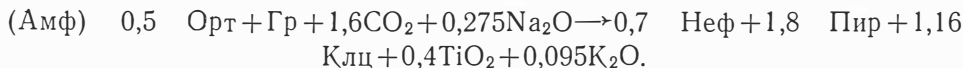
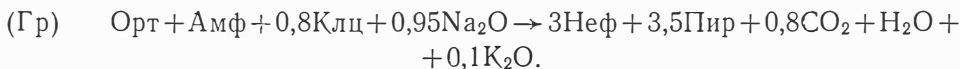
* Бескальцитовый узел не рассчитывался, поскольку CaO избыточный.



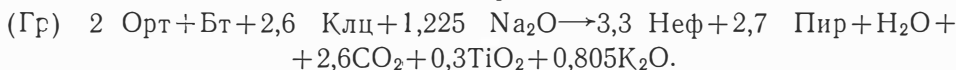
[Неф]



[Бт]



[Амф]



Одна из диаграмм (рис. 37, 38) должна быть метастабильной. Однако обе они увязываются только по трем узлам, следовательно, обе равноценны. Вместе с тем во всех реальных ассоциациях присутствует ортоклаз, а в фельдшпатоидных породах нефелин. Значит, узлы [Орт] и [Неф] можно считать мнимыми, а мультисистему на рис. 37 метастабильной.

Из мультисистем видно, что амфибол устойчив при сравнительно низких значениях потенциалов щелочей (нижняя левая часть диаграммы, рис. 38). В этих условиях широко распространены многоминеральные ассоциации (рис. 38) Орт — Гр — Амф — Бт — Неф (поле 7), Орт — Амф — Бт — Пир (поле 9), Орт — Амф — Пир — Неф — Гр (поле 10), Орт — Гр — Амф — Неф (поле 8). На Сыннырском щелочном массиве такие многоминеральные парагенезисы встречаются редко, что и подтверждается узостью их полей на диаграмме (рис. 38).

Неустойчивым амфибол становился при одновременно высоких потенциалах обеих щелочей. Линия разложения амфибола проходит через [Пир] — [Бт] узлы и соответственно их (Неф) — (Орт) лучи на рис. 38 и через [Неф] — [Гр] — [Орт] узлы и их (Пир) — (Бт) лучи на

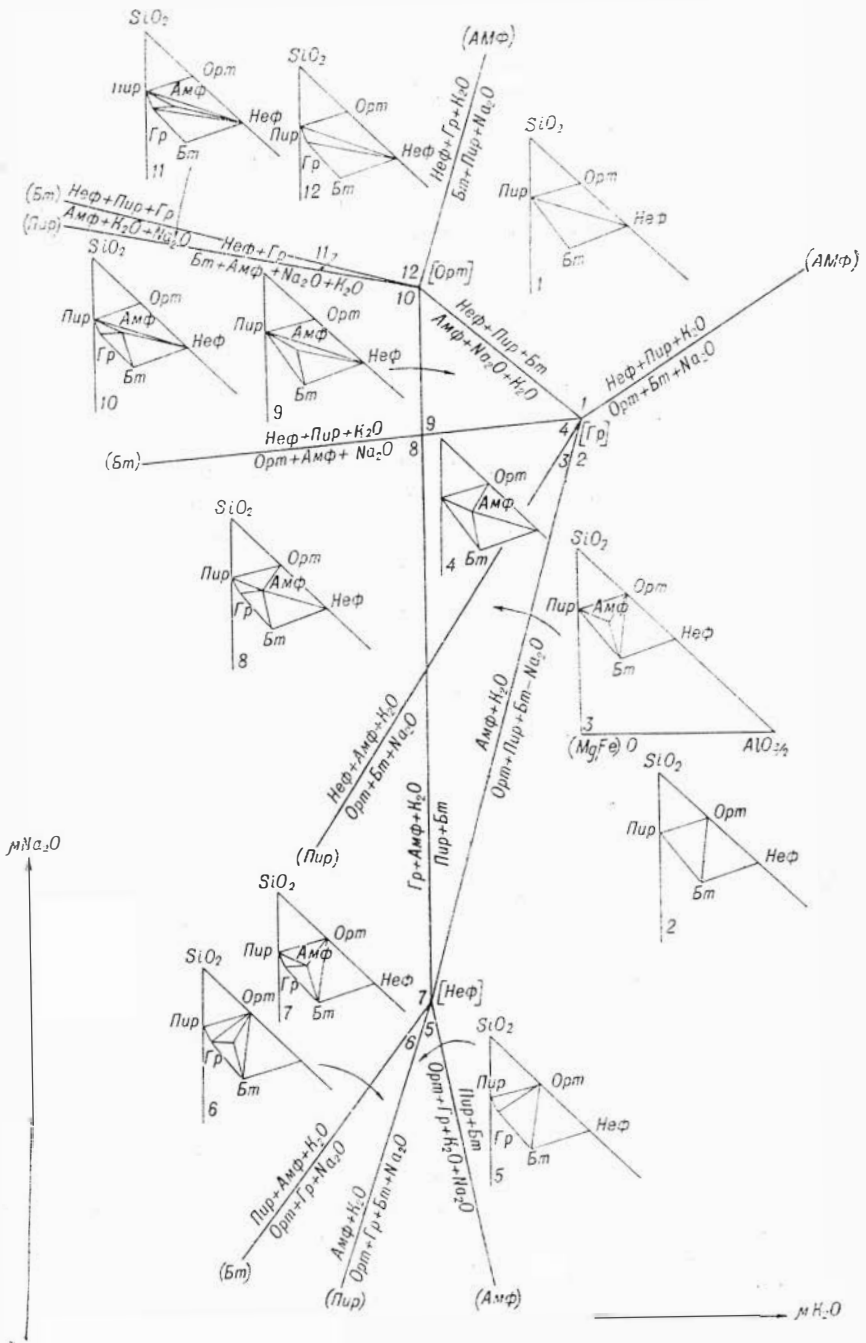


Рис. 37. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе $\text{SiO}_2 - (\text{Mg, Fe})\text{O} - \text{AlO}_{3/2}$ в зависимости от активности щелочей (массив Сынныр).

рис. 37. Вероятно, на устойчивость амфибола преобладающее влияние оказала высокая активность калия, что отчетливо видно из диаграммы на рис. 38. Здесь линия разложения амфибола смещена к ординате $\mu\text{Na}_2\text{O}$. В сторону повышения потенциала K_2O амфибол замещается ортоклазом, биотитом и гранатом, а при высоком потенциале Na_2O — нефелином и гранатом, ассоциирующими с ортоклазом или пироксеном.

Биотит устойчив при сравнительно низких потенциалах щелочей (поле 5, рис. 37). Незначительное уменьшение μ калия резко сокращает поле устойчивости минерала (поле 6, рис. 37). Однако при каком-то среднем значении потенциала калия поле устойчивости биотита резко увеличивается и все более возрастает при дальнейшем одновременном возрастании потенциалов обеих щелочей (поля 4, 3, 2, рис. 37). Левее и выше (Орт) — [Пир] — [Амф] — (Орт) линии на рис. 38 биотит не устойчив.

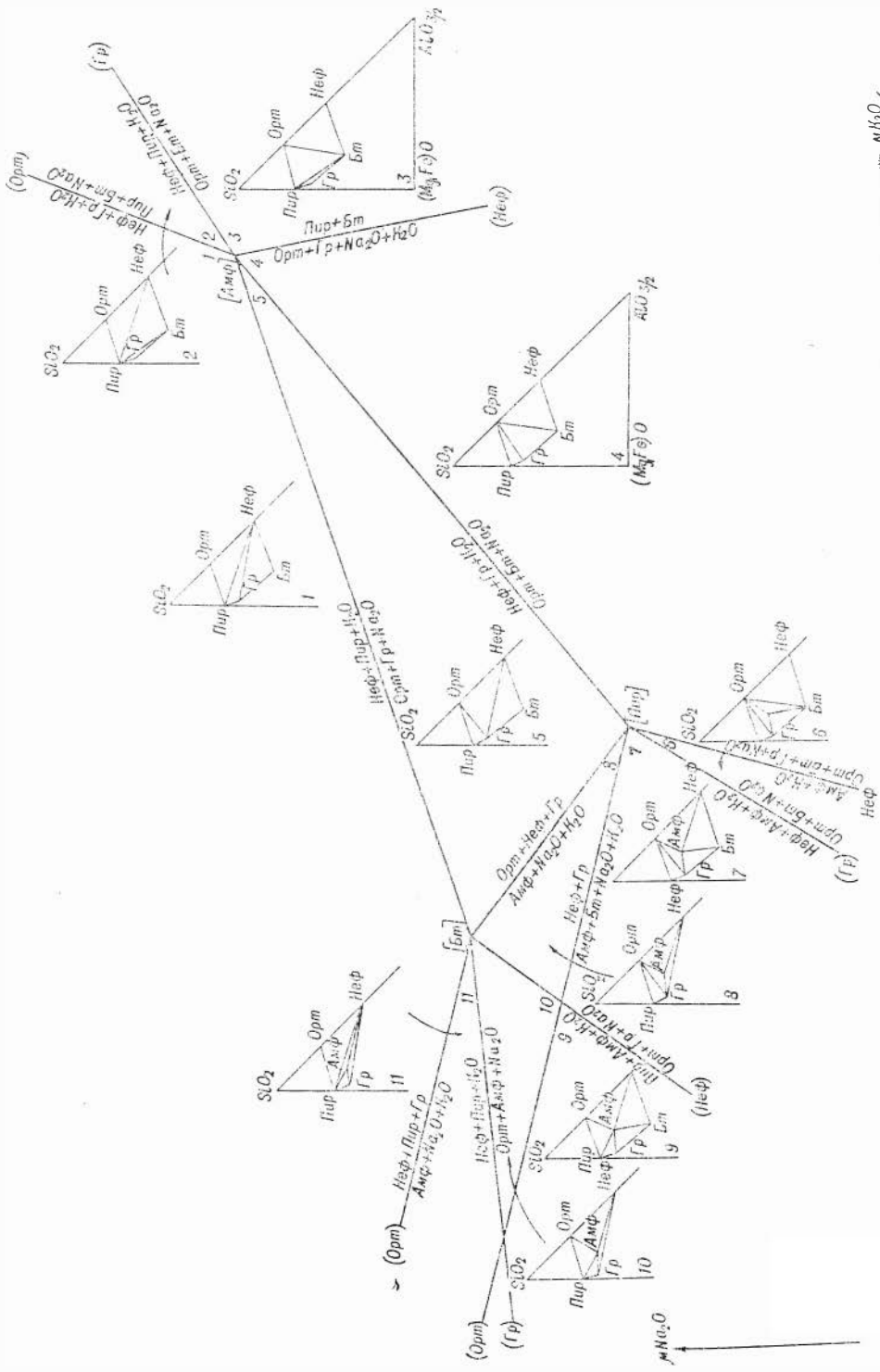
Пироксен устойчив в широкой области потенциалов щелочей, и лишь при каких-то средних их значениях минеральные ассоциации с пироксеном сменяются ортоклаз-гранатовыми. Линия разложения пироксена проходит через [Амф] — [Бт] узлы и их безнефелиновые лучи (рис. 38). Кроме области, ограниченной этой линией, пироксен устойчив при всех потенциалах щелочей.

Титанистый гранат, судя по диаграмме на рис. 38, также широко распространен. При низких потенциалах щелочей он неустойчив лишь в очень узких полях 11 и 6 (рис. 38). Однако при значительных потенциалах калия гранат также разлагается (поля 1, 2, 3, 4, 9 на рис. 37, правая часть диаграммы на рис. 37). Линия разложения граната проходит через [Орт] — [Неф] узлы и их безамфиболовые лучи (рис. 37). Правее этой линии минерал неустойчив.

При очень низких потенциалах щелочей оказывается неустойчивым нефелин (поле 9, рис. 38). Его полное исчезновение наблюдается также в обширной области повышенных потенциалов калия (поля 3, 4 на рис. 38 и поля 2, 3 на рис. 37), для которой характерны ортоклаз-пироксен-биотитовые породы типа щелочных сиенитов. Чрезвычайно широкое развитие ассоциаций калийсодержащих минералов (ортоклаза, биотита), вероятно, следует прежде всего объяснить необычайно высокой ролью калия и глинозема в рассматриваемой физико-химической системе. От этого же фактора, по-видимому, зависит и высокое содержание кальсильитового минала в составе нефелина (в области устойчивости натрового фельдшпатоида).

Ортоклаз широко распространен. Он исчезает лишь при очень высоких значениях потенциала Na_2O (рис. 37). Линия его разложения проходит через [Гр] узел и его (Бт) — (Амф) лучи (рис. 37). Выше и левее этой линии калишпат неустойчив и породы представлены бесполовошпатовыми нефелиновыми разностями.

Таким образом, наиболее обширные поля на диаграммах отвечают областям образования щелочных и нефелиновых пород Сынныра: Орт — Бт — Пир ассоциации характерны для щелочных сиенитов: пуласитов и гедрумитов (поля 3, 4 на рис. 38 и поле 2 на рис. 37), а Бт — Пир — Неф ассоциации — для нефелиновых пород (поле 2 на рис. 38 и поле 1 на рис. 37). В этих полях следует отметить характерную простоту набора ассоциирующих минералов в треугольниках фаз. Вероятно, устойчивый режим высоких потенциалов щелочей в процессе кристаллизации минералов способствовал образованию маломинеральных парагенезисов, т. е. в этих физико-химических условиях реакционный процесс был направлен в сторону образования минимального числа наиболее устойчивых минералов. И, наоборот, как уже отмечалось выше, при малых актив-



Mn₂O₃

ностях щелочей расширялись возможности для образования больших вариационных сочетаний минералов, что видно из диаграмм (рис. 37 и 38, поля их левой нижней части).

Резюмируя сказанное, можно утверждать, что кристаллизация нефелиновых сиенитов происходила в условиях высоких потенциалов натрия при одновременно достаточно высокой активности калия. Возрастание последней приводило к кристаллизации пород либо с очень низким содержанием нефелина, либо совершенно без него (пуласкиты и гедрумиты).

Приводимые в работе диаграммы парагенетических взаимоотношений минералов, отражая закономерности минеральных преобразований с точки зрения химизма, тем не менее не позволили сделать определенных выводов о направленности химического процесса.

МАССИВЫ БОРГОЙ И БОЦИ

Щелочные породы Боргой и Боци химически охарактеризованы 14 полными силикатными анализами, выполненными в лаборатории ИГиГ СО АН СССР и частично позаимствованными из работы Г. В. Смирнова (1963). Сравнивая их осредненные значения (табл. 24) со средними составами нефелиновых сиенитов по Р. Дэли, отмечаем незначительную обогащенность джидинских сиенитов кремнекислотой (56,05% против 54,63%). Тем не менее в джидинских щелочных породах выделений свободного кварца не отмечается, что прежде всего объясняется довольно высоким содержанием щелочей и других менее активных оснований, образующих соединения со всем количеством кремнекислоты.

В сиенитах общая сумма щелочных окислов достигает 12,56% при незначительном преобладании Na^+ над K^+ . Щелочные металлы входят в число как силикатных, так и феррических минералов. В первых щелочи почти не дифференцированы: в состав нефелина калий входит в виде твердого кальсилитового раствора (до 23 вес. %), а в калинатовом полево шпате натрия связан с альбитовым компонентом. В феррических минералах натрия сегрегирован главным образом в эгирине и арфведсоните, а калий входит в состав биотита.

Заокисное и окисное железо является существенным компонентом рассматриваемых пород. Основная масса Fe_2O_3 концентрируется в составе эгирина и акцессорных магнетите и титаномагнетите, частично в биотите, а FeO — в основном в биотите, титаномагнетите и магнетите.

Преобладающая часть кальция, вероятно, входит в состав кальцита, а меньшая — в виде диопсидового минала — в состав пироксена. MgO , P_2O_5 , MnO составляют незначительную часть рассматриваемых пород: 0,32, 0,10, 0,46% соответственно. Пятиокись фосфора идет на образование апатита. Содержания же MnO совершенно недостаточно для

Таблица 24

Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.
Боргой	56,79	0,44	19,56	4,13	2,43	0,89	0,23	1,63	7,55	5,54	0,17	1,13
Боци	55,31	0,16	22,85	3,77	1,40	0,03	0,41	1,54	6,88	5,15	0,02	2,15
Боргой + Боци	56,05	0,30	21,20	3,95	1,91	0,46	0,32	1,58	7,21	5,35	0,10	1,64

образования самостоятельных минералов. Ион Mn^{2+} входит в состав цветных минералов и, вероятно, титаномagnetита, замещая в них ион Fe^{2+} . MgO является составным компонентом магнезиально-железистой слюды — биотита, а также входит в виде диоксидового минала в состав эгирина.

TiO_2 в породах мало, $\sim 0,30\%$. По всей видимости, основная его часть входит в состав широко распространенного сфена и частично титаномagnetита, и лишь незначительная часть TiO_2 представляет собой изоморфную примесь в цветных минералах.

Коэффициент агпаитности джидинских щелочных пород равен 0,82, что позволяет нам относить их к миаскитовому типу.

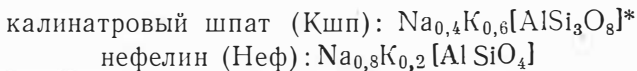
Для парагенетического анализа из ряда элементов, участвующих в магматическом минералообразовании, выделяем вполне подвижные и инертные компоненты. К вполне подвижным относим K_2O , Na_2O , а также CO_2 и H_2O ; TiO_2 обладает промежуточными свойствами: при минералообразовании он выступает как вполне подвижный и как инертный компонент. Все остальные компоненты относим к инертным. Среди последних Si, Al, Fe принимаем за виртуальные инертные компоненты. Магнезию относим к изоморфным компонентам железа. Поскольку кальций входит в состав пироксена и его количества вполне достаточно для образования ранней фазы кальцита, сингенетичной калишпату и нефелину (гл. III), принимаем этот элемент за избыточный, вполне подвижный. Фосфор принимаем за безразличный инертный компонент, так как P_2O_5 входит лишь в состав апатита. Марганец относим к компонентам-примесям.

Таким образом, ряд подвижности компонентов будет иметь следующий вид: CO_2 , H_2O , K_2O , Na_2O , CaO, O, TiO_2 (Fe, Mg) O, SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 .

Как уже отмечалось, ход минералообразования зависит лишь от перераспределения определенных инертных виртуальных компонентов, но изредка допустимо привлечение извне незначительных количеств какого-нибудь другого инертного компонента. Аналогичный случай отмечается и в нашей системе, когда в реакции минералообразования не участвуют сразу два (из 3) фемических минерала. В этом случае мы допускаем возможность дополнительного привлечения железа, аккумулирующегося в аксессуарном магнетите (Mn , Fe_3O_4).

Для боргойских сиенитов характерен в основном семиминеральный комплекс (гл. III): калинатровый полевой шпат, нефелин, эгирин, биотит, арфведсонит, сфен и избыточный кальцит. При последовательном исключении из системы одного из минералов мы можем теоретически (Коржинский, 1957) построить шесть пятиминеральных нонвариантных узлов; седьмой бескальцитовый не входит в стабильные соотношения с другими узлами системы, но остальные 4 узла: [Неф], [Эг], [Бт], [Сф] — увязываются в одну мультисистему (см. рис. 39).

Для построения нонвариантных узлов были рассчитаны реакции минералообразования. Составы минералов в большинстве случаев брались осредненные, близкие к реальным:

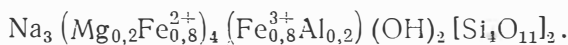


* Истинный состав калинатрового полевого шпата несколько отличается от приведенного, поскольку в последнем альбитовый компонент отражает и первичное содержание натрия в минерале и наложенную альбитизацию. Определить их количественные соотношения невозможно из-за неодинаковой степени альбитизации разных зерен калинатрового полевого шпата.

эгирин (Эг): $(\text{Na}_{0,8}\text{Ca}_{0,2})(\text{Mg}_{0,2}\text{Fe}_{0,8}^{3+})[\text{SiO}_3]_2$

биотит (Бт): $\text{K}(\text{Mg}_{0,5}\text{Fe}_{1,5}^{2+}\text{Fe}_{0,5}^{3+}\text{Ti}_{0,25})(\text{OH})_2[\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_{10}]$.

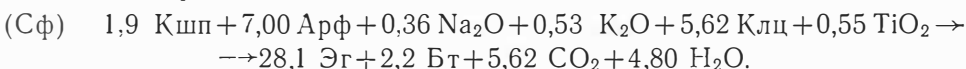
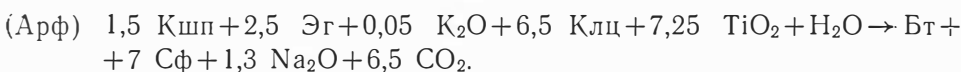
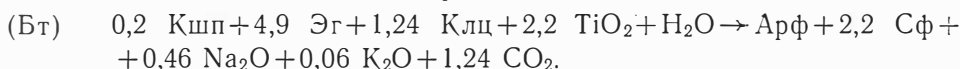
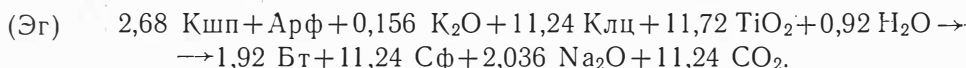
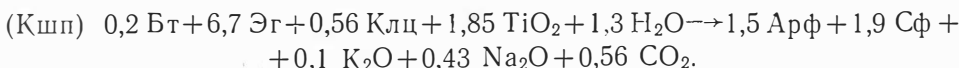
Арфведсониту (Арф) соответствует следующая формула (гл. IV):



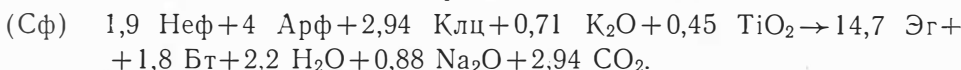
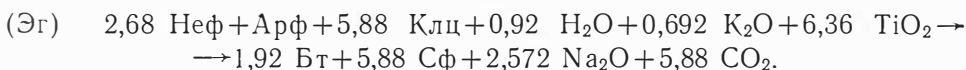
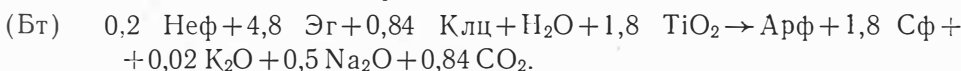
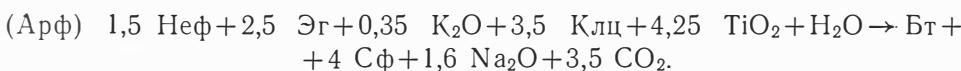
Для сфена (Сф) и кальцита (Клц) были приняты их нормативные составы.

Ниже приводятся все возможные реакции минералообразования.

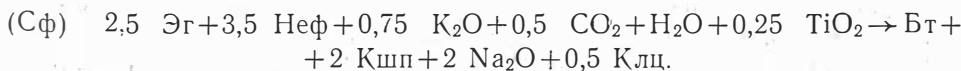
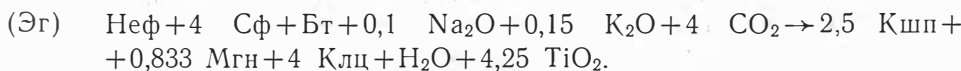
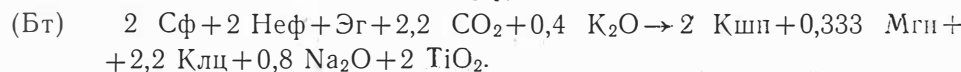
[Неф]



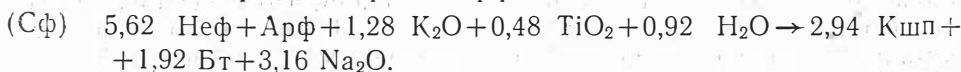
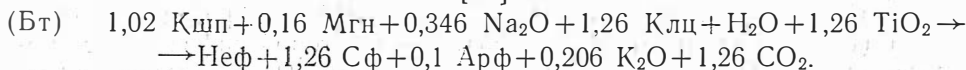
[Кшп]



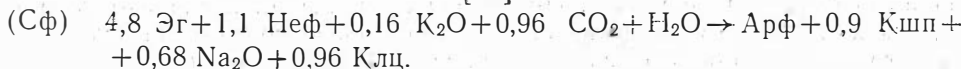
[Арф]



[Эг]



[Бт]



Переходим к рассмотрению стабильной мультисистемы (рис. 39). При низких значениях потенциала щелочей отмечается область распространения Неф — Бт — Сф парагенезиса (поле 8). Резкое повышение потенциала Na_2O повлекло за собой разложение этой ассоциации, на смену которой появились Сф — Неф — Арф (поле 9) и Сф — Кшп — Неф — Арф ассоциации (поле 10). При каких-то средних значениях щелочей арфведсонит стал неустойчивым (поле 11) и вместо него появился эгирин. Наиболее характерно для данного поля отсутствие калий-содержащих минералов (калинатрового полевого шпата и биотита), несмотря на довольно высокие значения $\mu\text{K}_2\text{O}$. Дальнейшее сравнительно медленное повышение активности Na_2O и более быстрое $\mu\text{K}_2\text{O}$ должно было способствовать появлению многоминеральной ассоциации Кшп — Эг — Арф — Неф (+ избыточный Клц) (поле 12 и 1). Но, однако, при более высоком потенциале K_2O эти поля сокращаются. При значительном $\mu\text{K}_2\text{O}$ поле 12 выклинивается. В этих условиях становился устойчивым Бт — Эг — Неф парагенезис (поле 2). При всех других потенциалах щелочей нефелин неустойчив. Линия разложения фельдшпатоида проходит через [Сф] — [Эг] узлы и их (Арф) лучи. Правее и ниже этой линии нефелин разлагается.

При средних значениях потенциала Na_2O и возрастающем потенциале K_2O отмечаются широкие поля (6 и 7) многоминеральной Сф — Арф — Кшп — Бт — Клц ассоциации. Повышение активности щелочей, а подчас и одного $\mu\text{K}_2\text{O}$ влечет за собой появление в данной ассоциации вместо сфена эгирина (поле 4) или даже новых Кшп — Эг — Бт — Клц (поле 3) и Сф — Бт — Эг (поле 5) парагенезисов. Таким образом, калинатровый полевой шпат в системе является наиболее стабильным минералом. Линия его разложения проходит через [Бт] — [Эг] узлы и их (Арф) лучи. Правее этих линий калинатровый шпат в большинстве случаев повсеместен. Лишь при очень высоких потенциалах щелочей или только одного $\mu\text{K}_2\text{O}$ в очень узких полях калинатровый полевой шпат отсутствует. В этих случаях должны были появляться породы типа ийолит-уртита (поле 2) либо якупирангита (поле 5). Среди реальных пород массивов такие отсутствуют, что и подтверждается узостью данных полей.

Своеобразны условия устойчивости арфведсонита и биотита. Так, в ассоциации с нефелином арфведсонит отражает состояние максимально высоких химических потенциалов щелочей в системе, и прежде всего Na_2O : поля этих ассоциаций распространены выше линии [Эг] — [Сф] и их бескалцишпатовых лучей. Здесь подтверждается мнение В. С. Соболева (1949) о том, что для образования нефелина и арфведсонита требуются наиболее высокие потенциалы натрия.

Однако когда амфибол является единственным из натрийсодержащих минералов, устойчивость его, вероятно, может сохраняться и при гораздо более низких потенциалах Na_2O (поля 6 и 7). Несколько необычным представляется положение полей арфведсонита в парагенезисе со сфеном. Судя по рис. 39, устойчивость пары [Арф] — [Сф] ограничивается линией (Кшп) — [Неф] — [Бт] — (Кшп), выше которой арфведсонит сменяется другим натровым минералом — эгирином. По существу, учитывая, что щелочи не влияют на стабильность сфена, можно принимать упомянутую линию за верхний предел устойчивости одного арфведсонита и допускать возможность его образования при относительно низких потенциалах щелочей. Приведенные суждения несколько условны, так как отсутствует химический анализ арфведсонита. Не исключено, что для реального состава указанные соотношения ощутимы.

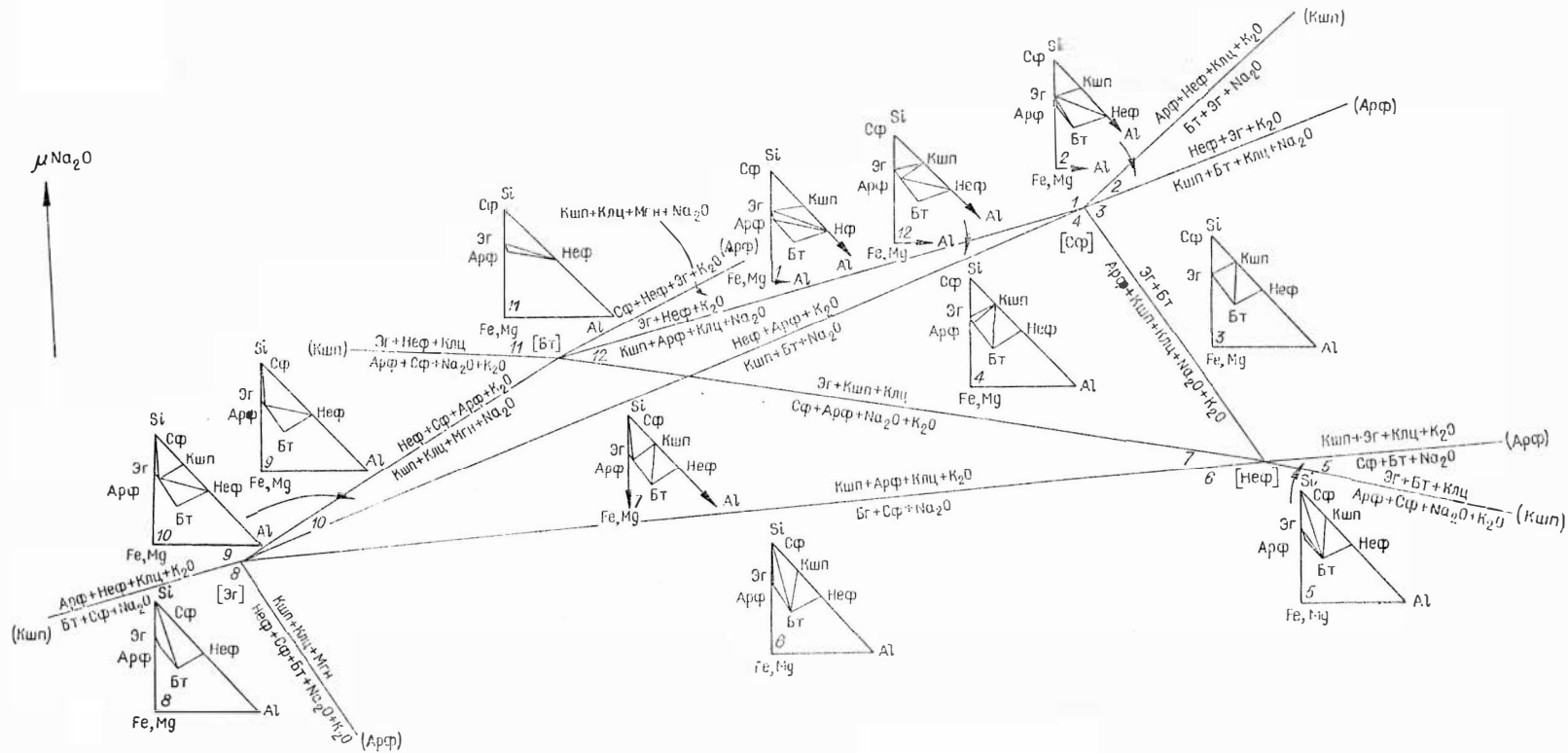


Рис. 39. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе Si — Mg, Fe — Al в зависимости от химических потенциалов щелочей (мас-швы Боргой и Боци).

Аналогично ассоциация биотита с калинатовым полевым шпатом требует не только высокой активности щелочей, главным образом K_2O , но и относительно высокого абсолютного их содержания в системе; поэтому предел устойчивости Бт + Кшп определяется линией (Арф) — [Сф] — [Эг]. Вместе с тем биотит в парагенезисе со сфеном уже устойчив в широком диапазоне μK_2O (поля 8, 6 и 5), но он становится очень чувствительным даже к незначительному повышению роли натрия. Выше линии (Кшп) — [Эг] — [Неф] — (Арф) биотит реакционно разлагается.

При довольно значительном потенциале Na_2O и сравнительно высоком потенциале K_2O появляется в системе эгирин, стабильность которого повышает параллельно повышению активности щелочей. Линия разложения эгирина в ассоциации с другими щелочными минералами проходит через [Бт] — [Неф] узлы и их (Кшп) лучи. Левее и ниже этой линии щелочной пироксен неустойчив.

Образование сфена как будто бы не должно было определяться поведением щелочей. Тем не менее, судя по рассматриваемой мультисистеме (рис. 39), данный минерал должен быть наиболее устойчивым при относительно низких потенциалах щелочей, особенно Na_2O . При каких-то средних значениях активности Na_2O сфен исчезает. Повышение μK_2O хотя и сокращает заметно поле титанита, но его полного исчезновения не наблюдается, а при наиболее высоких потенциалах K_2O область устойчивости сфена даже несколько увеличивается (поле 5).

Сопоставляя реальные минеральные составы боргойских и боцийских пород с данной мультисистемой (рис. 39), отмечаем, что наиболее распространенные на массивах минеральные ассоциации тяготеют к полям 1, 12, 4 и частично 7, а для Боци и к полю 10. По всей видимости, на всех этапах становления интрузии формирование пород происходило при довольно высоком химическом потенциале натрия и значительно возростающем μK_2O . Тесная перемежаемость нефелиновых и щелочных сиенитов свидетельствует о том, что минералообразование происходило при меняющихся потенциалах щелочей. Это приводило либо к расширению, либо к сокращению нефелинсодержащих полей за счет безнефелиновых. Данный вывод подтверждается и реальным составом щелочных и нефелиновых сиенитов; переход данных пород друг в друга незаметный и осуществляется лишь посредством изменения количественных соотношений калийных минералов.

Резюмируя сказанное, можно предполагать генетическое родство щелочных и нефелиновых сиенитов, возникновение которых регулировалось лишь меняющимися величинами потенциалов щелочей.

* *
*

Итак, с помощью парагенетического анализа было установлено, что образование сыннырских нефелиновых сиенитов происходило в условиях очень высоких μNa_2O при одновременно достаточно высокой активности K_2O . При максимальных значениях потенциалов калия и сравнительно высоком μNa_2O формировались щелочные породы типа пуласкитов.

Образование боргойских и боцийских пород происходило при достаточно высоких потенциалах щелочей, осцилляционный режим которых приводил к возникновению либо щелочных, либо нефелиновых сиенитов.

МИНЕРАЛОТЕРМОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения генетической природы изучаемых пород, в дополнение к геологическим данным, нами привлекалась экспериментальная основа.

В этой главе приводятся результаты минералотермометрического изучения: описывается форма, размер, расположение включений, характер гомогенизации и агрегатное состояние минералообразующей среды. Приводятся минимальные температуры начала образования породообразующих минералов, которые затем сопоставляются с имеющимися в литературе экспериментальными данными изучения фазовых равновесий простых и сложных систем. В конце делается вывод о генетической природе породообразующих минералов и всей породы в целом.

Для минералотермометрического анализа из всех изучаемых массивов отбирались штучные пробы по разрезам вкрест простираения пород. Обычно выбор падал на более свежие и обогащенные нефелином породы. При термометрическом анализе нефелин оказался наиболее богатным среди всех минералов сиенитов: в полевом шпате включения редки и в основном низкотемпературные; пироксен, как правило, также мало содержит включений, и к тому же он густо окрашен, что предельно затрудняет исследование. Остальные минералы или содержатся в незначительных количествах, или являются постмагматическими. Поэтому, естественно, наибольшие затруднения вызвало изучение включений в минералах Бурпалы и Боци, в породах которых нефелин присутствует эпизодически, в небольших количествах и преимущественно почти полностью замещен вторичными агрегатами.

Для гомогенизации включений применялась созданная в лаборатории минералообразующих растворов высокотемпературная микротермокамера, позволяющая нагревать препарат до 1200° (Долгов, Базаров, 1965). При работе использовался микроскоп МБИ-6, дающий 500—1000-кратные увеличения. Употребление наиболее сильных стандартных объективов ограничивалось незначительностью их рабочих расстояний воздушной иммерсии.

Поскольку задачей минералотермометрического изучения было определение нижнего температурного предела образования пород, основное внимание нами уделялось выявлению наиболее высокотемпературных включений. Поэтому, несмотря на значительное количество просмотренных пластинок (около 100), главные физико-химические характеристики даются по 600—700 доброкачественным замерам гомогенизаций, в основном высокотемпературным.

Характерной особенностью высоко- и среднетемпературных газожидких и жидко-газовых включений в минералах Сынныра и Боргоя явилась плохая видимость их контуров и фазовых соотношений при комнатной температуре, что не позволило воспользоваться методами минералотермометрии для определения давления (Бакуменко, Долгов, Барзаров, 1965).

Перед изложением данных по минералотермометрическим исследованиям мы считаем необходимым очень кратко остановиться на тех положениях и методах термометрии, которые помогут при интерпретации полученных данных сделать некоторые генетические выводы.

ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩИХ СРЕД

Данному вопросу посвящены классические работы многих авторов: Н. П. Ермакова (1949, 1950, 1957, 1965), В. А. Калюжного (1953, 1955, 1961), Г. Г. Леммлейна (1950, 1953, 1959), Ф. Г. Смита (1956) и других. Ими в основу генетических классификаций включений положены, с одной стороны, условия образования замкнутой полости в пространстве, а с другой — содержимое включения. Форма и расположение включения в минерале отражают многие явления роста и дальнейшего изменения кристалла. Содержимое включения характеризует состав, состояние и степень однородности среды, которая участвовала в процессе образования включения.

Условия образования включений. Ф. Циркель (Ермаков, 1950) впервые принял деление включений на «первичные», образовавшиеся во время роста кристалла, и «вторичные», возникшие в результате залечивания растворов в трещинах минералов. Впоследствии Н. П. Ермаков (1950) в целях учета промежуточных типов включений предложил более дробное их деление («первичные», «мнимовторичные» и «вторичные»). Однако существенным недостатком всех предложенных классификаций является недостаточность признаков для обоснования первичности — вторичности включений*. При работе с очень мелкими минеральными агрегатами исследователь часто не в состоянии сугубо правильно отнести изучаемые включения к тому или иному виду, в результате чего он выдвигает свои критерии первичности, которые, естественно, не всегда оказываются верными.

Форма включений весьма разнообразна. В первичных включениях она зависит в основном от особенностей роста кристалла — от скоростей диффузионных и межфазовых процессов. Обычно современная форма включений является «не изначально образовавшейся, а представляет собой окончательный результат процесса установления равновесия между включенным раствором и кристаллом-хозяином» (Ермаков, 1950), т. е. зависит от степени трансформации полости включения в направлении равновесной формы. Последняя, согласно принципу Гиббса-Кюри-Вульфа, обладает минимумом свободной поверхностной энергии. Кристалл с неравновесной формой в изотермических условиях при активности раствора будет самопроизвольно менять свою форму за счет избытка поверхностной энергии системы. В первую очередь совершается та перестройка,

* При суждении о первичности или вторичности включений обычно руководствуются лишь пространственной приуроченностью включений либо к зонам роста минерала, либо к трещинкам в нем.

которая сразу дает максимальный энергетический эффект, хотя обычно полученная поверхность еще не равновесна. В дальнейшем происходят неоднократные переотложения вещества. «По достижении отрицательных кристаллом равновесной формы ее изменения в изотермических условиях уже невозможны» (Леммлейн, 1953). Сохранившаяся первоначальная форма включения характерна лишь для малоактивных растворов, которые уже не способны переотлагать вещество минерала-хозяина. Такие растворы обычно для небольших температур и незначительных концентраций растворенных солей.

Следовательно, форма включения может косвенно указывать на активность среды и ее физико-химические параметры.

Содержимое включений. При рассмотрении происхождения содержимого включений исходят прежде всего из выдвинутой Г. Сорби (Sorby, 1958) предпосылки о гомогенности содержимого включения в момент его консервации. Для правильного суждения о температурах гомогенизации очень важно решить вопрос об изначальном или позднейшем возникновении гетерогенности содержимого включения. Иногда при захвате содержимого включения неоднородно («протогетерогенное»). Такие аномальные включения довольно редки и явно отличаются от окружающих включений по своим степеням наполнения. Их температура гомогенизации не соответствует истинной температуре захвата и отклоняется либо в положительную, либо отрицательную сторону. В стабильных условиях минералообразования обычен захват гомогенного расплава или раствора. В условиях перепада температур и давления, особенно при явлениях вскипания жидкого раствора или сжижения газообразного, нередко возникают первичные протогетерогенные аномальные включения. Последние образуются при захвате и консервации минералом одновременно и маточного раствора и пузырьков газа или капелек не смешивающейся с маточным раствором жидкости (чаще всего жидкой углекислоты).

Аномальные включения возникают и в случае негерметичности вакуолей или при явлениях расшнурования. Для большинства включений характерна герметичность. Однако иногда при нагревании происходит растрескивание минерала. Благодаря возрастанию в вакуолюшке внутреннего давления из нее в трещинки выдавливается часть жидкости, и газовый пузырек начинает расти. Несомненно, в этом случае результаты измерения температуры гомогенизации окажутся ошибочными. Обнаруживаются негерметичные включения либо путем сравнения их коэффициентов наполнения до и после нагрева, либо повторной гомогенизацией. Расшнурование имеет место при дендритообразном залечивании трещин, когда неравновесный объем полости делится на ряд малых равновесных объемов. Как известно, расшнурование включений может произойти как до, так и после гетерогенизации законсервированного раствора. В первом случае включения вполне пригодны для работы и получаемые температуры гомогенизации отражают близкие к истинным температуры захвата включения. Во втором случае температуры гомогенизации будут либо заниженными, либо завышенными.

Температура гомогенизации всех отмеченных аномальных включений в наших исследованиях не учитывалась.

Общепринято, что температурная точка гомогенизации включения отождествляется в первом приближении с температурой образования включения и всего минерала в целом. При этом температура гомогенизации растворов, содержащих то или иное количество солей, всегда выше температуры гомогенизации воды и обычно возрастает с увеличением их концентрации. Как показали исследования Дж. Кеннеди (Kennedy, 1950), Н. И. Хитарова, С. Д. Малинина (1956), П. В. Клевцова, Г. Г. Леммлей-

на (1956, 1959), в составе включений присутствуют щелочные растворы солей (при преваляровании NaCl и KCl), реже силикатов, щелочных металлов, карбонатов Ca^{2+} , Mg^{+2} и т. д. При значительных концентрациях солей происходит пересыщение раствора и выпадение минералов-узников.

Следовательно, знание температур гомогенизации и фазовых соотношений включений позволяет косвенно делать выводы о том, какие соли и в каком количестве растворены во включениях.

Для полного представления об истинности полученных температур необходимо также остановиться на влиянии давления на температуру гомогенизации. Последняя в условиях замкнутого пространства при небольшом давлении близка к истинной, но явно занижена при средних и значительных давлениях. Впервые Е. Ингерсоном (Ingerson, 1947), а затем Дж. Кеннеди (Kennedy, 1950) были составлены для воды диаграммы поправок к температурам гомогенизации при учете давления, существовавшего во время образования включения. Работами П. В. Клевцова, Г. Г. Леммлейна (1959) и других исследователей доказано, что для концентрированных растворов поправки на давления будут иными, чем для воды, но во всех случаях они имеют положительный знак*.

Следовательно, температуры, полученные методом гомогенизации газовой-жидких включений, занижены по сравнению с температурами минералообразования.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ

Результаты термометрических исследований

Минералотермометрически исследовались все основные петрографические разности пород, слагающие интрузии Сынныр и Бурпала. Изучению подверглись следующие минералы: нефелин, калишпат, пироксен, канкринит, скаполит, содалит и волластонит. В одноименных минералах из различных пород морфология включений и характер их гомогенизации идентичны. Поэтому результаты исследования всех разновидностей пород обоих массивов рассматриваются нами совместно.

При исследовании отмечалось повсеместное несоответствие степени наполнения включений фиксируемым температурам гомогенизаций. Исходя из фазовых соотношений, наблюдаемых при комнатной температуре, можно было бы ожидать более низкие температуры консервации включений. Данное явление можно связывать как с высокой плотностью замкнутого раствора, так и с его специфическим составом.

В исследуемых минералах не были обнаружены ни стекловатые, ни раскристаллизованные включения. Известно (Бакуменко, 1965), что первые характерны для субвулканических, а вторые для глубинных условий минералообразования. Наличие в минералах таких включений всегда однозначно говорит о магматическом происхождении пород, в то время как их отсутствие хотя и не отрицает магматического минералообразования, но для своего подтверждения требует экспериментальную основу, которая и приводится нами в конце раздела.

Ниже переходим к детальному рассмотрению результатов исследования.

Нефелин. В гл. IV отмечалось, что сыннырские и бурпалинские нефелины довольно пестро окрашены: от бледно-голубоватых цветов до

* Температура гомогенизации включений, захваченных в условиях температур и давлений двухфазовой области, принимается без поправок на давление.

кирпично-красных. Пластинки, изготовленные из бледно-голубых и зеленовато-серых разновидностей нефелина, при нагревании не теряли своей прозрачности и были вполне пригодны для работы. Нефелины всех оттенков теплых тонов в той или иной мере замещены вторичными продуктами (либнеритом, шпреуштейном и т. д.); при нагревании происходит дегидратация вторичных агрегатов, в результате чего пластинки быстро темнеют и для дальнейшего изучения не годятся.

Результаты гомогенизаций сведены в общую таблицу (см. табл. 25). В нефелинах нами выделены высоко-, средне- и низкотемпературные включения. Высокотемпературные гомогенизировались в жидкость при температуре 980—1100°. Среднетемпературным включениям соответствовал интервал гомогенизации в 740—400°. Гомогенизация осуществлялась как в жидкость, так и в газ. Для жидко-газовых включений температура гомогенизации не опускалась ниже 740—490°. Низкотемпературные включения гомогенизировались при 370—120° в жидкость.

Включения в нефелине либо двухфазовые (газово-жидкие, а для среднетемпературных и жидко-газовые), либо многофазовые (твердая фаза+газ+жидкость). Твердая фаза высоко- и среднетемпературных включений обычно имеет бурый, темно-бурый цвет и неправильную овальную форму. Она исчезает задолго до гомогенизации замкнутой системы. В низкотемпературных включениях твердая фаза встречается или в виде мелких неправильных темных обособлений, или в виде кубических кристаллов бурого цвета, растворяющихся при температуре ~130°. После гомогенизации при последующем охлаждении до комнатной температуры твердые фазы, как правило, не выпадали.

Высоко- и среднетемпературные включения при комнатной температуре плохо фиксировались. Это объясняется тем, что окраска содержащего включения схожа с окраской минерала-хозяина (рис. 40). При повышении температуры содержимое включений заметно светлеет; при температуре 400—450° контуры включений становятся резкими, а фазовые соотношения отчетливыми (рис. 40). При данных температурах выявляются ранее не замеченные включения, которые по фазовым соотношениям, форме и температурам гомогенизации аналогичны включениям, отмеченным при комнатной температуре, что позволяет считать их сингенетичными.

При минералотермометрическом изучении сыннырских псевдолейцитоподобных пород первоначально (Панина, 1966) были отмечены высокие температуры (выше 840° С) гомогенизации включений, найденных в более или менее изометричных зернах нефелина и калишпата. Последние в сынныритах были расположены в интерстициях между мирмекитовыми сростаниями, а в порфиридных псевдолейцитовых сиенитах — в мелкозернистой основной массе. Включения в нефелинах, как прави-

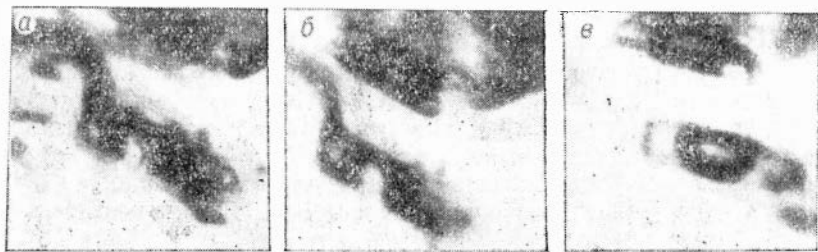


Рис. 40. Высокотемпературное включение в нефелине.
а — при комнатной температуре; б — при 200° С; в — при 920° С.

ло, были одиночны и характеризовались в основном полуограненной овальной, нередко с аппендиксовидными отростками формой. Полностью ограненные включения редки. Предположение о малой активности минералообразующих растворов при таких высоких температурах (выше 840°) маловероятно, и поэтому плохую огранку полостей включения, видимо, необходимо связывать с другими причинами.

При последующем систематическом изучении порфировидных псевдолейцитовых сиенитов (Панина, Лысаков, 1968) в нефелине ограненных вкрапленников* были обнаружены высокотемпературные газожидкие включения. Исследуемый минерал отмечался в разных «структурных позициях». В одних случаях нефелин был представлен довольно крупными «самостоятельными» ксеноморфными зернами, расположенными между более идиоморфными удлиненными лейстами калишпата, в других — в виде ориентированных частично ограненных очень мелких зернышек-вростков, довольно равномерно рассеянных в крупных гипидиоморфных пластинах калишпата (см. рис. 48). Такие нефелин-калишпатовые прорастания обычно относят к эмульсивидным структурам распада или замещения (Рамдор, 1962).

Газово-жидкие включения, находимые в крупных «самостоятельных» зернах нефелина, обычно располагались кучно и имели трубчатую ферму. Включения, как правило, одиночны, изредка парны. Их форма негативная или неправильная.

Обычно при нагревании этих включений наряду с уменьшением размеров газового пузырька уменьшался размер и изменялась форма почти всех вакуолей. Последние с увеличением температуры все более и более теряли свою кристаллографическую огранку. В момент гомогенизации включений размер вакуоли уменьшался в 3—4 раза относительно первоначальной величины. После охлаждения размеры вакуолей приблизительно восстанавливались, а формы имели неограниченный, «оплавленный» вид. При повторных гомогенизациях температура исчезновения газового пузыря всегда была идентичной и также всегда наблюдался аналогичный процесс уменьшения размера и формы вакуольки.

Явления изменения формы вакуолей при температурах, близких к гомогенизации, отмечены также Т. Ю. Базаровой, исследовавшей высокотемпературные включения в нефелинах Ботогола (Костюк, Базарова, 1966, Базарова, 1965). Факты одновременного изменения формы и размеров вакуолей наблюдались и Б. А. Литвиновским в нефелинах Витимского плато (устное сообщение).

Изменение контуров вакуоли можно объяснить возникшей неравновесностью формы включения при высоких температурах, а также возросшей активностью замкнутых растворов, которые начинают перетлагать вещество минерала-хозяина.

Объяснение сокращения объема включения при нагревании связано с многими трудностями. Прежде всего они заключаются в недостатке фактического материала, а также в отсутствии литературных описаний аналогичных или подобных явлений. Возможно, данное явление необходимо связывать с оптическим эффектом — выравниванием показателей преломления минерала и раствора при повышении температуры. Может быть, сокращение объема включения при нагревании связано с неравновесностью самой породы, но вполне допустимы и другие объяснения.

* Определение температуры образования нефелина из вкрапленника соответствует определению возможной температуры образования всего псевдолейцитового агрегата.

Большинство включений, встреченных в нефелинах вкрапленников порфириовидных псевдолейцитовых сиенитов, гомогенизировалось при 1000—1100° С. Однако вполне возможны и несколько более высокие температуры гомогенизаций, поскольку при первоначальном изучении этих включений их гомогенизация была затруднена по техническим причинам (Панина, Лысаков, 1968), а в дальнейшем, при работе на более совершенной микротермокамере, каменного материала было недостаточно для детального проведения эксперимента.



Рис. 41. Среднетемпературные включения в нефелине.

Форма высоко- и среднетемпературных включений в нефелине ди-троитов и фойяитов преимущественно трубчатая, негативная, полуограненная, реже трапециевидная, округлая или неправильная. Низкотемпературные включения имеют те же формы вакуолей (рис. 41), но среди них преобладают включения с неправильной, нередко лоскутовидной формой (особенно для температур гомогенизации порядка 260° С и ниже), т. е., как и следовало ожидать, с понижением температуры замкнутые растворы теряли свою активность и уже не были в состоянии переносить вещество минерала-хозяина.

Высокотемпературные включения во всех породах, кроме сынныритов и порфириовидных псевдолейцитовых сиенитов, специфика нахождения включений в которых была отмечена выше, располагаются обычно кучно и чаще всего без всякой ориентировки относительно друг друга. Признаки расшнуровки у таких включений полностью отсутствуют (одинаковая степень наполнения, близкие температуры гомогенизации). Считать аномальными данные включения у нас нет оснований.

Основываясь на высоких температурах гомогенизации и наличии температурного разрыва между высокотемпературными (>1000° С) и среднетемпературными (<740° С) включениями, а также учитывая отсутствие признаков вторичности, условно относим исследуемые высокотемпературные включения к первичным.

Среднетемпературные включения расположены либо также беспорядочно, либо тяготеют к вытянутым зонам.

Низкотемпературные включения приурочены или к спайности в минерале, или к трещинам в нем и являются явно вторичными.

Размер включений — первые тысячные доли миллиметра. Размеры низкотемпературных включений, особенно лоскутовидной формы, иногда увеличиваются до сотых долей миллиметра.

Агрегатное состояние минералообразующей среды при высоких температурах было жидким. В интервале 740—490° отмечалась консервация как жидких, так и газообразных гомогенных растворов. При более низкой температуре захватывались исключительно жидкие растворы.

Нередко после гомогенизации газовой-жидких высоко- и среднетемпературных включений при охлаждении растворов наблюдалось выпадение твердых фаз (т. е. двухфазовое включение превращалось в трехфазовое). Твердая фаза обычно выпадала в виде одного или нескольких темных точечных агрегатов, а в одном случае — бурого кубического кристаллика. При последующем нагревании они растворялись до наступления гомогенизации. Температуры гомогенизации при повторных замерах были одинаковыми.

Вероятно, данные явления нужно связывать с метастабильным состоянием замкнутого чистого пересыщенного раствора без процесса

кристаллизации. Возможность длительного метастабильного состояния вещества связана с тем, что самопроизвольное образование частичек новой фазы требует значительно большей степени пересыщения и пересхлаждения, чем в присутствии затравки, облегчающей ее выпадение. По В. Эйтелю (1962), кристаллизационная способность зависит от двух факторов: от спонтанного образования центров кристаллизации и скорости кристаллизации. В точке плавления оба фактора равны нулю; только переохлаждение вызовет рост и образование новых центров зародышей. С увеличением скорости охлаждения увеличиваются оба фактора, но до определенного момента. Для сильно возросшей вязкости* раствора кристаллизационная способность сводится к величине, которой практически можно пренебречь. Существует определенный инкубационный период; в это время кристаллизация прекращается, пока центры зародышей не достигнут «критических» размеров, ибо очень малые по размерам частицы обладают большой растворимостью и большим давлением пара, и поэтому раствор, насыщенный по отношению к крупным кристаллам, не насыщен по отношению к очень мелким кристаллам того же вещества. Самопроизвольное возникновение сразу достаточно крупных частиц устойчивой фазы невероятно, а возникновение очень мелких не приводит к дальнейшему их росту (чаще всего они заново растворяются). В метастабильном состоянии выделение новой стабильной фазы облегчается более сильной степенью пересыщения, переохлаждения либо флуктуацией.

Отмеченному выпадению устойчивой твердой фазы после гомогенизации газовой-жидкого включения (при режиме убывания тепла) способствовал резкий температурный перепад (от 1100—1000° до комнатной температуры) в течение короткого промежутка времени (15—20 мин), имевший место при гомогенизации включений.

Таким образом, по нашему мнению, нефелин кристаллизовался в довольно спокойных тектонических условиях, без резких температурных перепадов. Минералообразующая среда была очень плотной, вязкой, сильно активной и близкой к метастабильному состоянию. Вполне возможно, что в растворе присутствовали в довольно значительных количествах силикаты натрия и калия. В пользу этого говорят высокие температуры гомогенизации включений (Sougrajan, Kennedy, 1962), а также метастабильность заключенных растворов. Известно, что силикаты допускают переохлаждение до температуры, при которых тепловые движения частиц уже не могут легко разрывать возникающие между ними связи. Подвижность частиц в растворе сильно уменьшается, в результате чего при соответствующих условиях возможна метастабильность минералообразующей среды или даже состояние, близкое к стекловатому (Физический энциклопедический словарь, 1960).

Минимальная температура начала образования нефелина 1100° С или даже выше. Дальнейшая эволюция минералообразующей среды происходила в условиях понижающейся температуры и флуктуационном режиме давления. Она будет рассмотрена при характеристике включений, содержащихся во вторичных минералах.

* В нашем случае на большую вязкость замкнутой минералообразующей среды высоких и средних температур указывает почти полная неподвижность газового пузыря при гомогенизации включения. В большинстве случаев газовый пузырь, оставаясь на месте, уменьшается в своих размерах вплоть до полного исчезновения. Лишь иногда отмечается незначительное перемещение газовой фазы перед самым моментом гомогенизации. Известно, что передвижение пузыря зависит от скульптуры вакуолей (что должно иметь эпизодический характер) и вязкости замкнутого раствора.

Калишпат. Включения в калишпат редки. При просмотре пластинок нам удалось в фойитах, сынныритах* и пуласкитах обнаружить лишь несколько десятков включений, гомогенизирующихся в широком интервале температур: от 840 до 180° (см. сводную табл. 25). Следует отметить, что впервые в практике изучения природных щелочных полевых шпатов нам удалось получить столь высокую температуру гомогенизации — 840—730°.

Как и в нефелине, высоко- и среднетемпературные включения четко проявляются лишь при нагревании пластинок (>400°). При последующем охлаждении контуры вакуолей и фазовые границы снова становятся расплывчатыми.

Включения в калишпате обычно одиночные; лишь изредка 2—3 высокотемпературных включения находятся в одном поле зрения. Размеры включений не превышают тысячных долей миллиметра.

Все обнаруженные включения обычно гомогенизировались в жидкость. Отмечено лишь два включения, одно из которых при 400° гомогенизировалось в газ, а другое при 380° — с критическими явлениями**. Эти включения, по всей видимости, не являются аномальными, на что указывают факты нахождения аналогичных включений в нефелине и особенно часто в постмагматических минералах: канкрините и содалите. Оба включения найдены в пуласките.

Формы вакуолей весьма разнообразны: трубчатая, негативная, полуограненная, неправильная лоскутовидная. Первые характерны для высокотемпературных, а вторые — для низкотемпературных включений (рис. 42). Для включения, найденного в сынныритах и гомогенизирующегося при 840°, характерно изменение первоначальной негативной формы в процессе нагревания. Подобный факт преобразования формы и размера включения при нагревании отмечался нами выше, когда рассматривались результаты минералотермометрического исследования нефелина из псевдолейцитоподобных сиенитов.

Следовательно, минералотермометрические исследования показали, что калишпат начал кристаллизоваться при температуре не ниже 840—730°.

В процессе понижения температуры менялась первоначально высокая плотность минералообразующих растворов. В какой-то момент (в данном случае при 380°) она была равна критической (т. е. плотности газа и жидкости были равны) или даже ниже ее (при газовом агрегатном состоянии). При более низких температурах плотность растворов снова возрастала.

С понижением температуры понижалась и активность минералообразующей среды.

Пироксены. При термометрическом изучении порообразующих минералов значительное внимание уделялось и выявлению включений в пироксенах. Однако размеры минералов были незначительны, а густо-

* Подчеркиваем еще раз, что включения в сынныритах были найдены лишь в более или менее изометричных зернах калишпата, а не в симплектитовых сростаниях его с нефелином и кальсилитом.

** Н. П. Ермаков (1950) открыл особый тип «критической» гомогенизации, характеризующейся внезапным исчезновением границы фазового раздела. Уменьшающийся газовый пузырь при температурах, близких к гомогенизации, мгновенно как бы увеличивается в своих размерах, заполняя все пространство вакуоли. Это явление связано с утоньшением при повышении температуры кажущейся ширины границы фазового раздела, которая совершенно исчезает при достижении газом и жидкостью одинаковой плотности. Плотность захваченного минералом раствора здесь равна его критической плотности, а удельный объем — объему при критической температуре (Базаров, Бакуменко, Долгов, 1965).



Рис. 42. Низкотемпературные включения в калишпате.

та окраски весьма интенсивной, что предельно затрудняло исследование. Нами были обнаружены включения лишь в пироксенах пуласкитов. Все они двухфазовые (газово-жидкие), очень малых размеров (первые тысячные доли миллиметра), явно вторичные (приурочены к спайности в минерале). Включения гомогенизировались в интервале от 580 до 260° (табл. 25), причем включения, захваченные при температурах выше 500°, имеют трубчатую форму, а при более низких температурах — неправильную. Вероятно, полученные при гомогенизации

включений температурные данные фиксируют наложенный постмагматический процесс, в то время как минимальную температуру начала образования пироксена минералотермометрическим методом выяснить не удалось. Но, поскольку отмечаются кристаллитовые вроски игольчатого пироксена в нефелине (гл. IV), свидетельствующие о начальном этапе кристаллизации пироксена при температурах не ниже начала выделения нефелина, мы вправе предполагать нижний температурный предел начала кристаллизации пироксена не ниже 1100°.

Содалит по сравнению с другими минералами оказался на редкость богатым включениями (рис. 43), гомогенизирующимися в интервале от 630 до 200° (см. табл. 25). Включения, гомогенизирующиеся ниже 450°, тяготеют к трещинам. Более высокотемпературные включения одиночны и не обнаруживают пространственной приуроченности к каким-либо зонам в минерале. Первые включения мы относим к вторичным, а последние — к первичным. Легко заметить, что растворы, являющиеся эпигенетическими для нефелина и калишпата, для содалита и, как увидим ниже, многих других вторичных минералов являются минералообразующими, т. е. включения в наиболее высокотемпературных минералах дают довольно полную информацию о всех стадиях и этапах минерало-

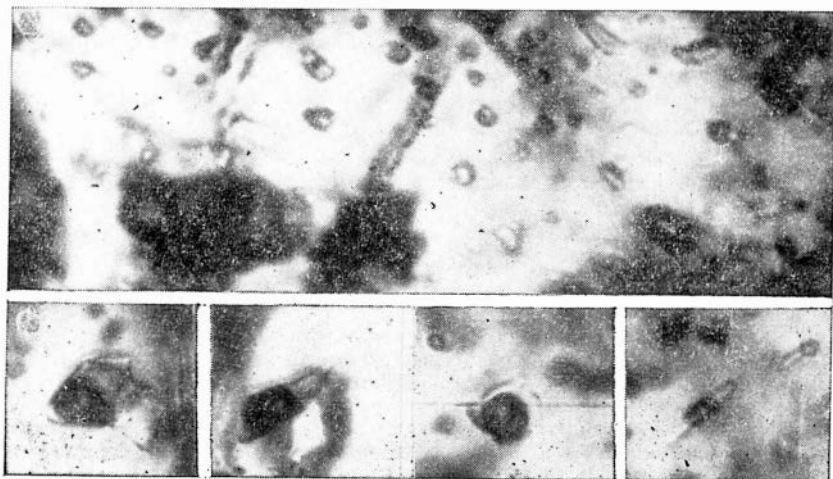


Рис. 43. Включения в содалите.

образования. Для вторичных включений возможно расшнурование, однако большинство высокотемпературных включений гомогенизировалось при близких температурах, что позволяет предполагать гомогенность раствора в момент расшнурования. Следовательно, полученные температуры гомогенизации вполне доброкачественны и могут однозначно характеризовать процессы, происходящие при данных температурах.

В содалите распространены в одинаковой мере включения, гомогенизирующиеся как в жидкость, так и в газ при одинаковых температурах (от 630 до 350°). Аналогичный факт (но меньшего масштаба) отмечался выше для нефелина и калишпата. Однако если там он характерен для вторичных включений, то в содалите — для обеих групп включений (первичных и вторичных), что говорит о значительном влиянии этого процесса на судьбу рассматриваемого минерала. Кроме того, при температурах 420—270° нередко гомогенизация идет с критическими явлениями.

Форма включений — негативная, трубчатая, полуограненная, чечевицеобразная или неправильная. У низкотемпературных включений форма вакуоли неправильная (рис. 43). Размеры включений — преимущественно тысячные и лишь изредка первые сотые доли миллиметра.

Резюмируя сказанное, отметим, что минимальная температура начала образования содалита была несколько выше 630°. Минералообразование началось, вероятно, в условиях кипящих растворов, что подтверждается нахождением при этой температуре существенно газовых и существенно жидких включений, в то время как в нефелинах при более высоких температурах отмечались существенно жидкие включения. Благодаря вариациям давлений плотность растворов временами достигала критических значений (наличие включений, гомогенизирующихся с критическими явлениями), и тогда минералообразование шло из флюидных* растворов. В интервале от 420 до 350° кипение и критические явления беспрерывно чередовались. Ниже 350 до 270° — область существования лишь флюидных растворов (в этом температурном интервале отмечаются включения, гомогенизирующиеся лишь с критическими явлениями). Ниже критических температур встречаются только газожидкие включения, показывающие, что в момент их захвата среда была существенно жидкой.

Канкринит. В противоположность содалиту включений в канкрините очень мало. Они одиночны и довольно равномерно распределены в минерале. Изредка они фиксируют трещинки и тогда сегрегируются в небольшие группки (не более 3—4 штук). Температура гомогенизации включений от 420** до 270°. Большинство включений гомогенизируется с критическими явлениями и лишь незначительное количество — в жидкость или газ при одинаковых температурах.

Форма включений трубчатая, полуограненная, овальная (рис. 44). По всей видимости, образование канкринита шло из критических флюидных растворов. Перепады давления вызывали кратковременное эпизодическое кипение растворов. Несмотря на довольно низкие температуры, растворы частично сохранили свою активность (равновесные и близкие к ней формы вакуолей). Нижний температурный предел начала образования канкринита выше 420° (возможно, 630°).

* Флюидные растворы характерны для надкритических состояний, при которых свойства газа и жидкости близки к идентичности.

** Отмечался один случай гомогенизации включения в жидкость при 630°. Данное включение по ряду признаков (степени наполнения, морфологии включения) нельзя отнести к аномальному. И в то же время при просмотре пластин нами не встречено аналогично или хотя бы близко гомогенизирующихся включений.



Рис. 44. Включения в канкрините.

туры контуры вакуоли и фазовые соотношения становились все более расплывчатыми. Наблюдения за ходом гомогенизации возможны лишь до 680° , в редких случаях до 750° .

Форма включений в основном трубчатая, редко полугогранная (рис. 45).

Размеры вакуолей не превышают тысячных долей миллиметра. Чаще всего включения приурочены к длинной оси минерала.

Температура гомогенизации включений от $750(?)^*$ до 228° . Отмечены газовой-жидкие ($630-228^{\circ}$), жидко-газовые ($550-450^{\circ}$), включения типа твердая фаза+газ (750 и 690°) и трехфазовые твердая фаза+газ+жидкость ($680-450^{\circ}$). Из-за большой расплывчатости и неясности фазовых соотношений во включениях мы не совсем уверены в наличии включений типа твердая фаза+газ. Вполне возможно, что данный тип включений является трехфазовым: твердая фаза+жидкость+газ.

Наиболее высокие температуры гомогенизации отмечаются для многофазовых и двухфазовых (твердая фаза+газ) включений. При этом часто при температуре исчезновения жидкой или газовой фазы твердая фаза полностью еще не растворилась.

Обычно твердые фазы имеют темно-серый цвет, угловатую форму и точечные размеры. Во включениях их обычно несколько.

Итак, минимальная температура начала образования волластонита выше $750(?) - 630^{\circ}$. Несмотря на то, что при температуре $750(?) -$

Поскольку канкринит является реакционным минералом, образовавшимся за счет нефелина и кальцита (гл. III), предполагается, что начальная температура образования кальцита должна быть выше температуры образования канкринита, т. е. выше 420° или даже 630° .

Волластонит — минерал контакто-метасоматического (гл. IV). Для включений данного минерала характерна расплывчатость фазовых границ при комнатной температуре. В противоположность нефелину и калишпату при повышении темпера-



Рис. 45. Включения в волластоните.

* При данной температуре фазовые границы почти неразличимы, и момент гомогенизации улавливается с трудом.

**Результаты минералотермометрического исследования щелочных
пород Северного Прибайкалья**

Массив	Порода	Исследу- емый мине- рал	Температурный интервал гомо- генизации, °С	Тип включения	Агрегатное состояние
1	2	3	4	5	6
Сынныр	Дитроит	Нефелин	980—1100	Газово-жидк., тв. фаза+газ+жидк. Жидко-газов. Газово-жидк. Тв. фаза+газ+жидк.	Жидкое
			740—490		Газовое
			680—160		Жидкое
			150		„
	Пегматондный дитроит	„	630—210	Тв. фаза+газ+жидк. Газово-жидк.	„
			560—150		„
	Фойяит	„ Калиш- пат	510—150	То же „	„
			730		„
	Сыннырит**	„ Нефелин	840—320	„ Тв. фаза+газ+жидк. Газово-жидк. Тв. фаза+газ+жидк.	„
			860—1100		„
630—200			„		
380			„		
Порфиرويد- ный псевдо- лейцитовый сненил	Нефе- лин**	1000—1100	Газово-жидк. То же Тв. фаза+газ+жидк.	„	
		700—550		„	
	Нефе- лин***	980—1100*	Газово-жидк.	„	
Пуласкит	Калиш- пат	400—180	То же „	Жидкое	
		380		Флюидное	
	Пироксен	580—260	„	Жидкое	
Содалитизиро- ванный и канкринити- зированный дитроит	Содалит	630—350	Жидко-газов. Газово-жидк., То же	Газовое	
		630—230		Жидкое	
	Канкринит	420—270	Жидко-газов. То же Газово-жидк.	Флюидное	
		630 (?)—250		Жидкое	
		420—270			
		420—260			
Контактово-ме- тасоматиче- ская порода	Волла- стонит	680—450	Тв. фаза+газ+жидк. Тв. фаза+газ Газово-жидк. Жидко-газов.	„	
		750(?)—690		Газовое	
		630—228		Жидкое	
		550—450		Газовое	
Порода из при- контактовой зоны дитро- итов с изве- стняками	Скаполит	650—520	То же „ Газово-жидк.	„	
		660(?)		Флюидное	
		510—470		Жидкое	

1	2	3	4	5	6
Бурпала	Нефелиновый сениит	Нефелин	510—120 470	То же Жидко-газов.	„ Газовое
		Калишпат	420—250 360—100	Газ+тв. фаза+жидк. Газово-жидк.	Жидкое „
	Кварцевый сениит	Кварц	300	То же	„

* Температура гомогенизации может быть несколько выше приведенных цифр (см. текст).

** Включения в сынныритах и порфировидных псевдолейцитовых сениитах, обнаруженные в более или менее изометричных зернах нефелина и калишпата. Последние находятся в интерстициях между симплективными прорастаниями нефелина — кальсилита — калишпата.

*** Включения, обнаруженные в нефелине тетрагонтриоктаэдрических вкрапленников псевдолейцитовых сениитов.

630° включения гомогенизировались в газ, а при более низких температурах (630—450°) отмечались сингенетичные газово-жидкие и жидкогазовые включения*, мы, учитывая ход развития магматического очага по включениям в других минералах, предполагаем, что образование волластонита происходило из кипящих растворов.

Вероятнее всего, жидкие включения, гомогенизирующиеся при 750 (?)—630°, нами были пропущены из-за плохой видимости их контуров. Для температур ниже 450° агрегатное состояние среды было жидким.

Скаполит изучался из контактовой зоны. Включения в скаполите вообще очень редки; об этом упоминает и Ф. Г. Смит (1956). Термометрическое изучение скаполита затруднено, ибо при комнатной температуре фазовые границы нерезкие и их расплывчатость еще более увеличивается при нагревании препарата.

Форма вакуолей чаще трубчатая, реже негативная. Приурочены включения в основном к длинной оси минерала-хозяина. Размеры их меньше тысячных долей миллиметра.

Наиболее высокие температуры гомогенизации (от 660 до 520°) характерны для существенно газовых включений. Одно включение при 660° гомогенизировалось с критическими явлениями. Отмечены два случая гомогенизации в жидкость (при 510 и 470°).

Из приведенных температур гомогенизаций включений и их агрегатных состояний в момент кохсервации видно, что температура начала образования скаполита была не ниже 660°. Минералообразование шло, по всей видимости, так же, как и у ранее рассмотренных вторичных минералов, т. е. из кипящих растворов при осмотическом режиме давления, что приводило в некоторые моменты к перекрытию этапа кипящих растворов этапом, характеризующимся критическими явлениями.

* Т. е. исходя только из агрегатного состояния минералообразующей среды, фиксируемой по включениям в волластоните, следовало бы ожидать образование последнего не из кипящих, а из сжиженных растворов.

Генетическая природа породообразующих минералов и возможный процесс развития магматического очага

Нефелин. В 1928 г. Боуэном и Грейгом была определена эвтектическая точка сухой системы нефелин — анортит, которая соответствовала 1248° (Заварицкий, Соболев, 1961). Как известно, присутствие воды в расплаве может существенно снизить его температуру кристаллизации. Так, для системы альбит — нефелин — вода при давлении водяного пара 1000 *атм* температура кристаллизации в эвтектической точке снижается с 1068 до 870° (Maskenzie, 1957). Присутствие в природных системах дополнительных твердых фаз (породообразующих минералов) должно понижать минимальную точку кристаллизации еще более. Гамильтон и Маккензи (Hamilton, Maskenzie, 1960) при исследовании системы $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O при давлении воды 1050 *атм* установили температуру кристаллизации нефелина из искусственных расплавов при 700° .

Сопоставление экспериментальных данных с полученными температурами гомогенизации наиболее высокотемпературных включений (1100°) в нефелине позволяет совершенно определенно говорить о кристаллизации сыннырского нефелина из магматических расплавов.

Калишпаты. В настоящее время при выяснении минимальной температуры начала кристаллизации пород часто используют фазовые соотношения в системе альбит — калишпат. Калиевые и натриевые полевые шпаты при высоких температурах образуют серию твердых растворов от чистого KAlSi_3O_8 до чистого $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. При температуре порядка 700 — 680°C (ниже кривой сольвуса) наблюдается распад твердого раствора с выделением двух упомянутых фаз.

На непрерывной кривой плавкости имеется точка минимума, соответствующая в сухой системе 1063° , а по составу 35% KAlSi_3O_8 и 65% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Шерер, 1952). Присутствие в магне минерализаторов, особенно воды, понижает температуру кристаллизации расплава, сдвигая кривую плавкости вниз. Эвтектическая точка при давлении воды 1000 *атм* снижается до 843° , а при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2000$ *атм* до 770° (Боуэн, Таттл, 1952). Но в то же время повышение давления водяного пара почти не влияет на положение кривой распада, имеющей максимум при температуре 660° (Боуэн, Таттл, 1952). При $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000$ *атм* и температуре 698° кривые плавкости и распада пересекаются (Йодер и др., 1963), в результате чего становится возможным совместное выделение из расплавов калинатровых и натрокалиевых полевых шпатов.

Температура распада твердых растворов калинатровых полевых шпатов (698 — 660°) обычно и принимается за нижний предел кристаллизации гранитоидных магм.

Поскольку при изучении пород Сынныра и Бурпалы отмечались лишь калинатровые полевые шпаты при полном отсутствии натрокалиевых (альбитизация на Бурпале связана с постмагматическими процессами) и поскольку в калишпатах отсутствовали структуры распада (пертиты), то температура образования щелочных полевых шпатов должна быть несколько выше температуры распада (т.е. >698 — 660°). Термометрические исследования подтвердили данный вывод. Нижний температурный предел начала образования калинатрового полевого шпата фиксируется в пределах 840 — 730° . Следовательно, кристаллизация изучаемых щелочных полевых шпатов происходила при несколько более высоких температурах, т.е. из магматических расплавов.

Содалит экспериментально был получен различными путями в гидротермальных условиях при температуре 450 — 150° (Clark, 1948; Wyart,

Michel-Levy, 1949; Barer, White, 1942). Нами была определена минимальная температура начала образования природного содалита в 630° , т. е. несколько выше, чем при экспериментальных исследованиях. Однако петрографические наблюдения, характер гомогенизации включений, агрегатное состояние замкнутых растворов и весь ход развития магматического очага говорят об образовании содалита в гидротермально-пневматолитовую стадию.

Канкринит. По В. Эйтелю (1962) в системе нефелин-кальцит при 1253° и давлении углекислоты 110 атм возникает инконгруэнтно плавящийся канкринит. В отличие от природного в нем нет воды. Однако обычно канкринит теряет воду и CO_2 при $300\text{—}460^{\circ}$ (Kozu, 1931), что ставит под сомнение возможность его кристаллизации из расплава. В гидротермальных условиях канкринит синтезируется легко при $300\text{—}420^{\circ}$ (Wvart, Michel-Levy, 1949; Barer, White, 1942; Clark, 1948; Иванов 1962₁₋₂).

Минералотермометрическим методом определено, что сыннырский канкринит образовался из гидротермально-флюидных растворов при температуре не ниже 420° . Таким образом, наши результаты вполне согласуются с приведенными выше экспериментальными данными.

Итак, основываясь на приведенном фактическом материале, можно вполне уверенно предполагать магматическое происхождение главнейших породообразующих минералов Сынныра. Результаты сопоставления высоких температур гомогенизации включений, отмечаемых в нефелине ($980\text{—}1100^{\circ}$) и калишпате ($840\text{—}730^{\circ}$), с экспериментальной основой изучения подобных искусственных систем, позволяют допустить существование расплава в нашей многокомпонентной природной системе. Мы полагаем, что наиболее высокие температуры гомогенизации ($980\text{—}1100^{\circ}$) отражают температуру нижней границы магматической стадии. Исходя из высоких температур гомогенизации, агрегатного состояния растворов во включениях, формы вакуолей и т. д., мы предполагаем, что минералообразующие растворы были довольно вязкие, плотные, временами близки к метастабильному состоянию и очень активны. Вполне вероятно, в этих растворах содержались в значительном количестве силикаты щелочных металлов.

Более низкие температуры (ниже 800°) характерны для пневматолито-гидротермальных стадий минералообразования. Здесь наибольший интерес представляет температурный интервал от 740 до 250° , для которого известны включения, гомогенизирующиеся как в газ, так и в жидкость. Наличие таких включений свидетельствует о близости рассматриваемой системы к области двухфазового равновесия газа и жидкости. Даже незначительные перепады давления* должны были вызывать смену одного агрегатного состояния другим, что и отмечалось при гомогенизации включений. Благодаря вариациям давления плотность растворов временами (при температурах от 420 до 270°) достигала критических значений и минералообразование осуществлялось из флюидов**. Образование содалита, канкринита, волластонита и скаполита происходило из растворов с непрерывно меняющейся плотностью.

С падением температуры активность минералообразующих растворов падала, о чем свидетельствует изменение формы вакуолей от негативной, ограниченной, характерной для высокотемпературных включений.

* Перепады давления могли быть связаны с трещинообразованием, адиабатическим расширением магматической камеры (Ю. А. Долгов, 1965).

** При данных температурах включения гомогенизировались с критическими явлениями.

ний, до овальной и неправильной, наблюдаемой у включений с низкими температурами гомогенизации.

С понижением температуры менялись также концентрация и состав растворов, о чем свидетельствует наличие критических точек при различных температурах.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. ДЖИДЫ

Результаты геологических наблюдений, петрографического и минералогического изучения (гл. V) говорят о генетической родственности щелочных пород Боргоя и Боци. Ниже приводим совместную характеристику типов, морфологии и агрегатного состояния включений, обнаруженных в щелочных породах изучаемых интрузий.

Результаты экспериментальных исследований

При исследовании джидинских, преимущественно боргойских, пород были найдены включения в нефелине, калишпате, канкрините.

Нефелин. Наиболее высокие температуры гомогенизации были получены при термометрическом исследовании зеленовато-серого и серовато-зеленого нефелина. Красноватые, с фиолетовым оттенком разности, подвергнутые либнеритизации и частично шпреуштейнизации, оказались непригодными для работы в связи с разложением вторичных минералов при нагревании препаратов. Однако нередко даже в наиболее свежих зеленовато-серых разностях нефелина при 230—400° включения мутнели, темнели и фазовые границы становились трудно различимыми (рис. 46). Естественно, в этих случаях было трудно зафиксировать момент гомогенизации, в результате чего замеры температур гомогенизации имели точность $\pm 10\%$.

Температурный интервал гомогенизаций исследуемых включений довольно широк: от 80 до 780°* (табл. 26). Преобладают в основном двухфазовые газово-жидкие включения, очень редки жидко-газовые (достоверный единственный случай гомогенизации включений при температуре 750°) и трехфазовые включения типа твердая фаза + газ + жидкий раствор (гомогенизирующиеся в интервале 80—230°).

Для большинства включений характерна пространственная разобщенность, и лишь незначительное их количество приурочено к отдельным трещинкам или локальным участкам в минерале. Данная особенность характерна для всех температурных групп включений, и поэтому мы вынуждены отнести их предположительно к вторичным. Явления расщурования для всех включений исключены, или, по крайней мере, исключено расщурование включений гетерогенизированных растворов, ибо рядом находящиеся включения обычно имеют близкие температуры гомогенизации. Наиболее высокотемпературные (720—780°) включения одиночны, и для них вопрос о расщуровании сам собой отпадает.

Размер включений не превышает тысячных долей миллиметра. Форма их самая разнообразная: негативная, трубчатая, полуграненная, овальная, неправильная. В основном преобладают неравновесные



Рис. 46. Включения в нефелине.

* Из-за плохой видимости фазовых границ гомогенизация не доведена до конца.

формы, особенно для низкотемпературных включений. Это свидетельствует о сравнительно малой активности замкнутого раствора. Прямой зависимости между температурой и активностью раствора не отмечалось: неравновесные формы иногда наблюдаются у включений, гомогенизирующихся при 460°. Вероятно, данное явление следует связывать с эпизодическим изменением химизма и активности минералообразующей среды во времени и в пространстве.

Исходя из температур гомогенизации, особенно высокотемпературных включений, можно говорить о возможном присутствии в замкнутых растворах хлоридов натрия или калия (Sougigajan, Kennedy, 1962). Включения, гомогенизирующиеся выше 700°, возможно, содержат и другие растворенные соли, в частности силикаты щелочей. Однако, судя по температурам гомогенизации, их концентрации должны быть незначительными.

Следует отметить, что изредка и, как правило, при низких температурах (80—250°) отмечается выпадение в замкнутом растворе нерастворенной избыточной соли в виде либо точечных черных и бурых агрегатов, либо буроватых, иногда полупрозрачных обособлений округлой или дискообразной формы. Размеры твердых фаз в десятки и сотни раз меньше размеров вакуольки, в связи с чем определение их составов и констант практически невозможно.

Как правило, твердая фаза растворяется до гомогенизации включения.

Агрегатное состояние в основном для всех включений жидкое. Лишь при 750° встречено одно включение, гомогенизирующееся в газ. Аномальность последнего, по нашему мнению, исключена, ибо данное жидко-газовое включение одиночно. Кроме того, в других препаратах были найдены включения, гомогенизирующиеся при близких температурах (730 и 780°) в жидкость. Факт одновременного нахождения включений, гомогенизирующихся и в жидкость, и в газ, вероятнее всего следует связывать с явлениями кипящих минералообразующих растворов (пневматолитовый этап), а редкость таких жидко-газовых включений — с кратковременностью и незначительностью этого этапа.

Итак, образование нефелина началось при температурах, несколько превышающих 780°. При более низких температурах агрегатное состояние минералообразующей среды менялось через газообразное к существованию жидкому.

Калинатровые полевые шпаты почти не содержат включений. Встречены лишь одиночные редкие включения, гомогенизирующиеся при низких температурах (от 85 до 230°, табл. 26). Включения двухфазовые, газовой-жидкие размером в тысячные доли миллиметра. Форма их неправильная, редко полуограненная или негативная, говорящая об инертности замкнутой минералообразующей среды. Судя по низким температурам гомогенизации, данные включения вторичные.

Итак, термометрическим методом нам не удалось определить начальные температуры образования калинатровых шпатов.

Канкринит присутствует лишь в боргойских щелочных породах, причем в очень малом количестве. Это, естественно, затрудняет минералотермометрическое изучение. Кроме того, контуры и фазовые границы включений при комнатной температуре неотчетливы, а при нагревании включения темнеют и фазовые границы становятся совсем неразличимыми.

* При учете поправки на давление температура будет несколько выше.

**Результаты термометрического исследования щелочных пород нижнего течения
р. Джиды**

Массив	Порода	Исследуемый минерал	Температурный интервал гомогенизации, °С	Количество замеров	Тип включения	Агрегатное состояние минералообраз. среды
Боргой	Нефелиновый сиенит	Нефелин	780*	1	Газово-жидк.	Жидкое
			750	1	Жидко-газов.	Газовое.
			730—200	2	Газово-жидк.	Жидкое
			690—400	25	”	”
Боргой и Боци	То же	То же	400—80	112	”	”
			230—80	7	Тв. фаза+газ+ +жидкость	”
Боргой и Боци	То же	Калинатровый полевой шпат	230—85	13	Газово-жидк.	”
Боргой	Канкринитизован. нефелиновый сиенит	Канкринит	420—200	2	”	”

* Из-за плохой видимости фазовых границ гомогенизация не доведена до конца.

В канкрините обнаружены газово-жидкие включения, гомогенизирующиеся при 420 и 200°. Следует отметить, что при 420° растворы гомогенизировались не полностью, а дальнейшее наблюдение за ходом гомогенизации стало невозможным ввиду потемнения содержимого включения и расплывчатости фазовых границ. При охлаждении фазовые соотношения восстанавливались, а повторные гомогенизации давали аналогичный результат. Включение, которое гомогенизируется при 420°, трубчатой формы, низкотемпературное, имеет неправильную форму.

По всей видимости, канкринит образовался при температуре не ниже 420° в режиме падающей активности минералообразующей среды.

Генетическая природа исследуемых минералов

Нефелин. Выше отмечено, что экспериментальные работы (Hamilton, Маскепзие, 1960) установили возможность кристаллизации нефелина из расплава при 750° и давлении воды 1050 атм.

Нами при гомогенизации включений были получены температуры выше 780°. Принимая во внимание, что данная цифра не учитывает положительной поправки на давление и относится ко вторичному включению, следует предположить еще более высокую температуру начала образования нефелина. Последнее предполагает наличие магматического расплава и кристаллизации из него щелочных пород.

Калинатровые полевые шпаты. При минералотермометрическом исследовании в калинатровом шпате были обнаружены лишь низкотемпературные вторичные газово-жидкие включения. Поэтому для опреде-

ления нижнего температурного предела образования минерала воспользуемся экспериментальной основой изучения подобных искусственных систем (Боуэн, Таттл, 1952; Орвил, 1963; и др.). В гл. III и IV отмечалось, что боргойский калинатровый полевой шпат нередко содержит микропертит распада, а как известно (Соболев, 1949, и др.), твердые растворы калинатровых полевых шпатов распадаются при температурах 700—660°. Эти температуры, вероятно, и отражают возможную минимальную температуру начала образования боргойского калинатрового шпата.

Канкринит. Результаты геологических наблюдений и петрографических исследований щелочных пород Боргоя свидетельствуют о гидротермальном происхождении канкринита. В пользу этого говорят и полученные нами температуры гомогенизации включений, а также опубликованные экспериментальные данные по искусственному выращиванию канкринита (Wyart, Michel-Levy, 1949; Clark, 1948; Иванов, (1962—2 и др.).

На основе сопоставления экспериментальных данных (Hamilton, Maskenzie, 1960) с наиболее высокими температурами гомогенизации (выше 780°) автором допускается возможность магматической природы щелочных пород Боргоя.

Как отмечалось выше, в нефелине наблюдались включения, гомогенизирующиеся при температуре 780—750° как в жидкость, так и в газ. Вероятно, этот факт говорит о близости данных растворов к кривой двухфазового равновесия или даже о возможности кипения растворов. Исходя из агрегатного состояния растворов в момент гомогенизации включений, можно предполагать наличие в эволюционном ходе развития магматического очага как пневматолитового (750°), так и гидротермального (ниже 730°) этапов. Первый характеризуется кратковременностью и эпизодичностью, второй имеет широкий размах как во времени, так и в пространстве. Гидротермальные растворы хотя и высокотемпературные, но обладают сравнительно низкой активностью (наличие неравновесных форм включений). С данными растворами необходимо связывать образование канкринита и, вероятно, альбита, а также редкоземельной минерализации.

* *
*

Итак, с помощью минералотермометрического метода доказана магматическая природа щелочных и нефелиновых пород Боргоя и Сынныра, а для последнего массива и магматическая природа порфировидных псевдолейцитовых сиенитов. Определен нижний температурный предел раскristаллизации магматического расплава: на Сынныре он несколько выше 1100°, на Боргое — выше 780°.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ СЫННЫРИТОВ И ДРУГИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЫННЫРА

Фактический материал, изложенный в предыдущих главах, позволил довольно четко обосновать магматическую природу щелочных и нефелиновых пород Сынныра и Боргоя. Происхождение сынныритов очень дискуссионно. В настоящее время трактовка термина «сыннырит» чаще всего произвольна. Так, Р. П. Тихоненкова к собственно сынныритам относит магматические образования, развитые в виде маломощных зон, главным образом среди псевдолейцит-нефелиновых сиенитов внутренней зоны массива, и характеризующиеся наличием вкрапленников кальсилит-ортоклазового состава. О. Б. Дудкин также предполагает присутствие в данных породах тетрагонтриоктаэдрических вкрапленников псевдолейцита и отождествляет эти образования с псевдолейцититами. М. П. Орлова и Э. А. Багдасаров главной особенностью данных пород считают овоидальную текстуру и дактилотипную структуру овоидов, представленную тончайшими сростаниями кальсилита и калишпата.

Нами все породы с тетрагонтриоктаэдрическими вкрапленниками псевдолейцита относятся к порфиридовидным псевдолейцитовым сиенитам. Вкрапленники могут иметь четкую кристаллографическую огранку и более сглаженную как бы оплавленную форму. Данные образования распространены в основном в северной эндоконтактовой части интрузии, в районе р. Куйкипури, на г. Столовой, на участке Высотном. Ими сложены маломощные неправильной формы зоны, развитые преимущественно среди нефелиновых образований. Переходы между породами исключительно постепенные и выражаются в уменьшении размера вкрапленника и увеличении зернистости основной массы породы.

К сынныритам мы относим плотные стекловатые породы, визуально лишенные тетрагонтриоктаэдрических вкрапленников псевдолейцитов, но под микроскопом обнаруживающие либо узко локально (неправильные участки, овоиды), либо повсеместно мirmekитовые структуры сростания фельдшпатоидов с калишпатам. Макроскопически такие породы иногда ничем не отличаются от дитроитов; изредка они обнаруживают овоидальную текстуру* и становятся в некоторой мере морфологически сходными с порфиридовидными псевдолейцитовыми сиенитами.

* К центру таких овоидов нередко тяготеет биотит, нормально к которому располагаются либо лейсточки калишпата, либо чешуйки того же биотита. Основная масса пород овоида сложена мелкозернистым агрегатом калишпат-нефелин-кальсилитового состава.

Сынныриты слагают мощную кольцевую зону вокруг пуласкитового ядра. Контакт дитроитов с сынныритами прихотливый, постепенный, а с пуласкитами обычно более четкий. Описываемые породы Р. П. Тихонова называют псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами, а М. П. Орлова в эту группу включает нефелиновые породы с отдельными участками мирмекитовых структур.

Для выяснения генезиса сынныритов потребовалось привлечение новых методов и большая детальность исследований. В данной главе последовательно рассматриваются петрографические, химические особенности сынныритов, результаты их термовысвечивания, минералотермометрического, рентгенометрического и ИКС-изучения. С целью выяснения возможной генетической связи между сынныритами, щелочными и нефелиновыми сиенитами нередко проводятся их сопоставления по тем или иным характеристикам.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ПОРФИРОВИДНЫХ ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫХ СИЕНИТОВ И СЫННЫРИТОВ

При микроскопическом изучении сынныритов и порфировидных псевдолейцитовых сиенитов основное внимание нами уделялось их структурам, образование которых в конечном счете регулируется, по А. Г. Бетехтину (1934, 1935, 1937), физико-химическими факторами равновесия системы. Учитывалось также и замечание П. Рамдора (1962), о том, что при выяснении генезиса минералов изучение их сростаний является лишь вспомогательным средством при условии учета всех возможных обстоятельств: геологической обстановки, общего минерального состава и т. д.

Порфировидные псевдолейцитовые сиениты отмечаются на участке Высотном, г. Столовой и на правом берегу р. Куйкипури (северная часть эндсконтакта дитроитов). Микроскопически это плотные серые тонко- мелкозернистые породы с вкрапленниками псевдолейцита, в той или иной степени ограненного. На уч. Высотном вкрапленники имеют тот же серый цвет, что и мелкозернистая основная масса породы. Как правило, они многогранны и выбиваются из породы при ударе молотком. На правобережье р. Куйкипури и г. Столовой вкрапленники светлее мелкозернистой основной массы породы и не имеют четких правильных кристаллографических очертаний. Количество их в породе варьирует от 10—15 до 50—80%, а размер от 20 мм (уч. Высотной) до 10—5 мм (р. Куйкипури, г. Столовая). Обычно порфировидные псевдолейцитовые сиениты отмечаются в виде небольших прихотливых шлиров среди среднезернистых дитроитов. Четких контактов между дитроитами и порфировидными псевдолейцитовыми сиенитами не наблюдается.

Микроскопическое изучение порфировидных псевдолейцитовых сиенитов показало, что основным компонентом породы является калишпат (95%), в той или иной степени проросший кальсылитом* и нефелином. Более или менее идиоморфные зерна нефелина присутствуют в незначительном количестве (1—2%). Из цветных минералов отмечаются пироксен и биотит (15%) при преобладании последнего. Среди аксессуарных (1—2%) встречаются сфен, апатит, титаномagnetит, циркон, довольно часто карбонат, реже плагиоклаз.

* Кальсылит определен рентгеноструктурным анализом, о чем более подробно будет сказано ниже.

Обычно по составу вкрапленники отличаются от мелкозернистой основной массы лишь наличием сростков калишпата с кальсилитом и нефелином.

При общности минерального состава всех рассмотренных порфировидных псевдолейцитовых сиенитов структуры у них не везде одинаковы; среди них можно выделить три резко отличающиеся друг от друга группы: породы с мирмекитовыми структурами; породы с эмульсиевидными (Рамдор, 1962) структурами; породы, лишенные симплектитовых вростков.

Породы с мирмекитовыми структурами характерны в основном для уч. Высотного. В структурном строении вкрапленника улавливается определенная закономерность. Так, центральная часть тетрагонтриоктаэдра сложена зернами калишпата с тонкими мирмекитовыми вкрапленниками кальсилита и нефелина. Вростки никогда не бывают прямолинейными, они плавно изгибаются и принимают подчас весьма прихотливую форму. Обычно мирмекитовые включения короткие, местами прерывистые, всегда оптически одинаково ориентированы в зерне калишпата. Нередко в центральных частях вкрапленника отмечаются иголки биотита и пироксена, и рисунок мирмекитовых выделений обычно согласуется с их конфигурацией: огибает их, нигде не пересекаясь с ними. Иногда вкрест простираются калишпат-нефелин-кальсилитовых сростаний протягиваются точечные цепочки цветных минералов, отражающие зоны роста вкрапленника. На периферии последнего мирмекитовые вростки кальсилита укрупняются, становятся менее обильными и меняют свой рисунок. Здесь же отмечаются совершенно лишенные симплектитовых вростков зерна калишпата, изредка нефелина и кислого плагиоклаза.

В более мелкозернистой породе на фоне основной нефелин-калишпатовой массы четко выделяются вкрапленники псевдолейцита, представленные мирмекитовыми сростаниями калишпата, нефелина и кальсилита. В их центральной части вростки нефелина и кальсилита образуют причудливый рисунок, похожий на ихтиоглиптовый; на периферии червеобразные вростки нефелина и кальсилита ориентируются нормально к центру. Обычно отмечается своя оптическая ориентировка и свой рисунок для вростков нефелина и кальсилита в каждом отдельном зерне калишпата. В различных частях вкрапленников изредка встречаются лишенные кальсилита и нефелина зерна калишпата (рис. 47).

Породы с эмульсиевидными структурами характерны для порфировидных псевдолейцитовых сиенитов р. Куйкипури (из аллювия, недалеко от впадения рч. Медвежьего). Они сложены в основном гипидиоморфном средне-, мелкозернистыми калишпатами и очень редкими зернами нефелина, биотита, пироксена, сфена, титаномагнетита, плагиоклаза. Полигональные вкрапленники представлены идиоморфными зернами калишпата, редкими ксеноморфными зернами нефелина и среднезернистым агрегатом калишпата с эмульсиевидными, очень мелкими зернами — вростками нефелина, которые при малом увеличении микроскопа похожи на точки. Данные вростки довольно равномерно распространены по всему зерну калишпата. При больших увеличениях микроскопа иногда видна их кристаллографическая огранка: в срезе — шестигранник, квадрат и т. д., но чаще вростки нефелина имеют неправильные очертания (рис. 48). Как правило, определенные группы таких полуограненных или неограненных эмульсиевидных зерен имеют одинаковую оптическую ориентировку.

Породы, лишенные симплектитовых вростков, распространены на г. Столовой и в зоне эндоконтакта (правобережье

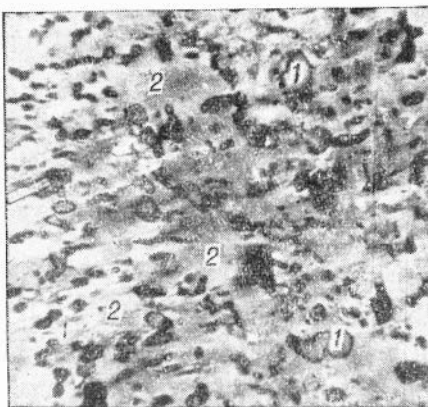
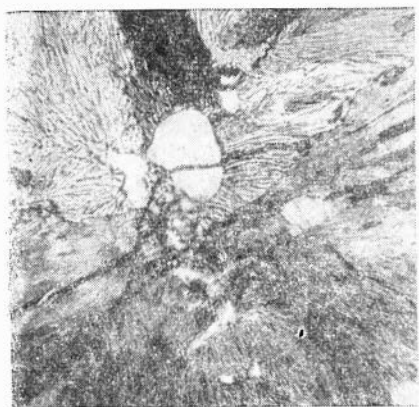


Рис. 47. Порфировидный псевдолейцитовый сфенит. Мирмекитовые сростания калишпата, нефелина, кальсилита.

Рис. 48. Порфировидный псевдолейцитовый сфенит. Эмульсионные вросстки нефелина (1) в калишпате (2).

р. Куйкипури). Макроскопически это пятнистые серые породы, состоящие из светло-серых довольно сглаженных тетрагонтриоктаэдрических вкрапленников псевдолейцита и темно-серой, серой среднезернистой основной массы. Под микроскопом порфировидность породы исчезает из-за идентичности минерального состава и размера зерен саллических минералов во вкрапленниках и основной массе. Лишь иногда первоначальную форму роста лейцита подчеркивают пертиты замещения, развивающиеся в монозерне калишпата в строго определенных геометрических направлениях, параллельно граням тетрагонтриоктаэдра.

Порода сложена гипидиоморфными зернами калишпата (нередко с микроклиновой решеткой), цветного минерала (в основном биотита и очень редко пироксена), акцессориев (сфен, апатит, титаномагнетит) и ксеноморфными зернами нефелина, канкринита и карбоната. Иногда минералы имеют несколько генераций. Так, наряду со среднезернистым калишпатом, слагающим породу, отмечаются его мелкозернистые агрегаты, приуроченные к трещинкам, определенным зонкам в породе. К таким зонкам особенно охотно тяготеют канкринит и карбонат.

Несколько генераций имеет и полисинтетически тонко сдвойникованный альбит. Зерен альбита мало. Они довольно равномерно распределены в породе. Вероятно, их следует считать сингенетичными с нефелином и калишпатом. Мелкозернистый альбит II окаймляет зерна калишпата I, заполняет в нем или в породе трещинки, т. е. явно приурочен к ослабленным зонкам. Кроме того, альбит встречается в виде пертитов замещения.

Нефелин в породах редок, имеет одну генерацию и очень прихотливую заливообразную форму.

Сыннырит макроскопически представлен плотными лейкократовыми (светло-серыми, светло-розовыми, реже светло-фиолетовыми) породами, в которых иногда отмечаются шарообразные овоиды (размером от 3 см и меньше). В центре последних нередко наблюдаются цветные минералы. Главными составляющими породы являются калишпат (преимущественно микроклин), нефелин и кальсилит при повсеместном количественном преобладании калишпата. То или иное количество фельдшпатоидов находится в мирмекитовых сростаниях с калишпатом.

Часто зерна калишпата и нефелина ксеноморфны, продолговатые (наподобие лейст), с прихотливыми заливообразными контурами.

Второстепенные минералы: биотит, пироксен, сфен, титаномагнетит, циркон, апатит, гранат, монацит, канкринит, содалит, анальцит.

Акцессорные и цветные минералы, как правило, идиоморфны и распределены в породе довольно равномерно. Карбонат имеет обычно неправильную форму (нередко остроугольную, лоскутовидную), различные размеры (от точечных до крупнозернистых выделений) и либо распределен равномерно по всей породе, либо тяготеет к трещинкам в ней. Изредка зерна его находятся в центре симплектитового агрегата. Иногда вокруг карбоната располагаются оторочки граната. На стыке карбоната и нефелина возникают реакционные каемки канкринита. Канкринит, содалит, либнерит, анальцит развиваются по нефелину; замещение обычно начинается с периферийных частей нефелина, либо по трещинкам в нем. Гранат отмечается как в виде самостоятельных зерен, так и в виде продуктов замещения пироксена.

В отличие от порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов для сынныритов характерна всего лишь одна структурная форма срастания фельдшпатоидов и калишпата — мирмекитовая.

Мирмекитовые срастания калишпата с нефелином и кальсилитом в сынныритах и порфиroidных псевдолейцитовых сиенитах по морфологии идентичны. В сынныритах они распространены в овоидальных, реже неправильно вытянутых прихотливых зонках, сложенных несколькими зернами калишпата. Оптическая ориентировка и рисунок мирмекита либо свой для каждого отдельного зерна калишпата, либо одинаков для всех. Границы мирмекитовых срастаний с остальной частью породы микроскопически всегда очень четкие. Нередко зона мирмекитовых выделений контролируется контурами соседних зерен, на контакте с которыми система нефелин-кальсилит-калишпатовых образований часто резко обрывается. Иногда система подобных мирмекитовых срастаний, «преодолев» границу соседнего зерна, резко обрывается, захватив лишь небольшую его часть, т. е. часть зерна калишпата, входящая в мирмекитовый овоид, содержит вросстки нефелина и кальсилита, а другая его часть, находящаяся за пределами овоида, лишена их.

Однако нередко и внутри мирмекитовых «стяжений» есть отдельные зерна калишпата, лишенные вростков фельдшпатоидов. В этом случае мирмекитовый рисунок, не меняя своей ориентировки, огибает зерна калишпата.

Иногда периферийная часть крупных зерен калишпата «мирмекитизирована», а центральная сложена чистым калишпатам. Местами переходы еще сложнее, что обусловлено изменением рисунка мирмекита и размеров вростков фельдшпатоидов (при сохранении одинаковой оптической ориентировки всего мирмекита).

Как правило, мирмекитовые нефелин-кальсилит-калишпатовые срастания никогда вплотную не примыкают к зернам пироксена, в то время как для остальных минералов это, наоборот, характерно.

Мирмекитовые срастания (в той или иной мере оптически одинаково или по-разному ориентированные) могут захватывать довольно большие площади породы.

Нередко мирмекитовые и лишенные нефелин-кальсилитовых вростков участки тесно перемежаются. При этом мирмекитовые выделения обычно тяготеют к определенным вытянутым зонкам. Иногда мирмекитовые срастания выделяются на фоне основной массы породы в виде овальных и неправильных по форме пятен и участков.

Изредка мирмекитовые выделения тяготеют к зонкам, сложенным мелкозернистыми агрегатами калишпата, биотита, нефелина. На последнем интересном случае остановимся подробнее. В породе довольно часто встречаются мелкие гипидиоморфные зерна калишпата, нередко с микроклиновой решеткой. Ими, как только что отмечалось, могут слагаться отдельные прихотливо вытянутые зоны, к которым тяготеют мелкозернистые нефелин, биотит, карбонат. Иногда мелкозернистый агрегат калишпата оконтуривает в виде тонкой каемки более крупные довольно изометричные зерна калишпата и нефелина или проникает в них по трещинкам. Данные структурные взаимоотношения позволяют отнести мелкозернистый калишпат к более поздней генерации (по сравнению с калишпатом основной массы породы).

Иногда такие мелкие зерна калишпата II, слагающие отдельные вытянутые зонки, содержат симплектитовые вроски нефелина-кальсилита (рис. 49). Как правило, в центральных частях таких зонок симплектитовые сростания довольно редки и обычно приурочены к изолированным зернам калишпата; на периферийных участках, нередко примыкающих к крупным мирмекитовым овоидам, симплектитовых сростаний нефелина-кальсилита-калишпата в мелкозернистых агрегатах больше.

Анализируя сказанное, можно предполагать либо а) сингенетичность образования мирмекитовых сростаний в крупных овоидах и мелкозернистых агрегатах калишпата II при предположении единого сплошного фронта развития мирмекита, захватывающего разнозернистые участки породы, б) либо их разновозрастность. В последнем случае тяготение мелкозернистых симплектитовых прорастаний к крупным мирмекитовым овоидам можно объяснить энергетической выгодой имеющих готовых затравок нефелина-кальсилита в примыкающих к ним овоидах. В любом случае мирмекит в мелкозернистом калишпате II не мог развиваться раньше образования самого калишпата II.

Резюмируя сказанное, процесс мирмекитизации можно предполагать либо многоступенчатым (мирмекиты основной массы породы и мирмекиты мелкозернистого калишпата II), либо одноступенчатым (при условии его сингенетичности с калишпатом II).

Укажем на другой случай более позднего образования мирмекита по сравнению с минералами основной массы породы. Нефелин-кальсилит-калишпатовые мирмекитовые сростания в виду узкой полоски оконтуривают крупное зерно калишпата по трещинкам (рис. 50—52). Характерно, что нефелин, кальсилит и калишпат одинаково ориентированы на всем протяжении мирмекитового выделения.

Для полноты картины рассмотрим наложенный на данные породы поздний процесс микроклинизации, при котором замещению подвергались как нефелин-кальсилит-калишпатовые мирмекитовые сростания, так и индивидуальные зерна основной массы породы. Наиболее полно и ярко данный процесс проявился в сыньныритах светло-фиолетового цвета, отмечаемых в верховьях р. Ушмуна. Здесь микроклином замещена вся салическая часть породы: мирмекитовые сростания, нефелин, калишпат (рис. 53). Крупные белые овоиды на фиолетовой основной массе породы сложены именно поздним микроклином (+ очень редкие, не успевшие заместиться зерна нефелина и калишпата). Нередко микроклин развивается в виде широких (макроскопически различных) прихотливых полос, иногда же он является как бы цементирующим материалом для замещаемого им сыньнырита.

При меньшей интенсивности процесса микроклинизации замещению подвергаются отдельные зерна калишпата или нефелина. Нередко

от последних остаются лишь отдельные пойкилитовые вроски, взаимоотношения которых с поздним микроклином зачастую весьма причудливы.

Процесс замещения нефелина обычно начинается с периферии зерна (рис. 53—54). Вокруг нефелина образуется как бы сплошной «фронт наступления» калишпата (микроклина). Вначале происходит как бы сглаживание неровных контуров нефелина за счет развития на его месте микроклина. Иногда одна часть зерна нефелина полностью замещается микроклином, а другая почти не затрагивается данным процессом. Переход между такими зонами совершенно неуловим.

Можно выделить три генерации калишпата: калишпат I, сингенетичный основным породообразующим минералам породы; калишпат II, сингенетичный процессу (всему или более поздней его части) мирмекитизации; калишпат III, наиболее поздний, замещающий мирмекитовые сростания нефелин-кальсилита и калишпата.

Таким образом, микроскопическое изучение пород показало, что порфиroidные псевдолейцитовые сиениты отличаются от сынныритов по составу (наличие в псевдолейцитовых порфиroidных сиенитах плагиоклаза и его отсутствие в сынныритах) и структурным взаимоотношениям вросток фельдшпатоидов с калишпатом (в порфиroidных псевдолейцитовых сиенитах выделяются три структурные группы: мирмекитовая, эмульсиевидная и лишенная симплектитовых сростаний; в сынныритах отмечается лишь одна группа — мирмекитовая). Кроме того, при изучении сынныритов выяснилось, что время образования нефелин-кальсилит-калишпатовых сростаний либо полностью (при условии одноактного образования мирмекитов), либо частично (при условии многостадийности мирмекитообразования) контролируется временем образования калишпата II. Выявлена также поздняя микроклинизация (калишпат III), которая накладывается на нефелин-кальсилит-калишпатовые сростания и уничтожает их.

В заключение кратко остановимся на генетической стороне мирмекитовых и эмульсиевидных выделений и механизме их образования.

Как известно (Рамдор, 1962; Бетехтин, 1937 и др.), генезис данных образований может быть самым различным.

Мирмекитовые структуры могут возникать при одновременной кристаллизации минералов, при распаде твердых растворов или при избирательном замещении минералов.

Образование частично ограниченных эмульсиевидных обособлений возможно: а) при захвате растущим минералом мелких кристаллических обособлений другого вещества; б) при интенсивном замещении минерала (непереработанные остатки от замещения в виде эмульсии распространены в новообразованном минерале); в) при распаде твердых растворов (наиболее часто отмечаемый случай); г) при эвтектической кристаллизации минералов. Следует заметить, что форма распада, форма замещения и форма одновременной кристаллизации могут быть очень сходными. Поэтому, основываясь лишь на петрографическом изучении пород, очень трудно дать предпочтение тому или иному способу образования, и нам не кажутся убедительными выводы некоторых исследователей о природе нефелин-кальсилит-калишпатовых сростаний, базирующиеся только на микроскопическом изучении шлифов.

Приведенное нами петрографическое описание взаимоотношений симплектитовых сростаний с главными породообразующими минералами сынныритов свидетельствует о более позднем возникновении симплектитовых обособлений по сравнению с образованием основной массы породообразующих минералов. Однако связывать образование

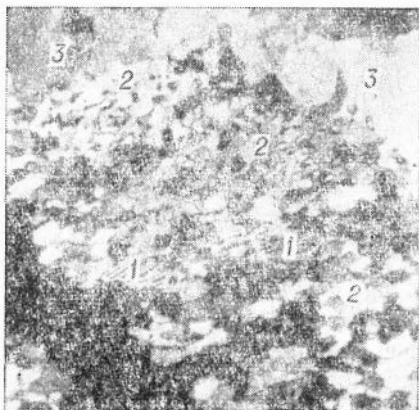


Рис. 49. Сыннырит. Развитие симплектитовых вростков нефелина и кальсилита в мелкозернистом калишпате II. 1 — симплектитовые срастания; 2 — калишпат II; 3 — калишпат I.

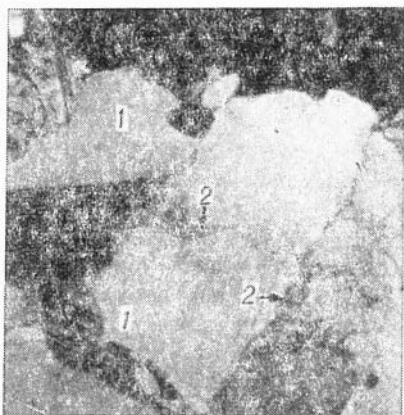


Рис. 50. Сыннырит. Оконтуривание мирмекизовым агрегатом зерен калишпата и его проникновение по трещинкам. 1 — калишпат; 2 — кальсилит-нефелин-кальцикатовый мирмеки.

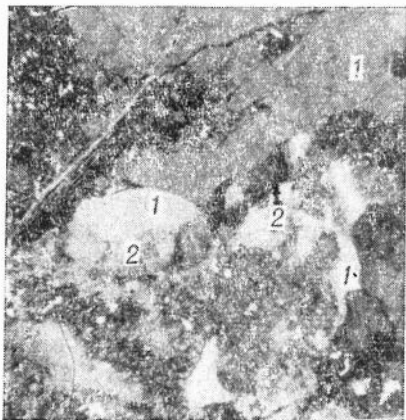


Рис. 51. Сыннырит. Рассечение калишпатовых зерен кальсилит-нефелин-кальцикатовым симплектитом. 1 — калишпат; 2 — симплектитовый агрегат.



Рис. 52. Развитие симплектитового агрегата по трещинке. 1 — калишпат; 2 — симплектитовые срастания кальсилита и нефелина с калишпатовым.

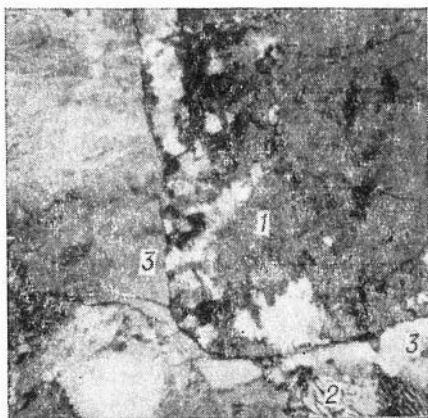


Рис. 53. Замещение калишпатов III нефелина и мирмекизового агрегата. 1 — нефелин; 2 — мирмеки; 3 — калишпат III.

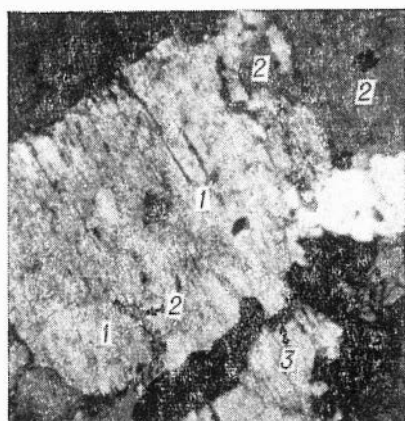


Рис. 54. Замещение нефелина калишпатов. 1 — нефелин, 2 — калишпат, 3 — биотит.

мирмекитовых структур в данных породах можно как с магматической, так и с постмагматической стадиями.

Поскольку магматическая природа порфириовидных псевдолейцитовых сиенитов доказана (гл. IV), возникновение своеобразных структур в этих образованиях определенно можно объяснять распадом твердых растворов.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА НЕФЕЛИНОВЫХ И ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫХ ПОРОД СЫННЫРА

Характерная особенность химического состава щелочных, нефелиновых и псевдолейцитовых пород Сынныра — насыщенность щелочными элементами* при резком преобладании K_2O над Na_2O (табл. 27). Наиболее щелочными ультракалиевыми породами являются сынныриты и отчасти порфириовидные псевдолейцитовые сиениты, приближающиеся по химическому составу к лейцитовым породам (Sahama, 1960).

Для более отчетливого понимания основных черт химизма изучаемых пород, чем это можно увидеть непосредственно из цифровых значений химических анализов, последние нами пересчитывались по нормативно-молекулярному методу. При этом учитывался реальный минеральный состав рассматриваемых пород. Для большей простоты и наглядности в табл. 28 отражены количественные соотношения нормативных минералов лишь калиевой части пород (альбита, ортоклаза, нефелина, кальсилита), приведенные к 100%.

Как видно из табл. 28, все рассматриваемые породы резко отличаются друг от друга по процентному содержанию кальсилита в твердом растворе $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4$. Так, в порфириовидных псевдолейцитовых сиенитах с эмульсионной структурой прорастания калишпата нефелином (обр. 307/1) кальсилитовый компонент совершенно отсутствует.

В породах ряда дитроит — фоййит содержание кальсилитового компонента в твердом растворе $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4$ колеблется от 12 до 29,4%. Данного количества кальсилита совершенно недостаточно для обособления свободного минерала (Sahama, 1953). Поэтому совершенно определенно можно говорить о том, что отмечаемый кальсилит входит в состав нефелина, образуя с ним твердый раствор. Этот вывод подтверждается химическими анализами нефелинов из рассматриваемых пород (гл. IV).

В сынныритах (табл. 28) соотношения кальсилитового и нефелиновых минералов в твердом растворе $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4$ совершенно иные, чем в нефелиновых породах, и характеризуются преобладанием кальсилитового компонента (от 68,1 до 100%). В этом случае даже при максимальном предельном содержании кальсилитового компонента в $K - Na$ — нефелине обязательно должно произойти выделение кальсилита в виде самостоятельного минерального индивида (Bannister, 1931; Sahama, 1953). Этот вывод подтверждается данными рентгеноструктурного анализа (см. ниже). Следует отметить, что наиболее значительные содержания кальсилитового компонента отмечаются в овидах сынныритов, представленных мирмекитовыми сростаниями кальсилита и калишпата, в которых нефелин может и отсутствовать (обр. 618/8, 526/2).

* Сумма весовых процентов щелочей в щелочных и нефелиновых сиенитах не падает ниже 13—15%, достигая в псевдолейцитовых породах 20—21%.

Химические анализы пород Сыннырского щелочного массива, вес. %

Окислы	Дитроит				Фойяит (2) Т-45	Порфиroidный псевдолейцитовый сениит						Сыннырит			
	(1) 5112	(2) 3167	(2) 2977	(1) 5102		(3) 307/1*	(1) 6037-в	(4) 1	(5) С-92*	(5) С-92**	(3) 576/1*	(4) 6	(1) 12	(3) 618/8***	(3) 526/2***
SiO ₂	55,87	54,68	55,86	55,83	54,25	58,10	57,52	55,88	57,00	57,00	55,60	50,68	55,69	55,45	57,25
TiO ₂	0,15	0,24	0,45	0,48	0,08	0,20	0,12	0,05	0,10	0,21	0,18	0,29	0,30	0,20	0,22
Al ₂ O ₃	23,18	23,30	23,10	18,73	20,18	23,51	23,44	22,01	21,80	22,00	23,01	15,58	20,43	22,88	22,34
Fe ₂ O ₃	0,43	0,58	1,85	2,18	1,15	0,05	0,55	1,02	1,10	1,07	0,60	2,28	0,72	0,62	0,19
FeO	0,92	1,13	0,86	1,42	1,22	0,08	0,48	0,98	—	—	0,14	1,97	1,27	0,13	0,10
MgO	0,27	0,43	0,65	1,20	1,10	0,34	0,27	1,12	Не опр.	0,20	0,34	3,35	0,60	0,34	0,34
CaO	0,48	1,81	1,00	2,51	4,05	0,54	0,61	0,75	1,15	1,25	0,06	8,86	0,55	0,06	1,01
MnO	0,01	0,02	0,03	0,06	0,11	Сл.	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Сл.	0,11	0,03	Сл.	Сл.
Na ₂ O	3,87	2,57	3,13	3,37	3,30	8,14	0,10	2,17	1,75	3,50	2,32	1,10	1,57	0,30	1,96
K ₂ O	13,28	13,27	12,40	11,84	12,34	9,62	14,5	14,87	16,60	13,25	16,97	12,00	18,19	19,56	13,22
H ₂ O ⁻	0,40	—	—	0,10	0,13	—	0,04	0,72	Не опр.	Не опр.	—	1,62	0,22	—	—
H ₂ O ⁺	1,37	—	0,22	0,65	0,96	0,10	1,61		—	—	0,05		—	0,82	Не опр.
P ₂ O ₅	0,18	—	—	0,24	0,25	Не опр.	Не опр.	0,07	—	—	Не опр.	1,87	0,07	—	Не опр.
BaO	—	—	—	1,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	Не опр.	—	—	Не опр.	0,24	—	Не опр.	Не опр.	—	—	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cl	—	—	1,06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	0,71	—	0,95	—	—	0,41	Не опр.	—	0,34	2,21
Сумма	100,41	98,03	100,61	99,63	99,36	101,39	99,26	99,59	99,50	98,48	99,68	99,72	100,46	99,88	99,19

Примечание. 1 — сведения, позаимствованные у С. И. Зака (1965); 2 — сведения, позаимствованные у Г. В. Андреева (1965); 3 — химические анализы аналитика Э. С. Гулецкой (1966), ИГиГ СО АН СССР; 4 — сведения, позаимствованные у В. В. Архангельской (1965); 5 — сведения, позаимствованные у В. А. Куренина (1966).

* Химический состав лейкократовой части вкрапленника порфиroidного псевдолейцитового сениита;

** Химический состав лейкократовой части мелкозернистой основной массы порфиroidного псевдолейцитового сениита;

*** Химический анализ лейкократовой части овоида сыннырита.

Для порфировидных псевдолейцитовых сиенитов (при исключении из рассмотрения отмеченных выше пород с эмульсиевидными структурами) также характерно высокое содержание кальсилитового компонента в твердом растворе $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4$ (43,5% для пробы 1), которое резко уменьшается в мелкозернистой основной массе псевдолейцитового сиенита (16,4%, проба С-92) и значительно возрастает во вкрапленниках (64,1% для пробы С-92 и 66,3% для пробы 576/1), т. е. по соотношениям кальсилитового и нефелинового миналов в твердом растворе

Таблица 28

Нормативно-минеральный состав салической части щелочных пород Сынныра

Порода	Ортоклаз	Альбит	Нефелин	Кальсилит	% Кс в твердом растворе Нефр-Кс	№ пробы
Вкрапленник порфировидного псевдолейцитового сиенита	61,00	19,17	19,83	—	—	307/1
Порфировидный псевдолейцитовый сиенит	99,03	0,64	0,39	—	—	6037-В
Дитроит	81,16	—	16,57	2,27	12,0	2977
Дитроит	77,96	—	18,65	3,39	15,3	5102
Мелкозернистая основная масса порфировидного псевдолейцитового сиенита	79,39	—	17,23	3,39	16,4	С-92
Дитроит	73,91	—	19,56	6,53	25,1	5112
Фойяит	75,42	—	17,96	6,62	26,9	Т-45
Дитроит	81,04	—	13,39	5,57	29,4	3167
Порфировидный псевдолейцитовый сиенит	80,86	—	10,80	8,33	43,5	1
Вкрапленник псевдолейцитового сиенита	74,42	—	9,17	16,39	64,1	С-92
То же	70,12	—	10,06	19,81	66,3	576/1
Сыннырит	75,53	—	7,72	16,73	68,1	6
"	64,73	—	7,94	27,32	77,0	12
Овоид сыннырита	71,69	—	1,50	26,80	94,7	618/8
То же	71,15	19,18	—	9,66	100	526/2

$\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4$ вкрапленники порфировидных псевдолейцитовых сиенитов близки к сынныритам, а их мелкозернистая основная масса — к дитроитам и фойяитам.

Итак, по роли кальсилитового компонента в твердом растворе $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4$ можно выделить породы, в которых: а) кальсилитовый компонент не обособляется в виде самостоятельных минеральных выделений, а входит в состав $\text{K} - \text{Na} - \text{нефелина}$, образуя с ним твердый раствор (дитроиты, фойяиты); б) кальсилитовый минал либо полностью отсутствует, и тогда нефелин является существенно натровым, либо кальсилитовый компонент несколько преобладает над нефелином. В последнем случае кальсилит может, вероятно, как входить в состав $\text{K} - \text{Na} - \text{нефелина}$, так и обособляться в виде индивидуально-минерала (порфировидные псевдолейцитовые сиениты); в) кальсилитовый компонент резко преобладает над нефелиновым. В этом случае кальсилит должен обязательно обособиться в виде отдельной минеральной фазы (сынныриты).

Следовательно, по химизму сынныриты резко отличаются от дитроитов, фойяитов и порфировидных псевдолейцитовых сиенитов, что, вероятно, следует связывать со специфическими условиями их образования.

Для большей полноты представления о химизме изучаемых пород упомянем довольно интересные данные, полученные В. А. Курепиным (1966)* при сравнении рассматриваемых пород по натровости (n)**. Автор выделяет две группы: группу сынныритов с $n=6,7$ и группу порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов*** ($n=24,3$)—дитроитов ($n=27,4$). Таким образом, опять-таки отмечается некоторое усредненное положение порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов между дитроитами и сынныритами при явном их тяготении к дитроитам.

РЕНТГЕНОМЕТРИЧЕСКОЕ И ИКС-ИЗУЧЕНИЕ СЫННЫРИТОВ И ПОРФИРОВИДНЫХ ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВЫХ СИЕНИТОВ

Симплектитовые сростания калиево-натриевых минералов из порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов исследовались также рентгенометрическими методами и методом инфракрасных спектров поглощения. Изучение проводилось в лаборатории рентгенографии и ИКС ИГиГ СО АН СССР под руководством Д. К. Архипенко.

Для эксперимента отбиралась лейкократовая часть овоидов (сынныриты) и тетрагонтриоктаэдрических вкрапленников (порфиroidные псевдолейцитовые сиениты).

Условия съемки при рентгенометрическом изучении были следующие: Со — излучение, $\lambda = 1,785$ кэ, сила тока 10 ма, экспозиция — 10 ч, диаметр камеры — 573 мм. Поправки вводились по кварцу и кремнию.

В табл. 29 приведены результаты лишь трех рентгеноструктурных анализов. По этим данным, вкрапленники порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов состоят либо из калишпата и нефелина (породы с эмульсивидными структурами распада), либо из калишпата, нефелина и кальсилита (породы с мирмекитовыми структурами). Овоиды сынныритов представлены калишпатом, кальсилитом и нефелином.

Более отчетливо качественная и количественная сторона мирмекитовых сростаний была выявлена при ИКС-изучении.

Инфракрасные спектры поглощения исследуемых образцов были получены на двухлучевом спектрофотометре UR-10. Образцы готовились к съемке в виде прессовок со спектрально чистым КВЧ. Поверхностная плотность поглощаемого слоя во всех случаях была одинаковой и равной $0,7$ мг/см².

ИКС-анализ показал, что почти все рассматриваемые образцы представлены трехкомпонентной смесью калишпата, нефелина и кальсилита с преобладанием полевого шпата (микроклина).

Наличие калишпата устанавливалось по характерной картине спектра в области $520—670$ см⁻¹.

Вторым по количеству минералом, входящим в состав исследуемых образцов, являлся нефелин. Его присутствие определялось по полосе поглощения 510 см⁻¹. Остальные полосы поглощения нефелина перекрывались полосами полевого шпата.

Третий минерал смеси — кальсилит. Для него характерна полоса 690 см⁻¹.

* В. А. Курепин произвел статистическую обработку результатов химического анализа сынныритов пород, опубликованных в литературе.

** $n = \frac{Na}{Na + K} \cdot 100$ в атомарных процентах (для ассоциирующих калиево-натриевых минералов).

*** Рисчорриты у Курепина.

Результаты рентгенометрического анализа

№ обр. и порода	№ п. п.	I	$\frac{d}{n} \times R\lambda$	Эталонная линия		
				кальцината	нефелина	кальсилита
1	2	3	4	5	6	7
30 7/1, вкрапленник порфиroidного псевдолейцитового сиенита	1	4	4,310	+	+	
	2	4	3,880	+		
	3	3	3,480	+		
	4	10 ш*	3,330	+	+	
	5	6	3,002	+	+	
	6	6	2,875	+	+	
	7	3	2,785	+		
	8	7	2,575	+		
	9	3	2,403	+		
	10	4	2,342	+	+	
	11	4	2,158	+		
	12	3	2,114	+		
	13	3	2,098	+		
	14	3	1,900	+		
	15	4	1,926	+		
	16	1	1,881	+		
	17	3	1,852	+		
	18	8	1,798	+		
	19	1	1,694	+		
	20	2	1,615	+		
	21	1	1,598	+		
	22	6	1,566	+		
	23	2	1,528	+		
	24	1	1,474	+		
	25	4	1,453	+		
	26	4	1,428	+		
	27	2	1,402	+		
	28	4	1,382	+		
306/1, вкрапленник порфиroidного псевдолейцитового сиенита	1	Сл.	6,520	+		
	2	4ш*	4,380	+	—	+
	3	Сл.	4,000	+	—	+
	4	4	3,790	+		
	5	2	3,480	+		
	6	10	3,320	+		
	7	10	3,230	+		
	8	4	3,120	+		+
	9	5	3,005	+		
	10	5	2,893	+		
	11	3	2,767	+		
	12	10	2,587	+		+
	13	6	2,157	+		+
	14	3	2,122	+		
	15	3	2,003	+		
	16	3	1,972	+		
	17	5	1,930	+		
	18	4	1,857	+		

1	2	3	4	5	6	7
	19	7	1,797	+		
	20	2	1,668			
	21	6	1,623			
	22	6	1,570			
	23	6	1,492			
	24	5	1,453			
618/8, овоид сыннырита	1	2	6,520	+		
	2	3	4,280	+		
	3	2	3,970	+		+
	4	3	3,780	+		
	5	3	3,480	+		
	6	10	3,340	+		
	7	10	3,240	+		
	8	3	3,120	+		+
	9	4	3,001	+	+	
	10	4	2,878	+	+	
	11	3	2,775	+		
	12	8	2,580	+	+	+
	13	2	2,403	+	+	
	14	2	2,327	+	+	
	15	2	2,213			
	16	5	2,158	+		+
	17	4	1,926	+		
	18	4	1,856	+		
	19	6	1,795	+		
	20	3	1,618	+		
	21	4	1,569	+		
	22	4	1,488	+		
	23	4	1,453			
	24	4	1,425			
	25	4	1,407			
	26	3	1,382			
	27	4	1,312			
	28	3	1,284			
	29	3	1,257			
	30	2	1,190			
	31	2	1,440			+
	32	2	1,108			
	33	2	1,081			+

* Широкая размытая линия.

Содержания калишпата, нефелина и кальсилита в сынныритах были непостоянными, и их соотношения в разных пробах были разными. Однако в сынныритах содержание фельдшпатоидов, особенно кальсилита, были всегда выше, чем в порфировидных псевдолейцитовых сиенитах. Кроме того, в последних породах изредка вкрапленники состояли целиком из одной фазы — микроклина.

Таким образом, результаты рентгенометрического и ИКС-изучения еще раз подтвердили вывод, сделанный выше, об обязательном выделении кальсилита в виде отдельной минеральной фазы в сынныритах и о необходимости его присутствия в порфиroidных псевдолейцитовых сиенитах. Этими анализами также еще раз были подчеркнуты различия качественного минерального состава сынныритов и порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов.

ИССЛЕДОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ МЕТОДАМИ ТЕРМОМЕТРИИ И ТЕРМОВЫСВЕЧИВАНИЯ

Для выяснения генетической природы сыннырских псевдолейцитовых пород были также применены методы минералотермометрии и термовысвечивания. В практике изучения подобных пород исследования такими методами проведены впервые.

Методами минералотермометрии мы попытались определить возможные температуры образования псевдолейцитового агрегата. Для этого необходимо определить для сынныритов температуру образования нефелин-кальсилит-калишпатовых мирмекитовых сростаний, а для порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов — температуру образования любого салического порообразующего минерала, находящегося во вкрапленнике.

В гл. VI детально освещены особенности нахождения в данных породах газовой-жидких включений, формы их вакуолей и процесс гомогенизации. Во избежание повторения отметим лишь, что при минералотермометрическом изучении установлены высокие температуры (выше 1100°) образования нефелина, находящегося в тетрагонтриоктаэдрических вкрапленниках порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов, что позволяло связывать образование этого псевдолейцитового агрегата с магматической стадией. В мирмекитовых нефелин-кальсилит-калишпатовых сростаниях сынныритов газовой-жидкие включения до сих пор не найдены.

С помощью метода термовысвечивания минералов мы попытались сравнить условия образования сынныритов и окружающих их магматических пород, а также выявить возможную генетическую связь или, наоборот, подтвердить ее отсутствие между сынныритами и порфиroidными псевдолейцитовыми сиенитами.

Известно, что в процессе образования кристаллической структуры минерала между атомами происходит взаимодействие, которое приводит к расширению их энергетических уровней и превращению их в энергетические зоны. Последние в диэлектриках, к которым относится большинство минералов, могут быть как полностью заполненными электронами, так и совершенно свободными. Эти зоны разделены между собой так называемыми зонами запрещенных энергий. Микродефекты*, возникающие в процессе кристаллизации минерала и после его формирования, образуют в запрещенной зоне электронные центры захвата (ловушки). С момента возникновения ловушек в них под действием излучений от радиоактивных элементов, находящихся в самих минералах или окружающей среде, локализуются электроны. Число последних зависит от содержания радиоактивных элементов, интенсивности и продолжительности облучения и представляет собой запасенную кристаллом светосумму (S). Однако на запасенную кристаллом светосумму влияет

* Микродефекты могут быть как тепловыми, так и примесными.

не только первичное содержание в минерале радиоактивных элементов, но и последующее его изменение в результате постмагматических процессов. Поэтому необходима прямая корреляция светосуммы термовысвечивания с содержанием какого-либо радиоактивного элемента, ибо они взаимосвязаны.

В нормальных условиях запасенные электроны могут быть освобождены, например, термическим путем. При нагревании минерала на кривой термовысвечивания возможны один или несколько пиков, каждому из которых соответствует определенная группа центров захвата, различающихся по глубине.

Одной из важнейших характеристик ловушек является так называемая энергия тепловой ионизации центров захвата (E_T). Величина E_T и количество дефектов зависят от физико-химических условий образования минерала и его дальнейшего преобразования.

Для решения поставленной задачи нами отбирались из различных пород 100-миллиграммовые мономинеральные пробы калишпата и нефелина, которые высвечивались в интервале температур от 200 до 400°С при равномерном нагреве. Свечение регистрировалось фотоумножителем ФЭУ-29. Для всех пиков кривых термовысвечивания исследуемых минералов были рассчитаны по формулам (Лушник, 1955) значения E_T с учетом критериев Ч. Б. Лушника (1955₁). Результаты измерений приведены в табл. 30. Ошибка в определении E_T составляет 0,04—0,05 эв.

Рассмотрим подробнее результаты термовысвечивания индивидуальных минералов (табл. 30).

Калишпат. Наименьшие значения E_T (0,99 эв) наблюдались в пуласкитах. В дитроитах и фойяитах величина E_T несколько повышалась, причем значения ее для дитроитов и фойяитов одинаковы (1,2 и 1,25 эв) и находятся в пределах ошибки эксперимента. Наибольшие значения E_T (1,55 и 2 эв) характерны для сынныритов, имеющих два пика термовысвечивания. Следует отметить, что в отличие от сынныритов все остальные описываемые породы характеризуются одним более низкотемпературным пиком.

Нефелин. При термовысвечивании фельдшпатоида отмечается та же закономерность: более высокие значения E_T (0,65 и 0,9 эв) характерны для сынныритов, а более низкие (0,6 эв)— для нефелиновых пород, и опять-таки при наличии двух пиков термовысвечивания в первых породах.

Итак, при термовысвечивании калишпата и нефелина обнаруживается общая тенденция увеличения значений от пуласкитов к дитроитам и фойяитам, причем максимальное значение и наличие двух пиков термовысвечивания характерно для сынныритов. Изменение зна-

Таблица 30

Минерал	№ обр.	t_1°, C	$E_{T_1}, \text{эв}$	t_2°, C	$E_{T_2}, \text{эв}$	Порода
Калишпат	618/10	213	0,99	310	2	пуласкит сыннырит дитроит фойяит
	611	221	1,55			
	75/5	223	1,20			
	688/3а	240	1,25			
Нефелин	526/1	245	0,65	355	0,9	сыннырит дитроит фойяит
	575/5	235	0,60			
	688/3а	253	0,60			

чений E_T в различных породах очень наглядно изображается графически (рис. 55).

Как было отмечено выше, определенной величине E_T соответствуют определенные физико-химические условия. Изменение последних влечет за собой как изменение E_T , так и возможность появления новых уровней захвата. Следовательно, одинаковые или близкие значения E_T , полученные при термовысвечивании любого конкретного минерала, могут косвенно указывать на одинаковые или близкие условия их минералообразования.

Анализируя полученные нами значения E_T , можно предполагать близость физико-химических условий кристаллизации дитроитов и фойяитов. Пуласкиты формировались в несколько иных условиях, хотя значительно и не отличающихся от первых.

Сынныриты образовались в совершенно иных, чем дитроиты и пуласкиты, условиях, о чем свидетельствует появление на кривой термо-высвечивания второго пика.

Возникновение второго высокотемпературного максимума в сынныритах можно связывать с распадом твердого минерального раствора, процессами перекристаллизации и метасоматическим преобразованием минерала.

Таким образом, исходя из полученных значений E_T при термовысвечивании калишпата и нефелина, можно говорить о резко отличных условиях формирования сынныритов по сравнению с другими рассматриваемыми породами массива. Но, однако, связывать это отличие конкретно либо с магматической (в случае распада твердого минерального раствора), либо с постмагматической природой породы мы не можем.

Поэтому мы попытались сравнить термовысвечивание сынныритов и порфиоровидных псевдолейцитовых сиенитов, поскольку последние являются магматическими образованиями (как это было доказано выше) и поскольку их тетрагонтриоктаэдрические вкрапленники представляют собой продукт распада ранее существовавшего лейцита.

Для эксперимента отбиралась калишпатовая часть овоидов (сынныриты) и вкрапленников (порфиоровидные псевдолейцитовые сиениты), представляющая собой в основном мирмекитовые сростания калишпата с кальсилитом и нефелином.

Использование полиминеральных агрегатов для метода термовысвечивания возможно, по нашему мнению, при соблюдении следующих двух условий: качественной и количественной однородности исследуемого минерала и одинакового содержания в пробах радиоактивных элементов.

В целях сопоставляемости мы стремились подобрать для анализа пробы с равными количественными соотношениями исследуемых минералов, что частично подтверждалось кривыми, совпадающими по площади и по температурам максимумов при неоднократном просвечивании проб. Кроме того, были определены содержания урана в каждой пробе, которые оказались равными как в пределах каждой группы, так и в отдельных группах (табл. 31), что позволило сравнивать результаты термовысвечивания между собой.

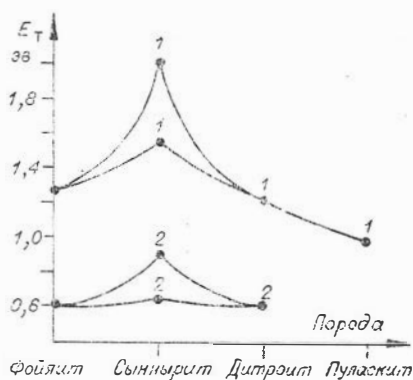


Рис. 55. Изменение значений E_T в различных щелочных породах.

1 — по калишпату; 2 — по нефелину.

Т а б л и ц а 31

№ пробы	S, усл. ед.	Содерж. U*Q× ×10 ⁻⁴ %	Порода
576/1	18,9	2,0	Порфиroidный псевдолейцитовый сиенит Сыннырит
307/1	19,8	2,0	
618/8	49,2	1,0	
526/1	34,7	1,0	
535/4	25	1,6	
539	30,2	2,0	
526/1a	77	1,0	

* Определение урана проводилось люминесцентно-перловым методом по методике Васильева.

Результаты термовысвечивания полиминеральных агрегатов и полученные содержания урана в пробах сведены в табл. 31.

Исходя из относительно одинакового содержания урана* в анализируемых пробах сынныритов и порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов, следовало бы ожидать при одинаковых физико-химических условиях их формирования одинаковое количество электронов, запасенных в минералах. Данные термовысвечивания показали, что светосумма S сынныритов много выше S порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов, что говорит, во-первых, о разных физико-химических условиях возникновения данных пород, а также о том, что порфиroidные псевдолейцитовые сиениты формировались в более стабильных условиях, чем сынныриты, ибо нестабильные условия должны приводить к появлению большего количества дефектов, а следовательно, и способствовать большей концентрации электронов на создаваемых ими центрах захвата.

Рассмотренные выше особенности химического и минерального состава порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов сынныритов вполне согласуются с выводом о различных условиях формирования этих пород.

Следовательно, совершенно определенно можно утверждать, что генетическая природа порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов совершенно разная. Первые образовались в магматическую стадию. Сынныриты относятся к более поздним образованиям, и их формирование, вероятно, связано с метасоматической переработкой ранее образованных пород.

Таким образом, при минералотермометрическом исследовании нами впервые в практике изучения природных систем была экспериментально доказана возможность образования псевдолейцитового агрегата в магматическую стадию при температурах несколько выше 1100° С. Порфиroidные псевдолейцитовые сиениты относятся именно к таким магматическим образованиям. Генетическая природа сынныритов, как это подтверждалось методом термовысвечивания, оказалась иной, чем у порфиroidных псевдолейцитовых сиенитов, и ее, по всей видимости, можно связывать с метасоматической переработкой щелочных и нефелиновых пород.

* Расхождения содержаний в пределах ошибки метода: $\sigma_{\text{H}} = (0,7 + 0,15Q \cdot 10^{-4})$.

КРАТКИЙ ОБЗОР ЛИТЕРАТУРНЫХ ДАННЫХ ПО ГЕНЕЗИСУ ПСЕВДОЛЕЙЦИТОВ

Известно, что в гипабиссальных и глубинных породах вместо лейцита, как правило, отмечаются псевдоморфозы по нему, сложенные нефелином и ортоклазом (псевдолейцит). Долгое время существование лейцитов считалось аномалией. Так, Вашингтон (Билибин, 1939) считал, что псевдолейциты являются продуктами распада в твердом состоянии натриево-калиевого лейцита, еще ни разу не найденного в неизменном состоянии.

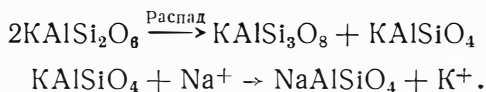
В 1935 г. Боуэном и Шерером (Заварицкий, Соболев, 1961) были опубликованы предварительные результаты экспериментального изучения тройной системы кремнезем — нефелин — кальсилит. Авторами было установлено обширное поле первичной кристаллизации лейцита, которое отделяется от поля нефелина — кальсилита котектической линией, а от поля полевых шпатов — реакционной кривой*. На диаграмме фазовых равновесий данной системы была отмечена тройная невариантная реакционная точка *P*, в которой лейцит замещается ортоклазом и нефелином. Превращение лейцита в псевдолейцит происходит в раннюю стадию кристаллизации пород вследствие инконгруэнтного плавления калишпата.

В дальнейшем экспериментальные работы Таттла и Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) показали, что поле лейцита, обширное в сухой системе нефелин — кальсилит — кремнезем, при давлении водяного пара 2,5 кбар целиком исчезает, а калишпат плавится конгруэнтно.

К аналогичному выводу пришел и Фьюдали (Fudali, 1963), исследовавший систему при $P_{H_2O} = 1000 \text{ атм}$ и $t = 600^\circ$. Автор отметил широкий изоморфизм калия и натрия в лейците. Понижение P_{H_2O} обычно способствовало увеличению содержания $NaAlSi_2O_6$ в минерале.

Против боуэновской схемы образования псевдолейцита выступил Ю. А. Билибин (1939), который отметил ее несоответствие с образованием природных псевдолейцитов. Так, по теории реакционного замещения наряду с псевдоморфозами, сложенными калишпатом и нефелином, должны встречаться псевдоморфозы с хотя бы частично сохранившимся лейцитом; в природе их нет. При псевдолейцитовой реакции должен увеличиться объем** и возможен механический распад псевдолейцитового агрегата. Однако обычно отмечают хорошо сохранившиеся тетрагонтриоктаэдрические вкрапленники псевдолейцита даже без признаков какого-либо напряжения.

Для объяснения образования псевдолейцитов Ю. А. Билибин выдвинул теорию распада в твердом состоянии обычных калиевых лейцитов. Распад вызван тем, что в определенных физико-химических условиях молекула лейцита становится неустойчивой и распадается на молекулы ортоклаза и кальсилита. Распад совершается тогда, когда лейцит еще плавает в магматическом расплаве. Кальсилит тут же вступает в реакцию с расплавом и преобразуется в нефелин, отдавая расплаву калий:



* Лейцит может встречаться в парагенезисе лишь с основным плагиоклазом (не ниже P_{150}). В присутствии более кислого плагиоклаза лейцит реагирует с альбитовым компонентом с образованием нефелина и калишпата.

** На 24% для молекулярного объема (Билибин, 1939).

При псевдолейцитовой реакции из лейцита выносятся ион калия и приносится ион натрия. Это возможно тогда, когда в расплаве имеется альбитовая молекула, которая в присутствии кальсилита не может быть устойчивой. Происходит обмен катионами с образованием ортоклаза в расплаве и нефелина в псевдолейците. Если в расплаве есть нефелин, то благодаря полной изоморфной смесимости кальсилита и нефелина начинается обмен катионами и продолжается до тех пор, пока образующийся в псевдолейците нефелин не станет равновесным с магматическим расплавом.

По Ю. А. Билибину, точка распада лейцита причинно не связана с эвтектической точкой ортоклаза и кальсилита. Превращение может иметь место либо при температуре эвтектики, либо ниже или выше ее. В последнем случае смесь ортоклаза и нефелина расплавится, тогда как в первых двух она находится в твердом состоянии, хотя возможно ее расплавление. Как известно, эвтектика кальсилита и ортоклаза высокотемпературнее, чем эвтектика ортоклаза и нефелина. Поэтому твердый ортоклаз-кальсилитовый псевдолейцит, взаимодействуя с магматическим расплавом и превращаясь в ортоклаз-нефелиновый псевдолейцит, может расплавиться именно в результате этой реакции. При дальнейшем охлаждении расплавленный нефелин-ортоклазовый псевдолейцит вновь кристаллизуется. Ю. А. Билибин предполагает, что расплавление возможно лишь в узком температурном интервале. Если охлаждение кристаллизующейся магмы совершается достаточно быстро, этот интервал будет пройден прежде, чем смесь успеет расплавиться. Тогда форма кристаллов лейцита и гранофировая структура их распада сохраняются. При более медленном охлаждении наступает временное расплавление псевдолейцитов, которые затем кристаллизуются вновь уже в виде зернистого нефелин-калишпатового агрегата, полностью потерявшего свою кристаллографическую огранку и ничем не отличающегося от основной массы породы.

В зависимости от первоначального содержания кремнезема в магме возможно образование псевдоморфоз, состоящих как целиком из ортоклаза, так и из смеси того или иного количества калишпата и нефелина*. По Ю. А. Билибину, содержание нефелина во вкрапленниках всегда выше, чем в мелкозернистой основной массе породы.

В 1947 г. Ю. А. Билибин допустил возможность распада лейцита после полной кристаллизации щелочных пород. Реакция между кальсилитом и остальной частью породы совершается при посредстве пропитывающих породу постмагматических растворов.

О возможности преобразования лейцита в постмагматическую стадию говорят и многие экспериментальные данные.

Лембергом (Lemberg, 1887) доказана возможность образования калиофилита и кальсилита при взаимодействии лейцита с раствором KCl . Эксперимент проводился в нормальных атмосферных условиях при температуре 206 и 250—400° С соответственно.

Деброн (Debron, 1962) изучала поведение лейцита в растворе $NaCl$ и KCl при $t=300^\circ C$ и $P_{H_2O}=85 \text{ бар}$. В растворе менялось соотношение щелочей. Увеличение Na^+ способствовало обогащению лейцита натрием вплоть до образования анальцима. При $660^\circ C$ и $P_{H_2O}=1 \text{ кбар}$ вначале появлялся лейцит, содержащий Na , затем к нему присоединялись калишпат и нефелин. Впоследствии лейцит исчезал полностью, а остав-

* Предельное содержание нефелина в псевдолейците достигает 38% (Билибин, 1939).

шиеся нефелин и калишпат ассоциировали с альбитом. На поздних стадиях метасоматического изменения лейцита устойчивыми оказались лишь нефелин и альбит.

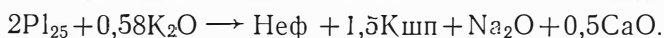
Секи и Кеннеди (Seki, Kennedy, 1964), экспериментально установив РТ-условия равновесия лейцит (Лц) — калишпат (Кшп) — кальсилит (Кс), пришли к выводу, что образование псевдолейцита (Кшп+Неф) возможно как путем замещения лейцита, так и путем его распада. Замещение лейцита вероятно и в магматическую, и постмагматическую стадии. В последнем случае псевдолейцит может образоваться либо в результате обмена веществом между лейцитом и остальной частью породы, либо при воздействии метасоматических растворов.

Секи и Кеннеди (Seki, Kennedy, 1964) экспериментально получили в гидротермальных условиях (при небольшом давлении водяного пара и температуре 400°) распад лейцита на калишпат и кальсилит.

Некоторые исследователи допускают возможность существования мнимых псевдолейцитов, в образовании которых лейцит не участвовал.

Так, Фьюдали (Fudali, 1963) экспериментально доказал возможность образования псевдолейцита в результате изменения калийсодержащего анальцима.

Т. В. Молчанова и Р. М. Яшина (1966) предполагают возможность образования псевдолейцитоподобных сростаний нефелина и калишпата в результате замещения плагиоклаза. Данный процесс, по мнению авторов, возможен как в магматическую стадию в ходе кристаллизации щелочных пород, так и в процессе метасоматической сненизации габброидов. Реакция замещения схематически выглядит так:



Образование ложного псевдолейцита авторы приписывают повышению щелочности (при большей активности K_2O) магматического расплава или гидротермального раствора.

Следовательно, в последнее время большинство исследователей на основании новейших экспериментальных данных отрицают универсальность гипотезы Боуэна. При превращении лейцита в нефелин-калишпатовый псевдолейцит наряду с инконгруэнтностью плавления лейцита признается распад (Билибин, 1939) и замещение лейцита смесью калишпата и нефелина, которые имеют место как в магматическую, так и постмагматическую стадии (Seki, Kennedy, 1964). Кроме того, возможны случаи образования так называемых ложных нефелин-калишпатовых псевдолейцитов, причем не за счет лейцита, а в результате замещения других минералов, например анальцима, плагиоклаза. Этот процесс может происходить как в магматических, так и метасоматических условиях (Fudali, 1963; Молчанова, Яшина, 1966).

ПРЕДПОЛАГАЕМОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ СЫННИРИТОВ И ДРУГИХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЫННЫРА

Щелочные и нефелиновые породы плутона формировались в магматических условиях. Этот вывод основан на сопоставлении высоких температур (980—1100°) гомогенизации включений, отмечаемых в главных породообразующих минералах, с экспериментальным изучением искусственных систем (гл. VI).

В рассматриваемой природной системе давление, существующее в магме, примерно соответствовало литостатическому давлению, т. е. зави-

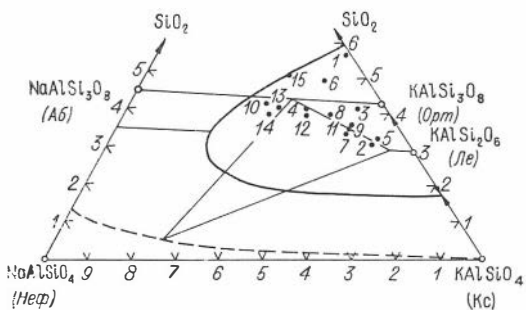


Рис. 56. Диаграмма фазовых равновесий в системе нефелин — кальсилит — кварц (Заварицкий, Соболев, 1961).

Фигуративные точки химических составов щелочных и нефелиновых пород Сынныра. 1—12 отвечают пробам табл. 27. 6037-в, 12, С-92 (вкрапленник), С-92 (основная мелкозернистая масса), 618/8, 526/2, 576/1, 1, 6, 307/1, 576/1 и 5112 соответственно. 13—15 соответствуют среднему химическому составу дитронов, фойитов, пуласитов (табл. 23).

(см. табл. 23 и 27) на диаграмму фазовых равновесий нефелина — кремнезема (Заварицкий, Соболев, 1961), то все они попадут в поле кристаллизации лейцита (рис. 56). Следовательно, минералообразование в системе должно было начинаться с выделения лейцита.

Кроме того, часть этих фигуративных точек попадает в треугольник парагенезиса: калишпат — нефелин — лейцит (Соболев, 1959), устойчивого в конечный момент кристаллизации магматического расплава (рис. 56), т. е. в реальных сыннырских породах должны были бы присутствовать в том или ином количестве неизмененные кристаллы лейцита. В породах массива их нет. Следовательно, приходится предполагать, что кристаллизация щелочной магмы шла иным путем, чем это предполагалось Боуэном и Шерером для сухих систем.

Поскольку природные магмы обогащены летучими компонентами, вполне возможно, что давление водяного пара несколько сузило поле кристаллизации лейцита, а может быть, даже способствовало его полному исчезновению (Tuttle, Bowen, 1958; Fudali, 1963), благодаря чему в рассматриваемых породах и отсутствует лейцит. Присутствие порфировидных псевдолейцитовых сиенитов с этой точки зрения можно объяснить сравнительно небольшим давлением летучих в первые этапы кристаллизации магмы, при котором еще возможно было выделение лейцита, впоследствии превратившегося в псевдолейцит. Такое происхождение нефелиновых и порфировидных псевдолейцитовых сиенитов возможно, хотя и гипотетично.

Проще генезис сыннырских пород можно представить, исходя из гипотезы Ю. А. Билибина (1939). В этом случае также допускается первоначальное присутствие лейцита во всех разновидностях нефелиновых пород. Выделившийся первым лейцит в определенных физико-химических условиях становился неустойчивым и распадался на кальсилит и ортоклаз. Для сыннырских пород распаду соответствовала магматическая стадия минералообразования (температура не ниже 1100°).

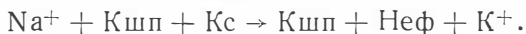
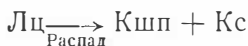
село от нагрузки вышележащего материала. По данным А. Я. Жидкова (гл. II), становление Сыннырской интрузии происходило на глубине 5 км, что отвечало давлению 1 кбар. Аналогичные цифры (850° и 1250 атм) приводит и Г. В. Андреев (1965₁₋₂)*.

Условия формирования щелочных, нефелиновых и особенно псевдолейцитовых пород попытаемся рассмотреть с различных точек зрения.

Если нанести фигуративные точки химических составов сыннырских пород

* В доломитовых и кальцитовых мраморах экзоконтакта Г. В. Андреевым (1965₁₋₂) обнаружены бруситовые разности, образовавшиеся, судя по их форме, по периклазу. Диссоциация доломита на кальцит и периклаз, по Д. С. Коржинскому, произошла при температуре 850° и давлении 1250 атм.

Согласно Ю. А. Билибину (1939), преобразование лейцита в нефелин-калишпатовый псевдолейцит шло по схеме:



Магма во время псевдолейцитовой реакции обеднялась натрием и обогащалась калием. В ходе реакции шло либо частичное, либо полное преобразование и расплавление вновь образованных нефелин-калишпатовых псевдолейцитов.

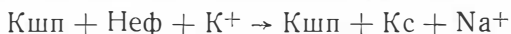
В условиях быстрой неравновесной кристаллизации магмы, имеющей место в приконтактовых и приповерхностных участках интрузии, должно было иметь место лишь частичное преобразование кальсилит-калишпатовых псевдолейцитов в нефелин-калишпатовые, в результате чего псевдолейцитовые вкрапленники имеют почти неизменную полиэдрическую форму, кальсилит-нефелин-калишпатовый состав и мирмекитовую структуру распада лейцита (порфириовидные псевдолейцитовые сиениты уч. Высотного). При большей степени преобразования происходило оплавление вкрапленника, уменьшалось количество кальсилитовых вростков (вплоть до полного их исчезновения), изменялась первоначальная структура распада (от мирмекитовой через эмульсиевидную к равномерной зернистой).

В целом мирмекитовые и эмульсиевидные структуры псевдолейцита говорят об ощутимой неравновесности состава вкрапленника с составом мелкозернистой основной массы. Вполне возможно, в описываемых породах до сих пор идет процесс выравнивания их химического состава*, протекающий очень медленно, на что указывает сам факт наличия этих пород.

Вполне вероятно, именно о неравновесности порфириовидных псевдолейцитовых сиенитов свидетельствуют неравновесные формы высокотемпературных газовой-жидких включений, найденных в нефелинах (гл. VI), в то время как специфический характер их гомогенизации (изменение формы и размера вакуоли при нагревании) следует как-то связывать с отмеченными изохимическими процессами.

В условиях медленного падения температуры магматического очага псевдолейцитовые вкрапленники должны были полностью расплавиться**. С последующей раскристаллизацией этого расплава, по-видимому, связано образование нефелиновых пород типа дитроитов и фойяитов.

Из парагенетического анализа следует (гл. V), что нефелиновые породы кристаллизовались в условиях высоких потенциалов натрия и калия. С возрастанием $\mu\text{K}_2\text{O}$ ассоциации с нефелином становились неустойчивыми, в результате чего формировались безнефелиновые породы типа пуласкитов. Вполне естественно ожидать, что в условиях очень высокого потенциала K_2O становился неустойчивым и нефелин примыкающих к пуласкитам дитроитов. В таком случае должен был происходить процесс автометасоматического выравнивания щелочей:



При неполном выравнивании щелочей во вновь образованной породе наряду с калишпатом и кальсилитом должен присутствовать нефелин, относящийся к реликтовым минералам.

* Возможно, посредством диффузии поровых растворов.

** По Ю. А. Билибину (1939), расплавление возможно даже благодаря более низкой температуре эвтектики у ортоклаза и нефелина, чем у ортоклаза и кальсилита.

Именно такой нефелин-кальсилит-калишпатовый состав и реликтовые структуры замещения характерны для сынныритов. Следовательно, вполне возможно образование сынныритов за счет автометасоматической переработки дитроитов при выравнивании потенциалов щелочей. Данному выводу не противоречит и экспериментальная основа (Seki, Kennedy, 1964; Fudali, 1963 и др.), петрографические наблюдения и результаты термовысвечивания (см. выше).

Предполагаемая автометасоматическая щелочная (калиевая); переработка дитроитов очень хорошо объясняет и высокую калиевость сынныритов, и их приуроченность к кольцевой зоне, оконтуривающей пуласкиты, и постепенное затухание «сынныритизации» при удалении от контакта дитроитов и пуласкитов, и даже локальное распространение среди дитроитов пород сынныритоподобного облика.

Безусловно, не исключено влияние на генетическую природу сынныритов поздних пневматолито-гидротермальных растворов.

Таким образом, схема образования сыннырских пород имеет вид: лейцитовые (ныне псевдолейцитовые) сиениты → нефелиновые сиениты → пуласкиты → сынныриты. Эти данные подтверждают мнение А. Я. Жидкова (1962) о соотношении нефелиновых и щелочных пород, но не согласуются с представлениями Г. В. Андреева (1965₁) о более раннем по сравнению с дитроитами образовании пуласкитов.

Изложенный фактический материал позволяет сделать следующие основные выводы по условиям формирования изучавшихся щелочных пород интрузии Сынныр:

1. Щелочные и нефелиновые породы образовались из магматического очага при температурах 980—1100°.

2. Основной причиной образования тех или иных петрографических разновидностей пород являлся осцилляционный режим щелочей. В условиях первоначально высокого потенциала калия формировались лейцитовые породы, превратившиеся в псевдолейцитовые еще в магматическую стадию (при температурах не ниже 1100°). С некоторым падением $\mu\text{K}_2\text{O}$ и возросшим $\mu\text{Na}_2\text{O}$ связано образование дитроитов и фойяитов. Последующее возрастание активности K_2O способствовало возникновению щелочных безнефелиновых пород.

3. Формирование сынныритов связано с переработкой дитроитов существенно калиевыми аутометасоматическими растворами. Не исключено влияние на генетическую природу сынныритов поздних пневматолито-гидротермальных растворов.

4. С пневматолито-гидротермальными растворами, а подчас и с флюидной стадией связано начало образования содалита (при температуре несколько выше 630°), канкринита (при температуре несколько выше 630°) и скаполита (при температуре 750°). Минералообразование осуществлялось из растворов с непрерывно меняющейся плотностью.

5. Нижний температурный предел начала образования контактово-метасоматического волластонита несколько выше 750°.

По интрузии Боргой выводы таковы:

1. Щелочные и нефелиновые породы Боргой формировались в магматическую стадию при температуре выше 780°.

2. На всех этапах становления интрузии образование пород шло при довольно высоких химических потенциалах щелочей, колебания которых приводили к тесной перемежаемости нефелиновых и щелочных пород. Генетическая природа щелочных и нефелиновых пород одинакова.

3. В эволюционном ходе развития магматического очага можно предполагать наличие пневматолито-гидротермального этапа (ниже 780°), с которым связано образование канкринита и, по всей видимости, альбита и редкоземельной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Г. В., Пак А. С., 1963. Метасоматические образования сложно дифференцированных щелочных плутонов Восточной Сибири. Третье петрограф. совещ.
- Андреев Г. В., 1964. Метасоматическая зональность, обусловленная процессами апатитизации, в плутоне Сынныр. ДАН СССР, т. 157, № 2.
- Андреев Г. В., 1965₁. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ.
- Андреев Г. В., 1965₂. Магнезиальные скарны на контакте доломитов с нефелиновыми сиенитами. ДАН СССР, т. 161, № 4.
- Архангельская В. В., 1964₁. Сыннырский массив щелочных пород и его апатиты. ДАН СССР, т. 158, № 3.
- Архангельская В. В., 1964₂. О перспективах апатитового оруденения Сыннырского массива щелочных пород в связи с особенностями его геологического строения. Разведка и охрана недр, № 11.
- Архангельская В. В., 1965₁. О генезисе псевдолейцитового Сыннырского массива щелочных пород. ДАН СССР, т. 164, № 3.
- Архангельская В. В., 1965₂. О строении Сыннырского массива щелочных пород. Сов. геол., № 9.
- Базаров Л. Ш., Бакуменко И. Т., Долгов Ю. А., 1965. Критические явления в процессах эндогенного рудообразования. Тезисы докл. на II Всесоюз. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск.
- Базарова Т. Ю., 1965. Минералотермометрические исследования включений в минералах некоторых нефелиновых пород. ДАН СССР, т. 161, № 4.
- Бакуменко И. Т., 1965. О первичных включениях в магматических минералах и начальных экспериментах с ними. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия». М., «Наука».
- Бакуменко И. Т., Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., 1965. Метод определения давления во включениях с помощью совместного применения гомогенизации и криометрии. Тезисы докл. на II Всесоюз. совещ. по геотермобарометрии. Новосибирск.
- Бетехтин А. Г., 1934. О текстурах и структурах руд. Проблемы сов. геол., № 9.
- Бетехтин А. Г., 1935. О текстурах и структурах руд. Проблемы сов. геол., № 3.
- Бетехтин А. Г., 1937. Классификация структур и текстур руд. Изв. АН СССР, серия геол., № 1 и 2.
- Билибин Ю. А., 1939. Проблема псевдолейцита. ЗВМО, ч. 68, вып. 1.
- Билибин Ю. А., 1940. О находке лейцитовых пород в долине р. Колымы. ДАН СССР, т. 28, № 1.
- Билибин Ю. А., 1947. Петрология Ыллымахского интрузива. М., Госгеолиздат.
- Бородин Л. С., 1958. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолит-мельтейгитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Бородин Л. С., 1963. Нефелинизация пироксеновых сиенитов и общие вопросы петрологии комплекса глубинных ультраосновных щелочных пород. III Всесоюз. петрограф. совещ.
- Бородин Л. С., 1966. Петрология нефелин-пироксеновых пород и генезис комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Автореф. М.
- Боуэн Н. Л., 1934. Эволюция изверженных пород. М.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф., 1952 (1950). Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — H_2O . Полевые шпаты. Сборник статей. ИЛ.
- Бутовакова Е. Л., 1959. О роли метасоматоза в образовании щелочных пород. Мин. сб. ЛГО, № 3.
- Великославинский Д. А., 1957. Краткий очерк геологического строения северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья и сопоставление геологических

данных с цифрами абсолютного возраста. Тр. IV сессии по определению абс. возраста геол. формаций.

Великославинский Д. А., Казаков А. И., Герлинг Э. И., 1961. К вопросу о возрасте геологических образований Северо-Байкальского нагорья. Тр. лаб. геол. докембрия, вып. 12.

Великославинский Д. А., Казаков А. И., Соколов Ю. М., 1963. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 17.

Григорьев Д. П., 1948. К вопросу о различии первичных и вторичных жидких включений в минералах. Мин. сб. ЛГО, № 2.

Гурулев С. А., 1964. О границе нижнего кембрия и докембрия в Северном Прибайкалье. В кн. «Стратиграфия и магматизм Западного Забайкалья». Тр. БКНИИ, вып. 15, серия геол. Улан-Удэ.

Дворкин-Самарский В. А., Очиров Ц. О., 1963. О структурно-металлогеническом районировании Саяно-Байкальской горной страны. В кн. «Вопросы магматизма и тектоники Бурятии». Тр. БКНИИ, вып. 12, серия геол. Улан-Удэ.

Дэли Р. А., 1933. Изверженные породы и глубины Земли. ИЛ.

Долгов Ю. А., 1965. Эволюция и флуктуация термодинамических параметров в эндогенном минералообразовании. Тезисы докл. на II Всесоюз. совещ. по геотермобарометрии.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш., 1965. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах. Сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I. М.

Ермаков Н. П., 1949. Критерии познания генезиса минералов и сред рудообразования. Мин. сб. ЛГО, № 3, приложение 1.

Ермаков Н. П., 1950. Исследования минералообразующих растворов. Харьков.

Ермаков Н. П., 1957. Включения маточных растворов в минералах и их значение для теории и практики. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 2.

Ермаков Н. П., 1965. Термометрия глубинных процессов рудообразования. В сб. «Минералогическая термометрия и барометрия», т. I. М.

Жидков А. Я., 1960. Дифференцированный плутон щелочных пород в Северо-Байкальском нагорье. Матер. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. Л.

Жидков А. Я., 1961. Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород. ДАН СССР, т. 140, № 1.

Жидков А. Я., 1962. Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции. Геол. и геофиз., № 9.

Жидков А. Я., 1963. Уникальное месторождение псевдолейцитовых ультракалийевых сиенитов. ДАН СССР, т. 152, № 2.

Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. И., 1963. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья. ДАН СССР, т. 149, № 1.

Жидков А. Я., 1965. Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья. (Автореф. канд. диссерт.). М.

Заварицкий А. Н., 1956. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С., 1961. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат.

Иванов И. П., 1962₁. О природе «альбитизирующих» растворов. В сб. «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». М., Изд-во АН СССР.

Иванов И. П., 1962₂. Эксперименты по гидротермальному метаморфизму слюдяных сланцев в динамических условиях. Тр. VI совещ. по экспер. и техн. минер. и петрограф. М., Изд-во АН СССР.

Иванов С. С. и др., 1964. Основные черты геологического строения Бурятской АССР. Тр. II совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ.

Йодер Х. С., 1963. Влияние воды на плавление силикатов. В сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». ИЛ.

Йодер Х. С., Стюарт Д. Б., Смит Р., 1963. Тройные полевые шпаты. В сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». ИЛ.

Каляжный В. А., Колтун Л. И., 1953. Некоторые данные о давлениях и температурах при образовании минералов Нагольного кряжа (Донбасс). Мин. сб. ЛГО, № 7.

Каляжный В. А., 1955. Жидкие включения в минералах как геологический барометр. Мин. сб. ЛГО, № 9.

Каляжный В. А., 1961. Исследования минералообразующих сред по включениям в минералах. Междунар. геол. конгр. Карпато-Балканской ассоц. Матер. комис. по минералогии и геохимии, № 1. Изд. Львовского ун-та.

Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г., 1959. Определение минимального давления образования кварца на примере образования кристаллов с Памира. ЗВМО, ч. 88, вып. 6.

- Комаров Ю. В., 1959. Мезозойский магматизм и полнметаллическое оруденение бассейна р. Уды и Удино-Витимского междуречья. (Автореф. канд. дисс.). Иркутск.
- Комаров Ю. В., Хренов П. М., 1964. О природе мезозойской активизации Забайкалья. Тр. II совещ. по металлогении Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ.
- Кононова В. А., 1958. О нефелинизации пироксенитов и мраморов. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кононова В. А., 1965. О взаимодействии нефелиновых сиенитов и мраморов на примере Чархтайского инъекционного поля (Ю — В Тувы). ИГЕМ. «Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы». М., «Наука».
- Коржинский Д. С., 1936. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Коржинский Д. С., 1940. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 12, петролог. серия, № 5.
- Коржинский Д. С., 1953. Очерк метасоматических процессов. В сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д. С., 1955. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ.
- Коржинский Д. С., 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР.
- Коржинский Д. С., 1959. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направлениях котектических линий. ДАН СССР, т. 128, № 2.
- Коржинский Д. С., 1960. Кислотность-щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». М., Госгеолтехиздат.
- Костюк В. П., Базарова Т. Ю., 1966. Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., «Наука».
- Костюк В. П., Панина Л. И., Гулецкая Э. С., 1970. Минералогия высококальциевых щелочных пород сложного Сыннырского плутона (Северное Прибайкалье).
- Кузнецова Ф. В., 1962. Нефелиновые сиениты Боргойского массива. ЗВМО, В.-Сиб. отдел, вып. 3.
- Курепин В. А., 1966. Минералогия и петрография псевдолейцитовых пород Горной Шории и некоторых других районов Сибири. Канд. дисс. Новосибирск.
- Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А., 1962. Парагенезис и кристаллохимические особенности титановых гранатов из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова. Уч. зап. ЛГУ, № 312, серия геол., вып. 13.
- Ладаева В. М., 1960. Нефелиновые сиениты южных районов Бурятии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 1. Улан-Удэ.
- Леммлейн Г. Г., 1950. О соотношении современного и первоначального объемов жидких включений в минералах. ДАН СССР, т. 72, № 4.
- Леммлейн Г. Г., 1953. К теории залечивания трещин в кристалле и о равновесной форме отрицательного кристалла. ДАН СССР, т. 89, № 2.
- Леммлейн Г. Г., 1956. Исследования образования жидких включений в кристаллах. В сб. «Вопросы геохимии и минерал». М.
- Леммлейн Г. Г., 1959. Классификация жидких включений в минералах. ЗВМО, II серия, ч. 88, вып. 2.
- Лушник Ч. Б., 1955. К теории термического высвечивания. ДАН СССР, т. 101, № 4.
- Лушник Ч. Б., 1955. Исследование центров захвата в щелочно-галлоидных кристаллофосфатах. Тр. Ин-та физики и астрон. АН СССР, № 3.
- Мануйлова М. М., Васьковский Д. П., Гурулев С. А., 1964. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М., «Наука».
- Михно Н. П., 1960. Интрузивные комплексы Средне-Витимской горной страны. Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 1 (IV). Улан-Удэ.
- Михно Н. П., 1961. Мезозойский магматизм южной части Западного Забайкалья. Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 7. Улан-Удэ.
- Молчанова Т. В., Яшина Р. М., 1966. К вопросу о происхождении псевдолейцита. ДАН СССР, т. 166, № 6.
- Налетов П. И., 1962. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат.
- Орвил П. М., 1963. Полевые шпаты. Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». ИЛ.
- Очиров Ц. О., Турунхаев В. И., 1964. К геологии мезозойских вулкано-генных образований Юго-Западного Забайкалья. В кн. «Стратиграфия и магматизм Западного Забайкалья». Тр. Бурят. НИИ, вып. 15, серия геол. Улан-Удэ.
- Панина Л. И., 1966. О генезисе нефелиновых сиенитов Боргой. Геол. и геофиз., № 8.
- Панина Л. И., 1966. Некоторые данные о температурных условиях формирования Сыннырского щелочного массива. ДАН СССР, т. 170, № 6.

- Панина Л. И., Лысаков В. С., 1968. О генетической природе псевдолейцитоподобных пород Сынныра. Геол. и геофиз., № 4.
- Портнов А. М., 1963. О пиррофаните из Северного Прибайкалья. ДАН СССР, т. 153, № 1.
- Портнов А. М., 1964₁. Кальцевый сейдозерит — новая разновидность сейдозерита. ДАН СССР, т. 156, № 2.
- Портнов А. М., 1964₂. Стронциевый перрьерит в Северном Прибайкалье. ДАН СССР, т. 156, № 3.
- Портнов А. М., 1964₃. Кальцевый катаплент — новая разновидность катаплента. ДАН СССР, т. 154, № 3.
- Портнов А. М., 1964₄. Лейкофан из Северного Прибайкалья. Тр. Мин. музея, вып. 15.
- Портнов А. М., Расцветаева Р. К., 1966₁. Власовит и марганцевый астрофиляит в щелочных сиенитовых пегматитах Северного Прибайкалья. ДАН СССР, т. 166, № 4.
- Портнов А. М., Симонов В. И., Синюгина Г. П., 1966₂. Ромбический ловенит — новая разновидность ловенита. ДАН СССР, т. 166, № 5.
- Портнов А. М., Николаева Л. Е., Столярова Т. И., 1966₃. Новый титановый минерал — лаундаунт. ДАН СССР, т. 166, № 6.
- Рамдор П., 1962. Рудные минералы и их сростания. ИЛ.
- Сагалуев Д. Д., 1960. Щелочные породы Боргойского хребта. Матер. совещ. по расчленению гранитондов Забайкалья. БКНИИ. Улан-Удэ.
- Салоп Л. И., 1958₁. Докембрийский магматизм Байкальской горной области. Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм.
- Салоп Л. И., 1958₂. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. междувед. совещ. по разработке униф. страт. схем Сибири. Изд-во АН СССР.
- Салоп Л. И., 1962. Геологическая карта Байкальской горной области.
- Салоп Л. И., 1964. Геология Байкальской горной области, т. I. Стратиграфия. М.
- Салоп Л. И., 1967. Геология Байкальской горной области, т. II. Магматизм, тектоника, история геол. развития. М.
- Скрейнемакерс Ф. А., 1948. Нонвариантные, моновариантные и дивариантные равновесия. ИЛ.
- Скринников О. Г., 1965. Некоторые данные об абсолютном возрасте щелочных пород Енхорского массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. БАССР, вып. IX. Улан-Удэ.
- Смирнов Г. В., 1961. Щелочные породы Енхорского массива. Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. 7. Улан-Удэ.
- Смирнов Г. В., 1963. Петрохимические особенности нефелиновых сиенитов нижнего течения р. Джиды. В кн. «Вопросы магматизма и тектоники Бурятии», вып. 12, серия геол. Улан-Удэ.
- Смит Ф. Г., 1956. Геологическая термометрия по включениям в минералах. ИЛ.
- Смолянский Е. Н., 1961. О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района. Матер. по геол. и полезн. ископ. Бурят. АССР, вып. VI. Улан-Удэ.
- Смолянский Е. Н., 1963. Основные черты тектоники Джидинского района. Матер. по геол. рудных местор. Прибайкалья. Тр. СО АН СССР, вып. 13. Иркутск.
- Соболев В. С., 1949. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского ун-та.
- Соболев В. С., 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотита, роговых обманок и ромбического пироксена. Мин. сб. ЛГО, № 4.
- Соболев В. С., 1959. О фазовых соотношениях в системе нефелин — кальсилит — анортит — кремнезем. Мин. сб. ЛГО, № 13.
- Тихоненков И. П., 1961. Об одном типе послемагматических метасоматических процессов в щелочных массивах. ДАН СССР, 136, № 4.
- Физический энциклопедический словарь, 1960. М.
- Флоренсов Н. А., 1954. Некоторые вопросы тектоники Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, вып. I, серия геол.
- Флоренсов Н. А., 1960. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР.
- Хитаров Н. И., Маллини С. Д., 1956. Экспериментальная характеристика части системы $H_2O - CO_2$. Геохимия, № 3.
- Черкасов Ю. А., 1957. О применении фокального экранирования при измерениях показателей преломления иммерсионным методом. В сб. «Современные методы минералогического исследования горных пород, руд и минералов. М., Госгеолтехиздат.
- Шейнманн Ю. М., Апелъцин Ф. Р., Нечаева Е. А., 1960. Закономерности размещения комплексов щелочных пород и связанной с ними минерализации. Сб. «Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон».

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А., 1961. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. В сб. «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13. М.

Шерер Д. Ф., 1952. Щелочно-полевошпатовый разрез в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8$. Полевые шлаты. Сборник статей. ИЛ.

Эйтель В., 1962. Физическая химия силикатов. ИЛ.

Яшина Р. М., 1962. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив в условия его образования. В кн. «Щелочные породы Сибири». Тр. ИМГРЭ, вып. 76. М.

Яшина Р. М., 1965. О контактово-реакционном взаимодействии нефелин-спенитовой интрузии на примере зонально-кольцевой структуры Коргербазинского массива Юго-Восточной Тувы. Щелочной магматизм складчатого обрамления Сибирской платформы, ИГЕМ. «Наука». Москва.

Bannister, 1931. A chemical optical and X — ray study of nepheline and kaliophilite. The mineral magazine, 22.

Barer R. M. and White E. A., 1942. The hydrothermal chemistry of silicates. Part 2. Synthetic crystalline sodium aluminosilicates. Journ. Chem. Soc.

Buerger M. J. et al, 1947. The structure of nepheline. Amer. Min., 32.

Clark L. M., 1948. The identification of minerals in boiler deposits. Examples of hydrothermal synthesis in boilers. Miner. Mag., v 28.

Debron, 1962. Reaction d'exchange des ions sodium et potassium dans le systeme leucite-analcime. C. K. Acad. Sci., Paris, t. 255, 14.

Fudali R., 1963. Experimental studies of bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkali rock system. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 74, 9.

Hahn T., Buerger M. I., 1955. The detailed structure of nepheline $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$. Z. Kristallogr., 106.

Hamilton D. L. Mackenzie W. S., 1960. Nepheline solid solution in the system $\text{Na} - \text{Ks} - \text{Q}$. Journ. Petrol., n. 1.

Ingerson E., 1947. Liquid inclusions in geologic thermometry. Amer. Mineralogist, v. 32.

Kennedy G. C., 1950. Pressure — volume — temperature relations in water at elevated temperatures and pressures. Amer. Journ. Sci., 4.

Kozu S., 1931. Preliminary note on studies of cancrinite from Korea. Japan. Journ. Geol. Geogr., v. 9.

Lemberg I., 1887. Zur Kenntniss der Bildung und Umbildung von Silicaten. Zeitschr. d. geol. Gesellschaft, n. 3.

Mackenzie W. S., 1957. The crystalline modifications of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Amer. Journ. of Sci., v. 255, n. 7.

Morozewicz I., 1930. Der Mariupolit und seine Blutsverwandten. Miner. und Petr. Mitt., 40, N 5—6.

Sahama Th. G., 1953. Parallel growth of nepheline and mikroperthitit kalsilite from north Kivu, Belgian Congo. Ann. Acad. Sci. Fennise, Ser. A. III, Geol. Geogr.

Sahama Th. G., 1960. Kalsilite in the lavas of Mt. Nyiragongo (Belgian Congo). Journ. Petrology, v. 1, 2.

Schairer J. F. and Bowen N. L., 1947. The system anorthite — leucite — silica. Bull. Comm. Geol. Finlande.

Seki Y. and Kennedy G. C., 1964. The breakdown of potassium feldspar at high temperatures and high pressures. Amer. Min., v. 49.

Sorby G., 1858. On the microscopical structure of crystals. Quart. J. G. Soc., London, v. 14.

Sourirajan S. and Kennedy G. C., 1962. The system $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl}$ at elevated temperatures and pressures. Amer. Journ. Sci., v. 260, n. 2.

Trögger, 1952. Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.

Tuttle O. F. and Bowen N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer., n. 74.

Wyart and Michel-Levy, 1949. Crystallisation des melanges $\text{Na}_x\text{K}_{1-x}\text{AlSi}_3\text{O}_8$ en presence d'eau sans pression (formation de nepheline, kalsilite, hydro-cancrinite, hydro-sodalite, mika). Compt. Rend. Acad. Sci.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Краткие сведения по общей геологии центральной части Северо-Байкальского нагорья и юго-востока Джидинской горной страны	5
Глава II. Краткий обзор взглядов на образование щелочных массивов Сынный, Бурпала, Боргой и Боци	15
Северо-Байкальская щелочная провинция	15
Щелочные породы Джидинской горной области	21
Глава III. Краткая геолого-петрографическая характеристика массивов	23
Щелочная интрузия Сынный	23
Щелочной массив Бурпала	33
Щелочные интрузии Боргой и Боци	38
Глава IV. Породообразующие минералы щелочных пород	44
Массив Сынный	44
Массив Бурпала	56
Щелочные массивы Боргой и Боци	58
Глава V. Анализ парагенезисов минералов	63
Щелочная интрузия Сынный	63
Массивы Боргой и Боци	71
Глава VI. Минералотермометрические исследования	77
Основные положения генетической классификации включений минералообразующих сред	78
Температурные условия формирования щелочных пород Северного Прибайкалья	80
Результаты термометрических исследований	80
Генетическая природа породообразующих минералов и возможный процесс развития магматического очага	91
Температурные условия формирования щелочных пород нижнего течения р. Джиды	93
Результаты экспериментальных исследований	93
Генетическая природа исследуемых минералов	95
Глава VII. О генетической природе сынныритов и других щелочных пород Сынного	97
Петрографическое изучение порфиридных псевдолейцитовых сиенитов и сынныритов	98
Особенности химического состава нефелиновых и псевдолейцитовых пород Сынного	105
Рентгенометрическое и ИКС-изучение сынныритов и порфиридных псевдолейцитовых сиенитов	108
Исследование минералов методами термометрии и термовысвечивания	111
Краткий обзор литературных данных по генезису псевдолейцитов	115
Предполагаемое происхождение сынныритов и других щелочных пород Сынного	117
Заключение	121
Литература	122

Лия Ивановна Панина

**МИНЕРАЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
НЕКОТОРЫХ ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ**

Ответственный редактор **В. П. КОСТЮК**



Редактор **И. П. Зайцева**
Художественный редактор **В. И. Шумаков**
Художник **Н. А. Савельева**
Технический редактор **А. М. Вялых**
Корректоры **Н. С. Веретенникова, М. П. Фомина**



Сдано в набор 9 июня 1971 г. Подписано к печати 3 марта 1972 г. МН 01013. Формат бумаги 70×108¹/₁₆, 8 печ. л., 11,2 усл. печ. л., 10,1 уч.-изд. л. Тираж 800. Заказ № 61.
Цена 1 р. 01 к.



Издательство «Наука», Сибирское отд., Новосибирск, 99,
Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», Новосибирск, 77,
Станиславского, 23.