

А. О. ШАРАКШИНОВ

**ПЕТРОЛОГИЯ
НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ
ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ**



**ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. О. ШАРАКШИНОВ

551.11

ПЕТРОЛОГИЯ
НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ
ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Ответственный редактор
д-р геол.-минерал. наук проф.

В. П. Костюк

8251



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1975



Впервые приводится полный геолого-петрографический очерк ряда щелочных массивов, выявленных в области завершённой складчатости Забайкалья. Рассматриваются геолого-структурное положение этих массивов, петрографические и петрохимические особенности слагающих их щелочных пород и процессы воздействия последних на вмещающие толщи.

Приводятся данные по исследованию химизма породообразующих минералов, отражающие их парагенетические взаимоотношения в разных типах щелочных пород, включающих в качестве главных представителей уртит-якупирангиты и нефелиновые сиениты. Акцент в исследованиях сделан на выяснении генетической природы щелочных пород. С этой целью изучались вероятные нижние пределы температур кристаллизации породообразующих минералов методом гомогенизации включений.

Устанавливается магматогенная природа важнейших типов щелочных пород района и принадлежность их к щелочно-гранитоидной формации.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов, занимающихся изучением изверженных горных пород.

Щелочные породы, несмотря на весьма ограниченное по сравнению с иными типами изверженных горных пород распространение, всегда привлекали к себе пристальное внимание геологов.

Своеобразное положение щелочных пород в ряду магматических образований в целом, подчас весьма сложные взаимоотношения их с вмещающими породами, необычный, а зачастую уникальный минеральный состав, большое петрографическое разнообразие и сложность генезиса — все это вызывает большой интерес исследователей. Изучение щелочных пород, помимо чисто теоретического, имеет и практическое значение в связи с промышленным освоением месторождений обширного комплекса полезных ископаемых, генетически связанных с теми или иными типами щелочных пород.

Исследование щелочных пород с разной степенью детальности и в разных аспектах производилось Р. Дэли, Ю. А. Библиным, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, А. Н. Заварицким, Д. С. Коржинским, О. А. Воробьевой и многими другими. Почти все работы упомянутых авторов касались прежде всего щелочных пород, приуроченных к складчатым зонам.

В последние же годы в связи с обнаружением специфической тантал-ниобиевой минерализации, приуроченной к щелочным породам и карбонатитам некоторых сложных по составу африканских массивов, стали усиленно изучать подобные ультраосновые щелочные и карбонатные комплексы, приуроченные, как правило, к глубинным разломам в жестких платформенных структурах.

Данные по генетической природе своеобразных пйолит-якупирангитовых и ургитовых пород и карбонатитов в таких сложных комплексах служат своего рода пробным камнем, на котором «испытываются» практически возникающие гипотезы о происхождении щелочных пород. В последнее время формирование рассматриваемых нами пород некоторые исследователи (Бородин, 1957, 1958; Лапин, 1963, и др.) объясняют метасоматическим преобразованием первичных ультрабазитов типа пироксенитов и перидотитов, другие (Яшина, 1962) — инфиль-

традиционно-диффузионным взаимодействием нефелин-сиенитовой интрузии и равновесных с нею щелочных сквозьмагматических растворов с вмещающими доломитсодержащими мраморами.

В юго-западной части Витимского плоскогорья открыт ряд относительно небольших массивов щелочных пород, генезис которых также считается дискуссионным. Так, уртит-якупирангитовые породы, нефелиновые и щелочные сиениты, по мнению одних исследователей, являются производными ультраосновной магмы, других — производными оливин-базальтовой, а третьих — продуктами инфильтрационного замещения кислой магмой известняков тилимской свиты. Весьма спорным оказался и вопрос о возрасте щелочных пород: одни считают их мезозойскими образованиями, другие — нижнепалеозойскими.

В отношении щелочных пород Витимского плоскогорья возникает еще один принципиально важный аспект исследования. Дело в том, что по своему вещественному составу (наличие в ряде массивов уртит-якупирангитовых пород, иногда ультрабазитов и карбонатных пород) такие массивы обладают признаками, свойственными сложным ультраосновным щелочным комплексам платформ. Это обстоятельство и послужило основанием для отнесения некоторых интрузий Витимского плоскогорья к упомянутому типу (Конев, 1962, 1964). Вместе с тем наличие целой серии иных признаков, и прежде всего структурное положение этих массивов вне платформы, отсутствие четкого представления о генетической природе ультраосновных пород (пироксенитов), а также карбонатитов, побудило нас отнестись более внимательно к изучению этой несколько необычной группы интрузий, несущих в себе также и признаки, характерные для щелочных пород складчатых сооружений.

Наиболее благоприятным объектом явилось исследование никем еще детально не изученных массивов, расположенных в бассейне р. Бурульзая, в среднем течении р. Инолокты и в районе оз. Мухал (Витимское плоскогорье).

В основу предлагаемой работы положены материалы полевых наблюдений автора в 1965—1968 гг. Использовались, помимо общегеологических, петрографических, петрохимических данных, также и результаты анализа парагенезисов минералов и термометрических исследований.

При написании книги автор пользовался консультациями Л. Ш. Базарова, Т. Ю. Базаровой, И. В. Гордиенко, В. А. Дворкин-Самарского, Р. Ф. Журавля, И. М. Козулиной, Б. А. Литвиновского, Л. И. Паниной. Особенно много ценных советов в процессе подготовки монографии дали В. П. Костюк и Г. В. Андреев. Всем названным лицам автор выражает искреннюю благодарность и признательность.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА

В 1955—1956 и 1962—1963 гг. геологами Бурятского геологического управления и Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР И. В. Пошковым, В. Н. Пархоменко, В. Н. Гусевым и А. А. Коневым в западной и юго-западной частях Витимского плоскогорья, вдоль северной и северо-западной границ Витимского базальтового плато были выявлены Сайжинский, Гулхенский, Сайжеконский, Амалатский, Мухальский, Спиритинский, Верхне-, Нижне-Бурульзайские, Инолоктинский, Зимовьечинский и Тучинский массивы щелочных пород. Эти массивы находятся в бассейне верхнего течения р. Витима (рис.1).

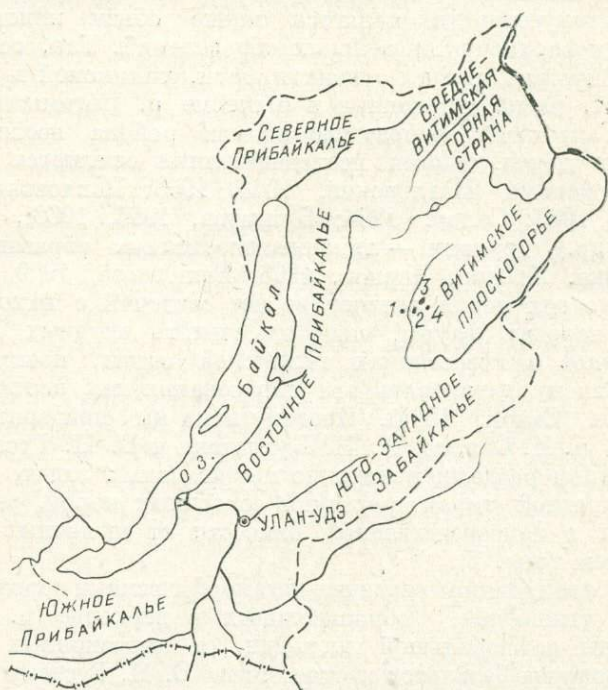


Рис. 1. Схема Западного Забайкалья.

Массивы щелочных пород: 1 — Инолоктинский; 2 — Нижне-Бурульзайский; 3 — Верхне-Бурульзайский; 4 — Мухальский.

В разные годы с разными целями на Витимском плоскогорье занимались исследованиями И. А. Лопатин, П. А. Кропоткин, В. К. Мейстер и Ю. И. Половинкина, А. А. Арсеньев, А. С. Кульчицкий, К. А. Шахарстова, К. П. Калинина, П. М. Хренов; Л. И. Салоп, Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко, В. П. Руднев, М. А. Гладышев, А. Н. Булгатов, В. Н. Гусев, А. А. Конев и др.

Наиболее ценный вклад в изучение геологии района внесли Е. В. Павловский, В. Г. Беличенко, Л. И. Салоп, А. А. Конев, А. Н. Булгатов, В. Н. Гусев. Геологические карты бассейна верхнего течения р. Витима составлены В. П. Рудневым, М. А. Гладышевым, А. Н. Булгатовым и В. Н. Гусевым.

В нашей работе характеристика геологического строения района приведена преимущественно по данным названных выше исследователей.

СТРАТИГРАФИЯ

Вопросы стратиграфии древних осадочно-метаморфических толщ Витимского плоскогорья разработаны еще недостаточно. Дискуссионным является также объем нижнепалеозойских и верхнепротерозойских образований. Так, осадочно-метаморфические породы суванихинской, тилимской и якшинской свит, распространенные в бассейне р. Витимкана и на Амалат-Талойском водоразделе вблизи района исследуемых щелочных пород, одними исследователями считаются верхнепротерозойскими (Павловский, 1948, 1956; Павловский, Беличенко, 1963; Салоп, 1964; Булгатов, 1965, 1966₂, Язмир, 1967, и др.), другими — нижнепалеозойскими образованиями (Беличенко, Хренов, Чернов, 1966; Беличенко, 1969, и др.). Однако до сих пор в литературе нет сведений о нахождении конофитонов в известняках тилимской свиты, позволивших Л. И. Салопу датировать эти образования как верхнепротерозойские (Салоп, 1964). Поэтому пока мы придерживаемся взглядов Л. И. Салопа, А. Н. Булгатова и В. Н. Гусева.

В данном разделе, исходя из поставленных задач, ограничимся краткой характеристикой осадочных пород, распространенных в непосредственной близости от щелочных интрузий района (рис. 2).

Наиболее древними осадочно-метаморфическими породами являются отложения, обнажающиеся в верховье р. Екзар-Джилинды на небольшой площади, в «эрозионных окнах» из-под покрова базальтов и отнесенные В. Н. Гусевым к талимской свите нижнего протерозоя. В составе свиты им описаны биотитовые, амфиболовые, амфибол-пироксеновые, силиманит-биотитовые сланцы и гнейсы с линзами кристаллических известняков. Мощность отложений порядка 1500—2000 м.

Следует заметить, что обоснование возраста этих пород В. Н. Гусевым не дано. Между тем в последние годы появились работы, ставящие под сомнение их нижнепротерозойский возраст и дающие возможность сопоставлять их с низами суванихинской свиты верхнего протерозоя (Лосицкий, Зеленский, 1967).

Верхнепротерозойские отложения, распространенные в бассейне верхнего течения р. Витима, А. Н. Булгатовым и В. Н. Гусевым объединены в три согласно налегающие друг на друга свиты (снизу): суванихинскую, тилимскую, якшинскую.

На водоразделе рек Бурульзая, Витима, Муясына и Дулесмы распространены, по мнению А. Н. Булгатова, верхние горизонты суванихинской свиты мощностью 1200 м. На этом участке развиты биотитовые, роговообманковые сланцы с прослоями карбонатных сланцев и кристаллических известняков. В правобережье р. Витима, напротив устья руч. Дюкочи, встречены слюдяные, роговообманковые, широксеновые, очковые гнейсы и биотит-гранатовые сланцы, являющиеся продуктом интенсивного воздействия гранитоидов на породы свиты.

Отложения тилимской свиты, согласно перекрывающие породы суванихинской свиты, встречены на водораздельных пространствах рек Инолокты, Витима, Бурульзая, Сиринокты, Сирикты и Сайжекена, Бол. Амалата, Сайжи. Свита представлена преимущественно карбонатными породами с значительными прослоями биотитовых и карбонатных сланцев и амфиболитов. Наиболее полно разрез ее изучен А. Н. Булгатовым (1966 г.) в долине р. Витима, на отрезке от устья руч. Татар-Бирюкана почти до пос. Джилинды. В районе устья руч. Татар-Бирюкана установлено согласное налегание пород тилимской свиты на породы суванихинской. В нижней части разреза наблюдается переслаивание серых, темно-серых кристаллических известняков, темных и темно-серых карбонатных, биотит-карбонатных сланцев мощностью до 100—140 м. Выше их залегают серые слоистые массивные кристаллические известняки с редкими прослоями темных карбонатных сланцев мощностью 60—70 м и амфиболиты мощностью 5—6 м. Они перекрываются массивными серыми, светло-, темно- и желтовато-серыми полосчатыми разнокристаллическими известняками с прослоями от 0,3 до 2—3 м белых массивных крупнокристаллических и плитчатых темно-серых мелкокристаллических известняков, темных и темно-серых карбонатных и биотитовых сланцев общей мощностью 1400—1500 м. Выше они сменяются битуминозными темно-серыми, серыми толсто- и тонкоплитчатыми слоистыми кристаллическими известняками мощностью 400—450 м. На них налегает пачка белых и серых разнокристаллических известняков с прослоями амфиболитов в 3—4 м. Мощность этой пачки 500—600 м. Суммарная мощность пород тилимской свиты в районе верхнего течения р. Витима равна 2400—2500 м.

Роговообманково-биотитовые, роговообманково-карбонатные, карбонатные, эпидот-хлоритовые, хлорит-карбонатные сланцы, амфиболиты, кристаллические известняки, метаморфизованные песчаники, объединенные А. Н. Булгатовым в якшинскую свиту, распространены в междуречье Витим — Муясын, в 10 км юго-западнее Инолоктинского и Нижне-Бурульзайского щелочных массивов и в бассейне р. Олдынды. Суммарная мощность пород свиты им определена в 1900 м. Согласно налеганию пород якшинской свиты на известняки тилимской свиты наблюдалось А. Н. Булгатовым (1966 г.) в бассейне р. Олдынды.

Нижнепалеозойские осадочные породы, широко распространенные в междуречье Джилинда — Аталанга, в левобережье р. Аталанги и в бассейне верхнего течения р. Олдынды, объединены А. Н. Булгатовым и В. Н. Гусевым в химгильдинскую, олдындинскую и иташинскую свиты. Наиболее полный разрез нижнепалеозойских пород представлен на Удино-Витимском междуречье, где он детально описан В. Г. Беличенко и др. (1962).

Породы олдындинской свиты распространены в бассейнах верхнего течения р. Олдынды и на водоразделе рек Витим — Олдында. По данным А. Н. Булгатова, в основании разреза свиты залегают серые и темно-серые песчаники, зеленые, зеленовато-серые хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые микросланцы с прослоями известняков, кварц-карбонатных песчаников, метаморфизованных порфиритов, фельзитов, плагио-порфиров и их туфов. Выше их перекрывают конгломераты мощностью 8—10 м и светлые мелкокристаллические известняки с фауной археоциат мощностью в 30—40 м. В верхах разреза свиты резко преобладают порфириты, фельзиты, фельзит-порфиры, плагиопорфиры, андезитовые порфиры и их туфы, среди которых главную роль играют кислые разновидности. В эффузивах и их туфах в виде прослоев наблюдаются белые, желтовато-белые криптокристаллические известняки, сланцы, песчаники. Известняки местами образуют линзовидные прослои мощностью 75 — 85 м, содержат фауну археоциат. Мощность свиты в бассейне р. Олдынды определена А. Н. Булгатовым в 1500—2000 м. Принадлежность археоциат к кембрийским формам отмечена в работах К. А. Шахарварстовой (1948), А. Н. Булгатова (1961), М. М. Языра (1967.).

Исследования М. М. Языра (1966) показывают, что к северо-востоку из разреза нижнепалеозойских отложений выпадает олдындинская свита, а химгильдинская ложится с перерывом и угловым несогласием на верхнепротерозойские образования. Породы химгильдинской свиты обнажены в левобережной части р. Алянги, на междуречье Алянга — Джилинда, в правобережной придолинной части р. Джилинды.

Наиболее полно разрез свиты изучен В. Н. Гусевым в нижнем течении р. Джилинды. Здесь конгломераты, в составе галек которых встречаются известняки, граниты, кварциты, сланцы и амфиболиты, залегают с перерывом и угловым несогласием на известняки тилимской свиты. Конгломераты выше по разрезу перекрываются аркозовыми, полимиктовыми желтовато-серыми, зеленовато-серыми, светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов, эпидот-хлоритовых, актинолит-эпидотовых сланцев и кварцевых порфиров. Общая мощность свиты приблизительно 3000 м.

Разрез нижнепалеозойских отложений заканчивается породами иташинской свиты. Последние распространены в междуречье Заза-Алянга—Джилинда и в правобережной устьевой части р. Джилинды, где они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на породах химгильдинской свиты. В основании свиты лежит мощная (до 400 м) толща конгломератов, перекрывающаяся чередующимися прослоями и линзами аркозовых песчаников, гравелитов. Эти породы, в свою очередь, перекрываются лиловыми, серыми аркозовыми песчаниками с прослоями розовато-серых алевролитов. Мощность пород свиты в устьевой части р. Джилинды определена В. Н. Гусевым в 1500 м.

Возраст пород иташинской свиты установлен М. М. Язмиром (1967) как верхнекембрийский — нижнеордовикский.

Континентально-вулканогенные отложения мезозойского возраста закартированы А. Н. Булгатовым на водоразделе рек Витима и Муясына на площади около 2 км². Представлены они базальтовыми, диабазовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, залегающими в виде покровов мощностью 250 — 350 м на размытой поверхности пород якшинской свиты.

Неогеновые отложения в районе распространены широко (см. рис. 2). Локализуются они в основном в Верхне-Витимской кайнозойской депрессии (Булгатов, 1962). Характерной особенностью является резкое преобладание в их составе хорошо окатанного песчано-гравийного материала с размером галек до 2 см. Глины и суглинки встречаются в виде отдельных маломощных не выдержанных по простиранию прослоев и линз. Мощность неогеновых отложений, залегающих на размытой поверхности осадочных, интрузивных, вулканогенных пород и базальтах, весьма непостоянна, колеблется от 0 до 85 м. Возраст отложений на основании данных спорово-пыльцевого анализа установлен как неогеновый (Булгатов, 1962).

Четвертичные отложения представлены аллювиальными, озерными делювиальными, элювиальными образованиями, распространенными в долинах рек, ручьев, временных водотоков, в озерных котловинах и на склонах водоразделов.

МАГМАТИЗМ

В районе верхнего течения р. Витима около 85% площади занимают интрузивные породы, представленные габброидами и гранитоидами верхнепротерозойского икатского и баргузинского комплексов, гранитоидами нижнепалеозойского витимканского комплекса, щелочными породами, мезозойскими гранитоидами гуджирского комплекса и кайнозойскими базальтами.

Габброиды икатского комплекса образуют небольшие штокообразные тела, приуроченные к зонам разломов. Небольшие по площади выходы этих пород встречены в левом борту руч. Дюкшои (в северо-западной экзоконтактной части Верхне-Бурульзайского массива), на водоразделе рек Муясына и Витима, в районе р. Инолокты, в верховье р. Бол. Амалата. В левобережной устьевой части р. Бурульзая габброиды слагают несколько небольших штокообразных тел, вытянутых в виде цепочки в субмеридиональном направлении.

В составе пород комплекса встречены пироксениты, габбро-пироксениты, габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты.

Пироксениты темно-серого, черного цвета, состоят из авгита и небольшого количества роговой обманки, развивающейся обычно по пироксену.

Макроскопически габбро темно-серого, темно-зеленого цвета среднезернистого сложения, массивной текстуры. Структура габбровая, гипидиоморфнозернистая. В составе габбро доминируют плагиоклаз № 35—55 (до 30%), авгит (+) $2V = 56-60^\circ$, $cNg = 42-45^\circ$ (20—40%), обыкновенная роговая обманка (10—30%). Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит. Вторичные развиты в породе довольно широко. Часто встречаются вторичный биотит и хлорит по амфиболу и по пироксену — обыкновенная роговая обманка и актинолит. Зерна плагиоклаза участками сосюритизированы, пелитизированы, иногда наблюдаются в них прожилки кальцита.

Габбро-диориты, диориты серого, темно-серого цвета, среднезернистые, массивной текстуры, гипидиоморфнозернистой структуры. Главные минералы — андезин (до 45—55%), роговая обманка (10—15%), пироксен (5—10%), биотит (до 25—30%). В диоритах иногда встречаются единичные зерна кварца и микроклина. Акцессорные — магнетит, апатит, сфен. Вторичные минералы в основном те же, что и в габбро, только в диоритах прибавляется альбит, развивающийся в виде тонких неправильных прожилков по андезину.

Гранодиориты серого, темно-серого цвета, средне- и крупнозернистые массивные, гипидиоморфнозернистой структуры. В составе породы встречены олигоклаз (до 42—60%), микроклин (10—20%), кварц (15—17%), роговая обманка (5—10%), био-

Химический состав габброидов икатского комплекса

Окисел	373	718	719	Петрохи- мический параметр	373	718	719
SiO ₂	48,88	50,08	46,98	<i>b</i>	26,7	39,8	42,5
TiO ₂	1,33	0,76	1,02	<i>a</i>	8,9	3,2	3,7
Al ₂ O ₃	18,89	9,62	11,43	<i>c</i>	4,5	4,4	3,4
Fe ₂ O ₃	3,98	0,70	1,93	<i>s</i>	59,9	52,6	50,4
FeO	7,09	8,48	6,80	<i>Q</i>	-2,5	-5,6	-10,0
MnO	0,12	0,18	0,20	<i>n</i>	29,5	18,7	39,6
MgO	5,88	14,16	13,53	<i>m'</i>	39,3	55,1	50,0
CaO	7,77	12,80	15,04	<i>c'</i>	20,3	24,7	31,9
Na ₂ O	2,21	0,53	1,40	<i>f'</i>	40,4	20,2	18,1
K ₂ O	2,38	1,43	0,65	<i>t</i>	2,0	1,2	1,6
P ₂ O ₅	Не обн.	0,07	Не обн.	<i>a/c</i>	2,0	0,8	1,1
H ₂ O ⁻	Не обн.	0,03	0,10	φ	13,4	1,2	3,6
SO ₃	—	0,02	—				
П.п.п.	—	0,48	—				
Сумма	98,53	99,31	98,98				

Примечание. 373—равномернозернистое габбро из района устья Бурульзай, анализ заимствован у А. Н. Булгатова; 718, 719—амфиболитизированное габбро с северо-западного экзоконтакта Верхне-Бурульзайского массива, аналитик Н. Г. Роголева.

тит (6—10%). Аксессуары представлены сфеном и рудным. Габброиды икатского комплекса отличаются от средних составов габбро (по Дэли) меньшим содержанием суммарного железа, магния, извести и повышенным — кремнекислоты, щелочей, алюминия. В составе щелочей преобладает калий (табл. 1).

Возраст габброидов икатского комплекса определен А. Н. Булгатовым как верхнепротерозойский на основании прорывания ими осадочно-метаморфических толщ верхнего протерозоя. Габброиды, в свою очередь, прорваны гранитоидами баргузинского комплекса (район верхнего течения р. Муясына).

Гранитоиды баргузинского комплекса слагают значительную часть площади района бассейна верхнего течения р. Витима. Довольно подробное описание пород комплекса имеется в работах многих исследователей (П. М. Хренова, Л. И. Салопа, А. Н. Булгатова, В. А. Дворкин-Самарского, В. Н. Гусева, М. А. Гладышева, В. П. Руднева). По вопросу о становлении пород баргузинского комплекса существует несколько точек

зрения. В последнее время как будто утвердилось мнение о трехфазном этапе формирования гранитоидов этого комплекса (Дворкин-Самарский, Бажин, 1963; Булгатов, 1966₁).

Диориты, гранодиориты, сиенит-диориты I фазы баргузинского комплекса пользуются незначительным распространением, и в районе развития щелочных интрузий они не встречаются.

Основная масса гранитоидов внедрилась во II фазу. На водоразделе Витима, Дюккоши, Кудая, Сириники и Джилинды, в 5—6 км севернее и северо-восточнее Верхне-Бурульзайского и Мухальского щелочных массивов распространены равномернозернистые и порфировидные граниты, гранодиориты, граносиениты. Граносиениты и гранодиориты тяготеют к контактовым частям с известняками тилимской свиты.

Гранитоиды III фазы представлены лейкократовыми мелко- и среднезернистыми гранитами, участками разгнейсованными. Встречены они на водоразделе рек Витима и Бурульзая, где составляют западную часть вмещающей рамы Верхне-Бурульзайского щелочного плутона. Макроскопически это желтовато-серые, розовато-серые породы массивной, иногда гнейсовидной текстуры, гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой и катакластической структуры. В составе их преобладают плагиоклаз (40—45%), микроклин (25—30%), кварц (25—35%), биотит (2—3%). Сфен, циркон, магнетит присутствуют в аксессуарных количествах. Вторичные — хлорит, серицит, эпидот, мусковит.

Химический состав гранитоидов баргузинского комплекса приведен в табл. 2. Эти породы характеризуются повышенным содержанием глинозема и щелочей, особенно калия. Средний состав их близок к составу гранитов по Дэли.

Большинство исследователей (Е. В. Павловский, П. М. Хренов, Л. И. Салоп, А. Н. Булгатов, В. А. Дворкин-Самарский и др.) относит гранитоиды баргузинского комплекса к верхнему протерозою. Вместе с тем работы последних лет (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963; Беличенко, 1969, и др.) позволяют ставить вопрос о пересмотре взглядов на возраст пород комплекса, и если не всей их массы, то, во всяком случае, определенной ее части.

Нижнепалеозойские интрузивные образования витимканского комплекса распространены на водоразделе рек Витима и Сайжекена и южнее Олдындинского глубинного разлома. Они слагают крупные массивы на водоразделах рек Витима и Олдынды, Джилинды и Алянги, в устье р. Кыджимита и на хр. Бейсыхан. В составе комплекса выделяются граниты, гранодиориты, сиениты, граносиениты.

Самыми распространенными породами комплекса являются розовые, розовато-серые, серые граниты гипидиоморфнозернистой структуры, массивной текстуры. Главные породообразую-

Химический состав гранитоидов баргузинского комплекса

Оксид	1	2	3	4	5	Петрохимический параметр	1	2	3	4	5
SiO ₂	71,34	71,34	71,00	69,56	58,84	<i>a</i>	16,8	11,8	46,6	15,2	14,6
TiO ₂	—	0,47	0,37	0,28	0,96	<i>c</i>	1,3	2,3	1,1	2,4	5,0
Al ₂ O ₃	15,13	13,88	14,52	15,47	17,82	<i>b</i>	3,9	5,8	4,0	4,0	9,9
Fe ₂ O ₃	0,89	1,59	0,87	0,59	2,20	<i>s</i>	78,0	80,1	78,3	78,4	70,5
FeO	1,07	2,22	0,94	1,88	3,33	<i>n</i>	52	53	58	60	59
MnO	0,11	0,01	0,06	0,04	0,14	+ <i>Q</i>	21,1	34,3	22,3	24,0	6,8
							<i>c'</i> =		<i>c'</i> =		
MgO	0,48	0,86	0,90	0,87	2,52	<i>a'</i>	=3,33	16,3	=20,0	6,8	0,8
CaO	1,13	1,89	1,55	1,95	4,00	<i>m'</i>	20,0	24,4	33,8	35,6	44,6
Na ₂ O	4,13	2,93	4,50	4,21	3,80	<i>f'</i>	46,7	59,3	43,2	57,6	54,6
K ₂ O	4,79	3,95	5,00	4,25	4,00	<i>t</i>	—	0,5	0,4	0,3	1,2
H ₂ O ⁻	0,16	0,12	0,02	—	не обн.	ϕ	20,0	23,2	20,0	13,6	20,2
P ₂ O ₅	0,05	0,22	0,02	—	0,15	<i>a/c</i>	12,9	5,1	15,1	6,3	2,9
SO ₃	0,05	0,05	не обн.	—	не обн.						
П.п.п.	0,44	0,10	0,55	—	2,05						
Сумма	99,61	99,51	100,28	99,10	99,81						

Примечание. 1—среднезернистый лейкократовый гранит, водораздел Бурульзая и Дюлкоши (обр. 1547-1). Заимствован из рукописной работы В. И. Панова; 2—биотитовый порфиридовый гранит с водораздела Витима и Бурульзая (обр. 1028), анализ заимствован из рукописной работы В. И. Панова; 3—среднезернистый гранит с правого борта долины руч. Дюлкоши (обр. 696/0). Аналитик Р. А. Кошова; 4—граносиенит, верховье р. Джилинды (обр. 6), анализ заимствован из работы В. Н. Гусева; 5—граноцистит, правый борт долины руч. Дюлкоши (обр. 646/0). Аналитик Р. А. Кошова.

щие минералы: калишпат (35—60%), кварц (20—35%), олигоклаз (5—10%), биотит (2—3%). Акцессорные — рудный, сфен.

Гранодиориты отличаются от гранитов присутствием амфиболов (до 5—7%), плагиоклаза (до 55—60%), биотита (до 15—20%); содержание кварца в них не превышает 10—15%.

В составе серых, розовато-серых среднезернистых сиенитов встречаются калишпат (до 45—75%), плагиоклаз (до 15—35%), кварц (3—5%), роговая обманка (до 10%), иногда биотит (до 2%). Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, мусковитом; акцессорные — магнетитом, сфеном, ортитом, цирконом, апатитом.

Граносиениты отличаются от сиенитов повышенным содержанием кварца (до 15—20%) и плагиоклаза (до 45%).

По химическому составу породы относятся к ряду пересыщенных глиноземом, с высокими содержаниями щелочей, особенно калия, высокими значениями параметра s и коэффициента кислотности Q , о чем свидетельствуют повышенные количества кварца — до 40% (табл. 3).

Нижняя возрастная граница гранитоидов витимканского комплекса установлена четко по прорыванию ими кембрийских отложений на Витимском плоскогорье (Салоп, 1967). Верхняя определяется тем, что гранитоиды комплекса присутствуют в гальке конгломератов иташинской свиты (Беличенко и др., 1962).

В юго-западной части Витимского плоскогорья щелочные породы распространены на небольших участках. Массивы, сложенные щелочными породами, находятся в левом борту долины р. Инолокты (Инолоктинский), в левобережной устьевой части р. Бурульзая (Нижне-Бурульзайский), в верховье р. Бурульзая, на водоразделе Бурульзая, Дюкюши и Сирикты (Верхне-Бурульзайский), на водоразделе среднего течения рек Сирикты и Сириникты (Сириктинский), в 2 км северо-западнее оз. Мухал (Мухальский), в верховье р. Бол. Амалата (Амалатский), на водоразделе р. Бол. Амалата и р. Сайжекона (Сайжеконский), в левом борту долины р. Сайжи (Сайжинский), в левом борту долины руч. Гулхена (Гулхенский) и в низовье р. Кыджимпта (Гучинский и Зимовьечинский) (см. рис. 2).

Таблица 3

Химический состав гранитоидов витимканского комплекса

Окисел	1	2	3	Петрохимический параметр	1	2	3
SiO ₂	77,46	75,04	69,94	<i>s</i>	83,7	81,8	79,2
TiO ₂	0,20	0,08	0,53	<i>a</i>	11,1	14,8	13,6
Al ₂ O ₃	11,24	12,97	14,55	<i>c</i>	0,6	0,6	2,2
Fe ₂ O ₃	0,91	0,80	0,86	<i>b</i>	4,6	2,8	5,0
FeO	0,85	0,96	2,14	+ <i>Q</i>	44,6	33,4	29,0
MnO	0,02	0,01	0,02	<i>n</i>	35	49	34
MgO	0,72	0,41	0,94	<i>a'</i>	40,6	23,3	12,1
CaO	0,56	0,57	1,87	<i>m'</i>	24,6	23,3	31,1
Na ₂ O	1,84	3,42	2,08	<i>t'</i>	34,8	53,4	56,8
K ₂ O	5,27	5,41	6,24	<i>a/c</i>	18,5	24,6	6,2
				Φ	17,3	23,3	16,2
				<i>t</i>	0,2	0,1	0,6
Сумма	99,07	99,67	99,17				

Примечание. Анализы заимствованы у В. Н. Гусева. 1—гранит, водораздел рек Барвасуна и Укикита; 2—гранит, хр. Бейсыхан, 3—гранит, правый борт долины р. Сахилина.

Все интрузивные тела небольших размеров, дайко- и штокообразной формы, приурочены к зонам разломов; наибольший из массивов — Верхне-Бурульзайский — площадью 21 км², а наименьший — Инолоктинский — всего 0,2 км². На Инолоктинском, Мухальском и Гулхенском массивах распространены уртит-якупирангитовые породы, а на Нижне-Бурульзайском — нефелиновые сиениты, образующие единичные маломощные жилы среди нефелин-пироксеновых пород. Последние формируют отдельные небольшие по площади выходы среди нефелиновых и щелочных сиенитов на Сайжинском, Верхне-Бурульзайском и Амалатском массивах. Сайжеконский, Сириктинский интрузивные тела сложены только нефелиновыми и щелочными сиенитами. Описание Сайжинского, Гулхенского, Сайжеконского и Амалатского щелочных массивов даны А. А. Коневым. (1962_{1,2}), а Тучинского и Зимовьечинского — Б. А. Литвиновским (1967, 1968). Характеристика детально исследованных нами Нижне- и Верхне-Бурульзайских, Инолоктинского и Мухальского массивов приведена ниже, здесь же дано краткое описание Сириктинского массива.

Сириктинский массив открыт в 1964 г. В. Н. Гусевым. Массив площадью 2,1 км² в плане имеет изометричную форму, обнажается среди известняков тилимской свиты верхнего протерозоя. Щелочные сиениты обнажаются в северной и центральной частях интрузивного тела на площади около 1,25 км². Нефелиновые сиениты слагают южную часть интрузии, обнажаясь в полосе субширотного простирания шириной 500—600 м и длиной 1500—1600 м, а также образуют несколько линзовидных тел в центральной части массива.

А. А. Коневым (1962₁) на основании детального изучения щелочных пород Сайжинского и Гулхенского массивов был выделен трехфазный сайжинский комплекс щелочных, ультраосновных и основных пород с карбонатами. В последующие годы А. А. Конев (1964) в состав этого сложного комплекса центрального типа включил уртит-якупирангитовые породы и нефелиновые сиениты ряда массивов юго-западной части Витимского плоскогорья, в том числе Нижне-, Верхне-Бурульзайских и Инолоктинского. Возраст щелочных пород комплекса А. А. Коневым (1962₁) принят меловым на основании единичного определения абсолютного возраста биотита из метасоматических пород Сайжинского плутона.

В. И. Панов, проводивший геологосъемочные работы в бассейне рек Инолокта и Бурульзая в 1962—1963 гг, щелочные породы относит к ранней фазе нижнепалеозойского витимканского комплекса. Этот вывод о возрасте щелочных пород не подкреплен каким-либо фактическим материалом.

При определении возраста щелочных пород массивов, в частности Нижне- и Верхне-Бурульзайских, мы исходили из следующего.

Наиболее молодые осадочные отложения, которые прорываются щелочными породами, представлены известняками тилимской свиты, относимыми на основании находок в них конофитонов к верхнему протерозою (Салоп, 1964). Самыми древними образованиями, перекрывающими массивы щелочных пород, являются флористически охарактеризованные песчано-галечные отложения верхнеэоценового возраста и подстилающие их неогеновые базальты.

Таким образом, на основании геологических соотношений возраст щелочных пород устанавливается послепротерозойским — донеогеновым. Верхняя возрастная граница может быть опущена до среднего мезозоя, поскольку щелочные породы секутся дайкообразными телами гранитоидов, относимых большинством исследователей (Гарифуллин, 1960; Салоп, 1967; Дворкин-Самарский, Туговик, 1966, и др.) к верхнему мезозою. Установление возраста щелочных пород в более узких рамках возможно лишь путем определения абсолютного возраста пород.

Возраст щелочных пород по трем определениям, произведенным Л. В. Фирсовым в Лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР калий-аргоновым методом, равен 330—348 млн. лет, что соответствует верхам девона и низам карбона (Андреев, Шаракшинов, 1967).

Интрузии гуджирского комплекса представлены гранитами, гранит-порфирами. Они слагают небольшие штоки, дайки и жилы, обнажаются в верховье рек Добрын-Джилинды, Алянги, Правой Олдынды, в левобережье р. Витима, в 2 км юго-западнее Нижне-Бурульзайского массива и на самом массиве, а также в северном и юго-восточном экзоконтактах Верхне-Бурульзайского массива и в районе Сириктинской щелочной интрузии. Интрузии гуджирского комплекса пространственно приурочены к зонам разломов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний.

В левобережье р. Витима, в 2 км юго-западнее Нижне-Бурульзайского массива, встречен слегка вытянутый на северо-восток шток площадью 2,0 км², сложенный мелкозернистыми гранитами. Лишь в центральной части интрузивного тела размеры зерен гранита увеличиваются. От этого штока прослежены дайки мелкозернистых гранитов с многочисленными апофизами, закартированные на Нижне-Бурульзайском щелочном массиве. Мощность даек и жил — от нескольких сантиметров до 50 м, простирание их субширотное, контакт с вмещающими щелочными породами резкий, интрузивный. На описании контактовых изменений гранитов остановимся ниже в соответствующем разделе.

Мелко- и среднезернистые граниты имеют желтовато- и розовато-серую окраску, массивную текстуру и гипидиоморфнозернистую, гранитную, иногда порфировидную структуру. Главными породообразующими минералами являются микрокли-

Химический анализ гранитов гуджирского комплекса

Описание	332/0	371/1	1086	101	Петрохимический парамер	332/0	371/1	1086	101
SiO ₂	76,50	79,16	75,38	77,46	<i>a</i>	12,3	13,3	11,3	11,2
TiO ₂	0,12	0,14	0,13	0,20	<i>c</i>	0,8	0,3	1,7	0,5
Al ₂ O ₃	12,33	11,66	12,40	11,24	<i>b</i>	4,9	2,2	3,5	3,6
Fe ₂ O ₃	1,26	0,64	0,69	0,91	<i>s</i>	82,0	84,2	83,5	84,7
FeO	0,96	0,43	1,76	0,85	<i>n</i>	42,85	46,2	37,0	17,4
MnO	0,01	0,01	0,06	0,02	<i>m'</i>	32,9	17,6	19,2	32,6
MgO	1,02	0,26	0,42	0,72	+ <i>Q</i>	38,6	41,5	42,7	46,5
CaO	0,67	0,16	1,57	0,56	<i>a'</i>	29,0	41,2	17,3	25,5
Na ₂ O	5,22	6,01	3,91	1,84	<i>f'</i>	38,1	41,2	63,5	41,9
K ₂ O	1,25	0,73	2,10	5,27	<i>t'</i>	0,1	0,2	0,2	0,1
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	0,12	—	Φ	24,0	23,5	15,4	34,9
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,05	—	<i>a/c</i>	15,3	44,3	44,3	22,4
П.п.п.	0,26	0,20	0,42	—					
SO ₃	Не обн.	Не обн.	0,41	—					
С у м м а	99,63	99,42	99,30	99,07					

пертит (20—35%), кварц (30—40%), олигоклаз (30—55%). В небольших количествах встречены зерна роговой обманки и биотита. Аксессуарные минералы представлены сфеном, магнетитом, анатитом, цирконом. Вторичные — биотитом, эпидотом, серицитом, пелитом, кальцитом.

Мы располагаем четырьмя химическими анализами гранитов гуджирского комплекса: две пробы (332/0 и 371/1) отобраны в пределах Нижне-Бурульзайского щелочного массива; проба 1086 — из гранитного штока, расположенного в 2 км юго-западнее Нижне-Бурульзайского щелочного массива. Анализ 101 заимствован у В. Н. Гусева, проба отобрана на водоразделе рек Кулурихта и Баркасуна из сравнительно крупного гранитного массива (табл. 4).

По химическому составу граниты гуджирского комплекса отличаются от гранитоидов баргузинского и витимканского комплексов повышенным содержанием кремнезема ($Q = +33,0 - (+46,5)$), алюминия ($a^1 = 17,3 - 41,2$), щелочей, низким содержанием кальция.

Возраст гранитов в 123 млн. лет (определен Л. В. Фирсовым калий-аргоновым методом в Лаборатории геохронологии Ин-



ститута геологии и геофизики СО АН СССР) отвечает по времени низам мела. Такой возраст гранитов не противоречит данным о возрасте гранитоидов гуджирского комплекса, приведенным в работах А. Г. Гарифуллина (1960), В. А. Дворкин-Самарского, Г. И. Туговика (1966) и др.

Магматическая деятельность в районе завершилась в кайнозое излиянием мощного покрова базальтов. Базальты распространены на большой площади, ими покрыты широкие водораздельные пространства рек Бол. Амалата, Джилинды, Сирикты, Алянги, Экзар-и Добрын-Джилинды, Намару. Встречены также небольшие по площади поля базальтов на водоразделе рек Муясына и Витима, Алянги и Джилинды; они, по-видимому, являются в современном эрозионном срезе останцами когда-то более широкого и мощного поля базальтов, простиравшегося на запад до отрогов Икатского хребта. Мощность покрова базальтов колеблется от 0 в окраинах поля до 400 м в участках заполнения древних впадин. Наибольшее количество эрозионных «окон» наблюдается в окраинных частях сплошного поля базальтов. В этих «окнах» обнажаются более древние породы, в частности, Мухальский щелочной массив, находящийся в северо-западной окраинной части поля распространения базальтов.

Макроскопические базальты грязно-, темно-серого и грязно-бурого цвета, местами плотные, местами пористые. Среди базальтов различаются андезито-базальты и гиаобазальты.

Возраст базальтов Витимского плоскогорья многими исследователями (Арсеньев, 1938; Булгатов, 1961₂; Дворкин-Самарский, Туговик, 1966) отнесен к неогену.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение Байкальской горной области издавна привлекает к себе внимание многих крупнейших ученых. Достаточно вспомнить многолетний спор сторонников и противников концепции «древнего теменн Азии» (Э. Зюсс, В. А. Обручев, Л. Делонэ, М. М. Тетяев и др.). Существенно новые представления о развитии складчатых структур Байкальской горной области были развиты Н. С. Шатским (1932). Эти структуры, возникшие в конце протерозоя — начале кембрия, он относит к самостоятельной зоне байкальской складчатости — «байкалидам», завершившим свое геосинклинальное развитие и причленившимся к Сибирской платформе в самом начале палеозоя.

Е. В. Павловский (1948, 1956), рассмотрев все существовавшие до него представления о тектонике региона, приходит к выводу о том, что окончательное формирование Байкальской горной области произошло в каледонскую эпоху склад-

чатости, в конце силура. Вместе с тем эта область, по его мнению, отличается от области западноевропейских каледонид унаследованностью структур нижнего палеозоя от структур докембрия; наличием среди кембрийских отложений красноцветных образований; небольшим распространением каледонских интрузий. В Байкальской горной области Л. И. Салопом (1967) выделяются следующие структурные подразделения: архейский, ниже-, средне-, верхнепротерозойский, ниже-, среднекембрийский, верхнекембрийский — ордовикский, мезозойский, кайнозойский.

Таким образом, благодаря работам Н. С. Шатского, Е. В. Павловского, Л. И. Салопа, мы имеем общее представление о тектоническом развитии Байкальской горной области в целом.

В юго-западной части Витимского плоскогорья тектоническое строение Ципа-Витимского междуречья довольно детально изучено А. Н. Булгатовым (1965, 1966₂), а тектоника отдельных участков района бассейна верхнего течения р. Витима освещена в работах А. А. Конева (1962₁), Г. В. Андреева (1968), А. О. Шаракшинова (1968), В. Н. Гусева, В. И. Панова и др.

В данном разделе мы будем придерживаться в общих чертах схемы тектонического развития юго-восточной части Витимского плоскогорья, предложенной А. Н. Булгатовым (1966₂). Она, на наш взгляд, является наиболее полной и на данном этапе исследований наиболее детальной. Вместе с тем здесь учтены новейшие данные, полученные нами после 1966 г.

Итак, район бассейна верхнего течения р. Витима в своей геологической истории претерпевает геосинклинальный и орогенный этапы развития. Геосинклинальный этап развития охватывает отрезок времени от протерозоя до нижнего палеозоя, а орогенный — от нижнего палеозоя вплоть до кайнозоя. Таким образом, в геологической истории развития данного района можно выделить шесть структурных ярусов, сформировавшихся в течение позднепротерозойского, нижнекембрийского, верхнекембрийского — нижеордовикского, верхнепалеозойского, мезозойского и кайнозойского этапов, каждый из которых заканчивался интенсивными тектоническими движениями и внедрением интрузий.

Верхнепротерозойская геосинклинальная система была заложена, по-видимому, на консолидированном складчатом фундаменте раннего протерозоя (Булгатов, 1966₂). В начале верхнего протерозоя формируется Верхне-Витимский эвгеосинклинальный пояс, включающий юго-западную часть Витимского плоскогорья (Салоп, 1967). В пределах этого пояса накапливаются мощные (до 6—7 км) толщи терригенных и карбонатных отложений с незначительными прослоями эффу-

живов. В конце верхнего протерозоя вся эта область была подвергнута складчатости. На ее ранних этапах по зонам крупных разломов внедрились основные породы икатского комплекса. Проявление складчатости в нашем районе выразилось в образовании крупной (65×100 км) антиклинальной структуры, названной А. Н. Булгатовым (1960) Верхне-Витимским антиклинорием. Верхнепротерозойская складчатость завершилась внедрением огромной массы гранитов баргузинского комплекса. Осадочные породы, залегающие на крыльях этой структуры, имеют в общем моноклинальное падение 40—50°, причем по мере движения от осевой части антиклинория к его крыльям более древние породы сменяются сравнительно молодыми (породы суванихинской свиты юго-восточнее сменяются породами тилимской свиты, последние — породами якшинской свиты). Крылья антиклинория осложнены складчатостью более высокого порядка. Так, на юго-восточном крыле, где расположены исследуемые нами щелочные интрузии, выделяются синклинальные и антиклинальные складки. Сравнительно крупная синклинальная складка размером приблизительно 20×50 км прослежена от устья р. Аталанги на юго-западе до верховьев р. Сириникты на северо-востоке. Верхнепротерозойские осадочные породы, обнажающиеся на крыльях синклинали, залегают с углами падения в 45—80°.

Осадочно-метаморфические породы, распространенные на водоразделах рек Дулесмы, Муясына и Бол. Амалата, Сайжи и Сайжеккона, смяты в антиклинальные складки с падением пород на крыльях под углами 50—75°. Размеры складок колеблются в пределах 8—10×10—25 км. Простираение их северо-восточное, параллельное простираению антиклинория.

После верхнепротерозойской складчатости в районе верхнего течения р. Витима все еще сохраняются некоторые черты геосинклинального этапа развития (Верхне-Витимская остаточная геосинклиналь по Л. И. Салоцу, 1967). В раннюю фазу каледонской складчатости на отдельных приподнятых участках докембрийского складчатого фундамента залежились своеобразные грабен-синклинальные структуры, куда отлагались морские терригенные, карбонатные и вулканогенно-карбонатные отложения. Одной из таких грабен-синклинальных структур является, по-видимому, Витимо-Удинская структурно-фациальная зона, выделенная В. Г. Беличенко и др. (1962). В пределах этой зоны, на участках ее максимального прогибания в начале нижнего кембрия шло накопление мощных толщ вулканогенно-карбонатных и карбонатных отложений олдындинской свиты. Исследованиями А. Н. Булгатова (1966₂), М. М. Язмира (1966) установлено, что в пределах этой зоны к концу нижнего кембрия геосинклинальный этап развития сменился на миогеосинклинальный. Эта смена особенно четко проявилась в северо-восточной окраинной части этой грабен-

синклинальной структуры, т. е. в бассейне р. Алянги и в низовье р. Джилинды. В этом районе вулканогенно-карбонатные отложения олдындинской свиты сменились терригенными образованиями химгильдинской свиты. К концу нижнего кембрия тектоническая деятельность заметно ослабевает. Это можно заметить по преобладанию в верхах разреза химгильдинской свиты алевролитов и сланцев и по слабым пликативным нарушениям нижнекембрийских пород. Так, выделенная В. Н. Гусевым в нижнем течении р. Джилинды антиклинальная складка субширотного простирания имеет небольшие размеры— 4×10 км, падение пород на крыльях — $50-60^\circ$.

В главную фазу каледонского тектогенеза, проявившуюся в нашем районе в верхнем кембрии — нижнем ордовике, ликвидируется геосинклинальный режим полностью, и район вступает в орогенный этап своего развития. В этот период происходит общее воздымание района, которое сопровождалось образованием глубинных разломов и формированием вдоль некоторых из них узких и глубоких межгорных впадин, где накапливались красноцветные отложения молассовой формации. В устьевой части р. Джилинды и на водоразделе рек Джилинды и Алянги молассовая формация представлена отложениями иташанской свиты. Здесь в основании свиты залегает четырехсотметровая толща грубоокатанных, плохо отсортированных конгломератов, в составе галек которых встречаются только местные породы. Породы свиты слабо подвергнуты пликативной дислокации. Так, на водоразделе рек Алянги и Джилинды наблюдается небольшая (8×10 км) синклинальная складка северо-северо-восточного простирания. Ядро складки сложено кварц-полевошпатовыми песчаниками, а на крыльях обнажаются базальные конгломераты основания свиты. Падение пород на крыльях не превышает $35-40^\circ$.

Наиболее интенсивно проявились в каледонский тектогенез дизъюнктивные нарушения. В это время оживают некоторые глубинные разломы, заложенные в протерозое, образуются новые, в том числе и Олдындинский, выделенный А. Н. Булгатовым (1966₂) и являющийся, по его мнению, структурным швом, ограничивающим каледонскую геосинклиналь. По некоторым из этих разломов произошло внедрение интрузий нижнепалеозойских гранитоидов витимканского комплекса.

Во второй половине палеозоя район верхнего течения р. Витима продолжает испытывать поднятие и становится устойчивой областью завершенной складчатости. Происходит размыв и постепенная пенеplanation рельефа. В районе создается обстановку относительного тектонического покоя. Весь обломочный материал сносился на юг в сторону Монголо-Охотского пояса, где в это время господствовал геосинклинальный режим осадконакопления (Нагибина, 1962, 1963). Северная граница Монголо-Охотской геосинклинали оконтурена зоной

глубинных разломов (Нагибина, 1962, 1963; Очиров и др., 1965) и удалена от района верхнего течения р. Витима на расстояние порядка 200 км. Однако в последние годы появились материалы, которые позволяют расширить северную границу герцинид на север до Удино-Витимского разлома (Дворкин-Самарский, 1965). Герцинская складчатость создала огромное напряжение в «жесткой» раме, окружающей Монголо-Охотскую геосинклинальную область, в частности в районе верхнего течения р. Витима, достигнув максимума в начале карбона. И эти напряжения в раме, по нашему мнению, были сняты глубинными разломами. Направление глубинных разломов в нашем районе определялось простиранием Верхне-Витимского верхнепротерозойского антиклинория, ставшего к этому времени кратогенной областью.

Действительно, полевые наблюдения А. Н. Булгатова, В. Н. Гусева и наши выявили в пределах юго-восточного крыла антиклинория ряд крупных региональных северо-восточных и пересекающих их северо-западных и субмеридиональных разломов. Наиболее мощная зона разломов северо-восточного простирания протяженностью 50—100 км прослежена от среднего течения р. Дулесмы до пос. Тилима, от среднего течения р. Муясына до верховьев р. Сайжи, от р. Витима, в 1,0 км севернее пос. Джилинда, от нижнего течения р. Муясына до верховья р. Бол. Амалата и от р. Витима вверх по долине р. Джилинды (см. рис. 2).

Разломы северо-западного простирания сравнительно молодые, прослеживаются на расстояние до 30 км на водоразделах рек Витима и Джилинды, Сайжи и Сайжекона, в верховье р. Бол. Амалата, в бассейне Сирикты и Сириникты. Они обычно не распространяются за пределы контролирующих их глубинных разломов северо-восточного простирания.

На участках сгущения разломов различной ориентировки происходили блоковые движения с образованием грабенов, горстов, сдвигов. Последние хорошо проявлены на водоразделе Бол. Амалата и Сайжи, в бассейне Сирикты и Бурульзая, т. е. в местах расположения интрузий щелочных пород.

Все вышеотмеченные разломы расположены в пределах узкой вытянутой на северо-восток зоны шириной до 40 км. Северо-западная граница ее проходит вдоль юго-восточного крыла антиклинория; юго-восточная граница частично перекрыта неогеновыми базальтами, частично проходит вдоль левобережного водораздела р. Алянги. На стыках северо-восточных и северо-западных разломов расположены Инолоктинский, Сириктинский, Сайжеконский, Мухальский щелочные массивы, а Нижне- и Верхне-Бурульзайские, Сайжинский, Амалатский — на участках пересечения северо-восточных, северо-западных и субмеридиональных разломов (Шаракшинов, 1968).

В мезозое наиболее интенсивно тектонические движения были проявлены южнее, в районе бассейна рек Бутуя, Зазы и Уды, где оживились древние и образовались новые разломы; вдоль некоторых из них произошли глыбовые движения, сопровождавшиеся образованием межгорных впадин (Удино-Еравнинская, Зазинская, Бутуйская и др.) и осадждением мощных толщ вулканогенных образований и осадочных пород (Беличенко и др., 1962; Комаров, Хренов, 1963).

В бассейне верхнего течения р. Витима тектоническая активность в мезозое проявилась слабее, чем в южных районах. Об этом свидетельствуют небольшие участки распространения в современном эрозионном срезе эффузивов триасового возраста и мезозойских осадочных пород, а также серия небольших разломов субширотного и северо-западного простирания. Последние секут щелочные породы на Нижне- и Верхне-Бурульзайских, Сириктинском и Мухальском массивах. С этими разломами на отдельных участках связаны внедрения небольших дайко- и штокообразных интрузий гранитоидов гуджирского комплекса. Вдоль некоторых разломов наблюдаются небольшие зоны альбитизации, окварцевания, хлоритизации, эпидотизации, брекчированность пород.

Кайнозойский этап развития района характеризуется континентальным режимом, образованием Икат-Бамбуйской системы впадин байкальского типа, формированием Икатского хребта и Витимского плоскогорья, излиянием вдоль оживших в неогене древних разломов мощных покровов базальтов и формированием Верхне-Витимской кайнозойской депрессии, где отлагались древние аллювиальные отложения (Булгатов, 1962). Современная речная сеть сформировалась в конце кайнозоя.

ГЛАВА II

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ МАССИВОВ

Краткие сведения о петрографии Нижне-, Верхне-Бурульзайских и Инолоктинского массивов имеются в трудах А. А. Конева (1962₁, 1964), Г. В. Андреева (1968) и в рукописных работах И. В. Попова и В. И. Панова.

Расширенная минералого-петрографическая характеристика Нижне- и Верхне-Бурульзайских массивов дана нами (Андреев, Шаракшинов, Литвиновский, 1969). Сведения о Мухальском массиве в литературе отсутствуют.

Нижне-Бурульзайский массив. Установлен в 1961 г. И. В. Попковым, А. А. Коневым и Н. В. Пархоменко в лево-

бережной устьевой части р. Бурульзая, левого притока р. Витима.

Массив имеет размеры $2,2 \times 0,2 - 0,5$ км. Ориентирован он длинной осью в субмеридиональном направлении и обнажается на пологом (до $10-15^\circ$) восточном склоне возвышенности с абсолютной отметкой 1206,0 м.

В районе Нижне-Бурульзайской щелочной интрузии распространены мраморизованные известняки тилимской свиты верхнепротерозойского возраста. Толща карбонатных пород прорвана небольшими разновозрастными интрузиями разного состава.

Наиболее древними интрузивными образованиями являются диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты, пироксениты икатского интрузивного комплекса, слагающие несколько небольших (порядка $0,2 \times 0,5$ км) массивов, расположенных в некотором удалении друг от друга в субмеридиональном направлении.

Известняки и породы икатского комплекса прорваны щелочной интрузией верхнепалеозойского возраста.

Самые молодые интрузивные образования в районе представлены гранитоидами верхнемезозойского гуджирского комплекса. Штоко- и дайкообразные тела гранитоидов прорывают карбонатные отложения, габброиды икатского комплекса и щелочные породы.

Все интрузивные и осадочные породы в районе Нижне-Бурульзайской щелочной интрузии перекрыты неогеновыми песчано-галечными отложениями различной мощности.

Щелочные породы представлены уртитам, ийолитами, мельтейгитами, якупирангитами и редкими жилами нефелиновых сиенитов.

На Нижне-Бурульзайском массиве намечается грубозональное строение, обусловленное закономерным пространственным распространением пород уртит-якупирангитового ряда (рис. 3). Так, якупирангиты слагают южную эндоконтактовую часть массива в виде узкой прерывистой полосы шириной до 40 м, а также встречаются в виде отдельных шпировых пятен диаметром до 1—2 м в ийолитах и урритах. По направлению от периферии к центру якупирангиты сменяются постепенно мельтейгитами. Последние наблюдаются в южной части массива полосой до 30 м, окаймляющей на расстоянии до 1000 м ийолитовые породы. Урриты встречены среди ийолитов в виде трех изолированных друг от друга эллипсоидной формы тел размерами 70×105 , 125×475 и 225×350 м.

Уртит-якупирангитовые породы в подавляющей своей массе имеют среднезернистое сложение, массивную, а чаще трахитоидную текстуру, обусловленную параллельной ориентировкой фемических и салических минералов. Вытянутость массива и направление трахитоидности в мельтейгитах, ийоли-

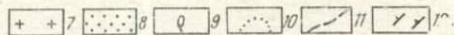
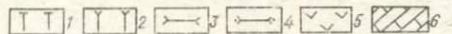
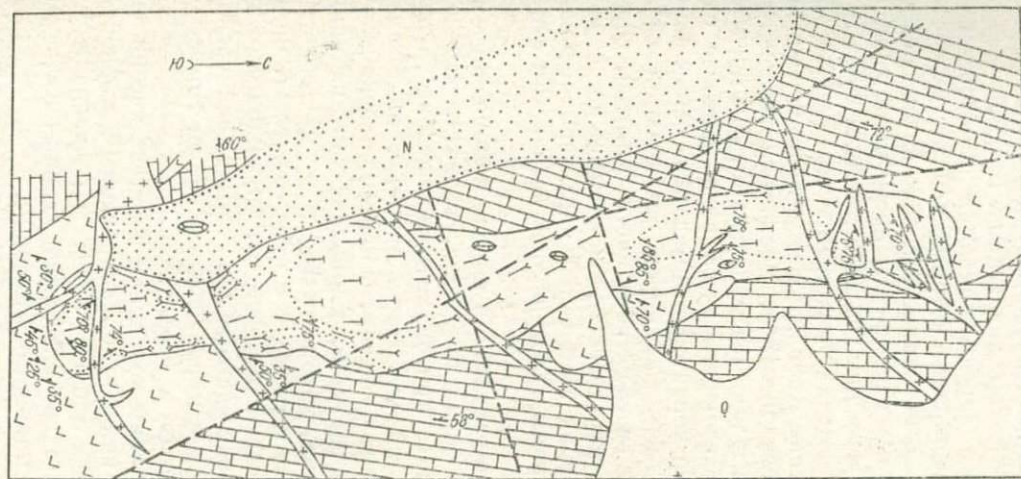


Рис. 3. Схема геологического строения Нижне-Бурулзайского массива. Составлена А. О. Шаракшиновым с использованием материалов И. В. Попкова.

1 — уртиты; 2 — ильциты; 3 — якупирангиты; 4 — мельтейгиты; 5 — верхнепротерозойские диориты, габбро, перидотиты, пироксениты; 6 — верхнепротерозойские кристаллические известняки; 7 — мезозойские лейкократовые граниты; 8 — неогеновые песчано-галечниковые отложения; 9 — современные рыхлые отложения; 10 — границы между разновидностями пород уртит-якупирангитового ряда; 11 — тектонические нарушения; 12 — элементы залегания и трахитоидности пород.

тах и урритах подчеркивает приуроченность щелочной интрузии к дизъюнктивному нарушению трещинного типа, а замеры элементов залегания трахитоидности указывают, что интрузив имеет также и клиновидную форму. Так, в южной части массива установлены следующие элементы залегания трахитоидности: СВ 80°, угол 70°; СЗ 340°, угол 80°; ЮЗ 230°, угол 74°; в северной части — ЮВ 155—165°, угол 75°. Вдоль восточного контакта в ийолитах наблюдается падение трахитоидности на ЗЮЗ, запад и ЗСЗ 260—280° под углом 70—85°.

Нефелин-пироксеновые породы являются в основном биминеральными, все разнообразие которых зависит от соотношения клинопироксена и нефелина. Согласно классификации Н. А. Елисеева (1957), нами за урриты приняты породы, содержащие от 70 до 100% нефелина; за ийолиты — от 30 до 70%; за мельтейгиты — 10—30%; за якупирангиты — менее 10% нефелина; в полевошпатовых ийолитах и урритах содержание полевого шпата достигает 15—18%. Поскольку исследуемые породы сложены одними и теми же минералами, нам представляется более целесообразным дать здесь на дальнейшее одну общую петрографическую характеристику данной серии пород.

Среди уррит-якупирангитовых пород различаются лейкократовые разновидности светло-серого цвета (урриты), серые, темно-серые (ийолиты, мельтейгиты) и темные до черного (якупирангиты). Для пород этой серии характерна гипсидиоморфнозернистая, участками аллотриоморфнозернистая структура.

В составе уррит-якупирангитовых пород, помимо нефелина и пироксена, встречены зерна амфибола, граната, в некоторых участках эндоконтакта приобретающие значение главных породообразующих минералов. Второстепенные, аксессуарные и вторичные представлены гранатом, биотитом, плагиоклазом, кальцитом, апатитом, магнетитом, клиноцоизитом, канкринитом, пелитом, цеолитами, либнеритом.

Нефелин присутствует в породах в виде округлых, прямоугольных, квадратных зерен размером до $1,8 \times 2,0$ мм, встречается и в неправильно-прожилковых выделениях с заливообразными углублениями в зерна пироксена, амфибола. По нефелину развиваются канкринит и цеолит.

Во всех породах с ранним нефелином парагенетически ассоциирует эгирин-авгит, сильно корродированный амфиболом, гранатом и поздним нефелином. Иногда эти минералы полностью замещают его. На контакте зерен эгирин-авгита и нефелина образуются реакционные минералы.

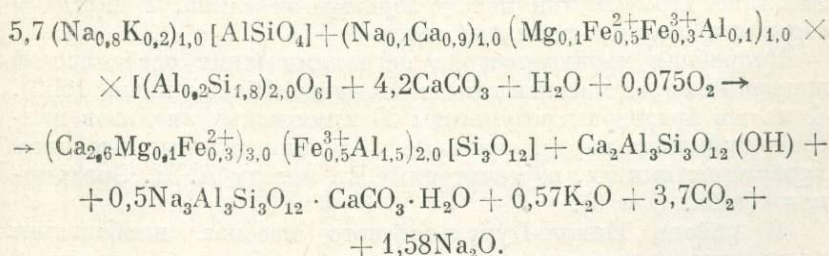
Амфиболы представлены гастингситом и роговой обманкой. Зерна амфибола редко образуют самостоятельные выделения, и судить о том, являются ли они первично-магматическими, выделившимися из магматического расплава одновременно с пироксеном и нефелином, довольно трудно. Чаще всего ам-

фиболы развиваются по пироксену, причем даже в поле зрения одного шлифа можно проследить все стадии замещения. Неко- торые зерна пироксена имеют тонкую каемку из амфибола- в других видны примерно одинаковые соотношения пироксена и амфибола, а в некоторых крупных зернах амфибола — мел- кие ксеноморфные реликты пироксена. Гастингситсодержа- щие нефелин-пироксеновые породы приурочены к центральной части массива. Вторичные, развивающиеся по амфиболам ми- нералы, представлены гранатом, клиноцоизитом, биотитом и магнетитом.

Плагиоклаз (олигоклаз) встречается в породах в небольших количествах, обычно он заполняет промежутки между сравни- тельно идиоморфными кристаллами нефелина и пироксена. Нами установлено, что более насыщены плагиоклазом ийолиты и уртиты в южной и северной частях массива, где встречено большое количество даек, жил и прожилков гранита.

Кальцит встречен в небольших количествах на отдельных участках массива; чаще всего он образует неправильно-про- жилковые выделения, и лишь в единичных случаях встречены изометричные его выделения в зернах нефелина и гастингсита.

Гранат распространен в породах массива повсеместно, наблюдается некоторое увеличение его количества в сторону контакта с известняками. А в раздробленных гранат-пирок- сен-кальцит-эпидотовых породах, развитых на контакте ще- лочных пород с габбро-диоритами, содержание граната, по-ви- димому, постмагматического, на отдельных участках достигает 80% от общей массы породы. Гранат в породе встречается в ви- де мелкозернистых агрегатов, прорастающих в зерна пироксена, амфибола, реже нефелина. Иногда он образует тонкие про- жилковые выделения, заполняющие трещинки в зернах. По- рой замещение довольно интенсивное: в зернах граната наблю- даются реликты замещенного минерала. Часто наблюдаются на контакте зерен пироксена и нефелина реакционные каемки (шириной до 0,05—0,08 мм) из мелкозернистого агрегата гра- ната или граната в ассоциации с зернами клиноцоизита и кан- кринита. Эти наблюдения позволяют предположить образова- ние гранатов, с учетом реальных составов минералов, в ре- зультате следующей реакции:



Из данной реакции видно, что для образования граната необходимо воздействие на нефелин и пироксен растворов, обогащенных кислородом, а также участие в реакции кальцита.

Биотит не характерен для этих пород. Чешуйки его наблюдаются в небольших количествах; совместно с клиноцоизитом он развивается по обыкновенной роговой обманке.

Призматические и игольчатые кристаллы клиноцоизита распространены в щелочных породах повсеместно, содержание его обычно не превышает 1—2% объема породы. Развит он по нефелину и канкриниту, встречается в составе реакционных минералов на контакте зерен пироксена и нефелина.

В якуширангитах, мельтейгитах, ийолитах и урритах повсеместно наблюдаются отдельные жилкообразные и шпировые выделения этих же пород с пегматоидной структурой. Мощность «жил» колеблется от десятков сантиметров до первых десятков метров и шпировых выделений — до 1 м в поперечнике. Размер зерен отдельных минералов в этих выделениях 3—5 см и более. Переходы от нормальнозернистых пород к пегматоидным постепенные, контакты их расплывчатые. По-видимому, образованию таких структур способствовало обогащение отдельных участков летучими компонентами на последних стадиях кристаллизации.

Нефелиновые сиениты встречаются в центральной и южной частях массива, где они образуют редкие маломощные (от первых сантиметров до 1 м) жилы среди ийолитов и урритов. Господствующее направление жил север-северо-восточное, контакты их с вмещающими породами резкие. Макроскопически нефелиновые сиениты светло-серого, серого цвета, средне- и крупнозернистого сложения, иногда размер отдельных минералов достигает 4×5 см. Под микроскопом видна отчетливая гипидиоморфнозернистая структура. Минеральный состав следующий: олигоклаза до 15—30%, калишпата до 40—45%, нефелина до 20—25%; редкие зерна эгирин-авгита, замещенные участками амфиболом, гранатом (последний иногда в ассоциации с клиноцоизитом). Вторичные минералы представлены канкринитом, цеолитом, хлоритом.

В шлифах наблюдается отчетливый идиоморфизм зерен нефелина по сравнению с плагиоклазом. Последний обычно заполняет промежутки между зернами нефелина, а иногда и содержит мелкие реликты его.

Подробная характеристика петрохимических особенностей щелочных пород массива дана нами ранее (Шаракшинов, 1969). Здесь же приведены результаты 60 химических анализов наиболее типичных пород, основные и дополнительные числовые характеристики их, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого (табл. 5 и 6).

В районе Нижне-Бурульзайского массива наибольшим распространением пользуются известняки. Они являются вме-

Таблица 5

Химический состав щелочных пород Нижне-Бурульзайского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	43,36	38,88	39,12	39,10	38,64	41,00	39,80	40,20	39,66	39,86	43,82	41,84	47,66	40,41
TiO ₂	0,25	0,70	0,50	0,80	0,70	0,47	0,40	0,47	0,45	0,49	0,54	0,39	0,50	0,52
Al ₂ O ₃	13,33	14,38	16,65	14,63	14,57	15,01	19,09	19,35	17,91	19,86	15,98	17,00	15,05	20,95
Fe ₂ O ₃	7,60	5,53	4,93	5,37	5,16	6,68	8,06	4,78	4,86	5,57	9,09	9,45	5,05	5,11
FeO	16,59	9,95	8,65	10,53	10,06	11,49	8,50	8,36	8,57	7,12	4,32	3,92	5,89	6,08
MnO	0,46	0,27	0,24	0,27	0,26	0,36	0,23	0,26	0,28	0,24	0,27	0,17	0,24	0,18
MgO	0,76	4,49	3,63	4,25	4,63	2,44	1,44	2,30	2,14	2,28	1,48	2,14	5,35	3,99
CaO	13,32	20,60	19,89	20,58	20,19	17,36	14,41	16,95	16,73	17,70	17,51	16,18	11,44	14,26
Na ₂ O	1,72	2,00	2,20	2,00	2,08	3,00	4,99	4,70	5,00	2,75	3,50	4,26	4,50	4,41
K ₂ O	1,12	0,70	0,60	0,40	0,61	0,77	1,48	1,00	1,50	1,10	1,10	1,11	1,10	1,80
H ₂ O ⁻	0,20	0,31	0,27	0,78	0,41	0,13	0,08	Н. о.	0,09	0,19	0,05	0,72	0,61	Н. о.
P ₂ O ₅	0,14	1,05	0,98	1,03	0,94	0,73	0,50	0,60	0,46	0,46	0,41	0,46	0,18	0,40
П.п.п.	0,44	1,44	1,62	0,81	1,00	1,38	0,50	1,17	1,13	2,08	1,97	3,38	2,11	1,14
SO ₃	0,92	0,08	0,20	0,83	0,43	Не обн.	Не обн.	Н. о.	0,71	0,41	0,62	0,33	0,50	Сл.
Сумма . . .	100,01	99,77	99,21	100,60	99,27	100,69	99,40	100,14	99,40	99,92	100,61	100,63	99,57	99,25
<u>Na₂O + K₂O</u>	0,30	0,28	0,25	0,25	0,28	0,38	0,52	0,46	0,55	0,29	0,43	0,48	0,58	0,44
Al ₂ O ₃														
<u>Na₂O</u>	0,23	0,24	0,22	0,23	0,25	0,35	0,47	0,42	0,50	0,24	0,39	0,44	0,54	0,38

Продолжение табл. 5

Оксид	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	40,70	39,54	39,34	40,64	46,58	39,22	40,70	45,14	40,75	40,81	40,80	39,10	43,56	41,96	43,56
TiO ₂	0,48	0,45	0,39	0,35	0,18	0,27	0,32	0,49	0,49	0,49	0,42	0,40	0,47	0,46	0,41
Al ₂ O ₃	18,18	26,58	21,21	20,68	17,20	22,14	23,25	19,00	24,29	21,53	22,99	23,14	20,21	19,84	21,18
Fe ₂ O ₃	7,17	5,48	4,87	4,67	5,83	5,37	7,89	3,65	4,59	7,01	5,18	4,61	5,35	5,08	4,85
FeO	7,25	5,00	6,79	7,12	4,90	6,86	2,55	3,59	3,19	5,67	5,60	5,58	4,61	4,72	5,39
MnO	0,27	0,20	0,08	0,16	0,25	0,17	0,29	0,21	0,05	0,19	0,16	0,16	0,22	0,23	0,21
MgO	1,10	1,47	1,28	1,52	1,80	1,24	1,05	3,43	1,55	1,79	1,71	2,87	1,91	2,56	1,87
CaO	16,56	12,63	15,12	13,85	13,47	15,46	13,42	11,19	12,19	12,29	12,27	12,10	12,10	13,99	12,49
Na ₂ O	5,13	3,80	6,35	6,40	4,50	5,10	6,25	7,20	7,81	6,47	7,03	7,85	5,55	5,98	6,04
K ₂ O	1,65	2,61	1,72	2,00	1,10	1,75	1,70	1,65	2,98	1,79	2,28	2,26	2,21	2,67	2,25
H ₂ O ⁻	—	—	0,24	0,10	0,53	0,16	0,08	0,23	He обн.	0,07	Н. о.	—	0,42	0,30	0,40
P ₂ O ₅	0,45	0,44	0,50	0,46	0,30	0,34	0,32	0,23	0,26	0,49	0,43	0,27	0,41	0,41	0,30
П.п.п.	1,04	2,14	1,15	1,15	2,58	1,55	2,30	2,72	1,34	0,82	0,50	1,00	2,90	1,60	1,74
SO ₃	0,41	—	0,25	0,34	0,69	—	0,18	0,65	0,01	—	Сл.	Сл.	0,04	He обн.	0,06
Сумма . . .	100,39	100,34	99,05	99,34	99,38	99,47	100,22	99,15	99,50	99,35	99,37	99,34	99,54	99,50	100,35
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,56	0,34	0,58	0,61	0,50	0,46	0,48	0,71	0,71	0,53	0,61	0,66	0,57	0,65	0,58
$\frac{Na_2O}{Al_2O_3 - K_2O}$	0,51	0,26	0,54	0,56	0,46	0,41	0,48	0,67	0,63	0,47	0,56	0,62	0,51	0,59	0,53

Оксид	30	31	3	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	41,78	46,22	41,96	43,76	41,24	40,20	40,14	38,08	39,12	40,98	40,26	39,48	39,70	38,46	41,66
TiO ₂	0,70	0,50	0,34	0,36	0,44	0,30	0,34	0,30	0,64	0,31	0,41	0,45	0,45	0,50	0,83
Al ₂ O ₃	22,45	20,72	21,95	21,66	21,60	23,58	23,10	24,98	24,01	21,98	22,72	24,29	23,09	22,72	26,67
Fe ₂ O ₃	4,76	5,61	5,46	6,25	4,41	5,21	7,53	3,53	4,80	6,16	4,94	5,02	6,25	6,40	2,76
FeO	5,68	4,97	4,29	4,54	5,76	3,90	4,88	3,49	4,49	5,20	5,49	5,63	4,56	5,13	2,25
MnO	0,20	0,25	0,23	0,23	0,18	0,23	0,29	0,19	0,23	0,20	0,22	0,17	0,15	0,21	0,15
MgO	1,71	2,03	1,63	1,67	2,40	1,90	1,01	1,30	1,30	1,18	2,00	1,95	1,18	1,55	0,89
CaO	11,66	13,65	13,21	13,32	13,87	12,62	13,89	12,08	10,16	12,69	13,54	11,95	13,77	14,73	8,70
Na ₂ O	6,78	3,37	6,52	3,67	6,15	7,95	5,42	9,28	9,71	5,78	5,45	5,90	5,60	5,05	10,66
K ₂ O	2,39	1,51	2,27	1,36	2,10	2,83	0,78	2,94	3,20	2,72	2,68	3,19	2,64	2,37	3,24
H ₂ O ⁻	0,28	0,02	0,26	0,18	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,22	—
P ₂ O ₅	0,30	0,37	0,41	0,35	0,42	0,24	0,24	0,26	0,28	0,38	0,36	0,14	0,44	0,44	0,15
П.п.п.	1,38	1,12	2,12	1,78	0,80	1,89	1,59	3,15	1,62	1,77	1,35	1,17	1,56	1,66	1,74
SO ₃	0,02	—	0,07	0,05	Сл.	Не обн.	0,16	0,49	—	—	—	—	—	—	—
Сумма . . .	99,81	100,32	100,46	99,00	99,37	100,85	99,37	100,07	99,56	99,35	99,42	99,34	99,39	99,22	99,70
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,61	0,34	0,60	0,35	0,57	0,68	0,42	0,74	0,81	0,57	0,52	0,54	0,52	0,48	0,79
$\frac{Na_2O}{Al_2O_3 - K_2O}$	0,57	0,29	0,55	0,30	0,52	0,64	0,40	0,70	0,78	0,50	0,45	0,47	0,45	0,41	0,75

Окисел	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	42,16	40,50	41,96	51,40	45,84	41,56	41,40	41,10	42,36	40,46	44,92	44,48	46,90	38,86	40,64	50,70
TiO ₂	0,18	0,18	0,20	0,18	0,21	0,18	0,14	0,14	0,12	0,08	0,24	0,30	0,23	0,37	0,24	0,24
Al ₂ O ₃	26,30	27,34	26,53	25,67	26,46	27,44	25,65	26,84	26,47	28,77	23,24	27,73	22,72	20,77	25,31	25,85
Fe ₂ O ₃	2,39	3,92	4,15	1,86	2,43	3,68	4,61	3,11	3,00	3,13	3,61	2,94	5,91	3,83	4,44	1,60
FeO	4,54	3,09	3,25	1,64	1,50	2,98	2,54	3,71	3,95	2,18	5,15	2,29	2,18	7,88	3,73	1,21
MnO	0,12	0,18	0,19	0,08	0,12	0,19	0,20	0,13	0,13	0,10	0,25	0,14	0,19	0,22	0,15	0,05
MgO	0,96	1,08	1,83	0,64	0,60	1,12	0,94	1,42	0,44	0,59	1,24	0,52	1,40	2,72	1,45	0,53
CaO	9,47	9,36	8,33	4,72	5,87	9,14	11,02	8,86	7,27	7,85	8,16	6,66	8,86	13,27	9,98	4,02
Na ₂ O	8,00	8,00	8,32	10,10	11,23	7,06	8,00	10,38	11,18	9,17	8,21	10,11	5,10	8,00	8,88	8,99
K ₂ O	2,60	2,70	3,94	2,55	3,64	2,80	2,32	2,49	2,91	4,15	2,97	3,59	1,50	2,55	3,08	3,85
H ₂ O ⁻	0,32	0,17	—	0,16	0,12	0,29	0,22	0,06	0,10	Не обн.	0,36	0,24	0,09	0,26	0,14	0,12
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,22	0,04	0,14	0,27	0,30	0,37	0,24	0,92	0,24	0,14	0,27	0,53	0,23	0,07
П.п.п.	2,04	2,60	1,58	0,90	1,14	2,80	2,28	0,94	1,38	1,74	1,08	1,20	3,90	1,48	1,30	2,35
SO ₃	0,95	0,39	—	0,03	0,11	0,23	1,35	Сл.	—	0,02	0,04	0,06	0,13	0,28	Сл.	—
Сумма . . .	99,94	99,57	100,50	99,81	99,29	99,45	100,75	99,49	99,45	99,16	99,35	100,16	99,29	100,76	99,43	99,46
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,61	0,59	0,74	0,76	0,85	0,53	0,61	0,74	0,82	0,68	0,72	0,83	0,44	0,77	0,71	0,73
$\frac{Na_2O}{Al_2O_3 - K_2O}$	0,56	0,54	0,61	0,73	0,82	0,48	0,57	0,71	0,79	0,63	0,67	0,80	0,44	0,73	0,67	0,68

Примечание. 1—5 икупирагиты (хим. лаборатория БГУ, заимствованы у И. В. Попова); 6, 7, 15—мельтейгиты (аналитик Н. Г. Роголева, хим. лаборатория Бурятского филиала СО АН СССР); 8—14—то же (хим. лаборатория БГУ, заимствованы у И. В. Попова); 16, 39—43—иболиты (хим. лаборатория БГУ, заимствованы у В. И. Панова); 17—23, 31—37—то же (заимствованы у И. В. Попова); 24—30, 38—то же (аналитик Н. Г. Роголева); 44—51—уртиты (хим. лаборатория БГУ, заимствованы у И. В. Попова); 52—59—то же (аналитик Н. Г. Роголева); 60—нефелиновый сиенит, заимствован у В. И. Панова. Пробы 1—5—из южного эндоконтакта интрузии; 6—13, 15—из центральной части массива с восточного эндоконтакта, 14—из ксенолита нефелинизированного пироксена в северной части массива; иболиты 16—24, 36—58—из центральной части, 25—35—из северной части массива. С южной половины плутона взяты пробы уррита 39—43; 44—48, 50—54, 56—58—из центральной части массива, а 49 и 55—из южной. Проба 60 нефелинового сиенита отобрана из центральной части северной половины массива.

Петрохимические характеристики пород (по А. Н. Заварицкому)

№ п/п	a	c	b	s	n	c'	m'	f'	t	φ	a/c	-Q
1	5,6	6,5	35,8	52,1	69,3	29,3	3,7	67,0	0,40	19,2	0,86	13,5
2	5,5	7,2	41,2	46,1	82,0	45,2	19,1	35,7	0,10	11,6	0,76	25,8
3	5,5	8,3	41,4	44,8	85,0	38,5	14,8	46,7	0,90	9,90	0,66	39,7
4	5,1	7,5	41,0	46,4	89,0	44,5	18,0	37,5	1,51	11,6	0,68	24,9
5	5,6	7,3	41,1	46,0	85,1	44,1	19,7	36,2	1,38	11,3	0,77	26,5
6	12,9	6,4	37,2	43,5	80,0	41,4	11,3	47,3	0,87	16,0	2,00	45,2
7	14,0	6,4	31,0	48,6	83,5	39,2	8,4	52,4	0,75	23,9	2,18	37,2
8	14,0	5,6	32,7	47,7	83,0	48,3	11,6	40,1	0,75	13,1	2,50	38,2
9	12,4	7,5	31,4	48,7	87,4	45,6	13,0	41,4	1,00	13,7	1,65	34,9
10	8,6	10,5	30,3	50,6	79,0	43,6	14,0	42,4	0,90	17,2	0,82	26,5
11	9,7	6,4	31,3	52,6	82,0	50,9	8,5	40,6	0,95	26,2	1,51	20,6
12	30,8	5,1	16,3	47,8	84,0	39,9	7,1	53,0	0,15	35,0	6,04	71,7
13	11,9	6,2	31,2	50,7	74,0	47,0	12,3	40,7	0,71	27,4	1,92	28,6
14	11,7	4,3	29,0	55,0	86,0	33,7	31,5	34,8	0,75	14,7	2,72	17,7
15	14,3	5,6	31,3	48,8	83,0	49,3	6,2	44,5	0,88	20,5	2,55	36,6
16	14,4	13,7	18,6	53,3	69,0	23,7	15,5	60,8	0,75	29,3	1,05	35,9
17	17,8	6,4	27,2	48,6	85,2	49,3	8,5	42,2	0,76	16,2	2,80	44,8
18	18,0	5,7	26,6	49,7	83,0	46,0	10,4	43,6	0,60	15,9	3,17	42,3
19	12,3	6,1	25,0	56,8	86,0	45,2	13,1	41,7	0,39	20,9	2,01	17,5
20	15,1	8,8	26,7	49,7	82,0	44,7	8,7	46,6	0,61	19,1	1,72	40,2
21	18,0	8,2	22,2	51,6	85,0	44,4	8,8	46,8	0,59	33,4	2,20	41,0
22	18,9	3,8	23,5	53,8	87,3	44,4	25,7	30,1	0,80	13,9	4,97	34,0
23	23,2	5,9	20,5	50,4	79,8	49,6	13,7	36,7	0,88	20,9	3,94	51,5
24	18,1	6,4	25,3	50,2	84,6	37,8	13,0	49,2	0,88	25,4	2,83	42,2
25	20,2	6,4	23,4	50,0	82,5	41,1	13,0	45,8	0,73	20,7	3,16	46,8
26	21,7	5,6	25,2	47,5	84,0	39,9	20,4	39,7	0,76	16,7	3,88	54,0
27	16,7	6,3	23,0	54,0	80,0	42,0	15,2	42,8	0,68	21,2	2,66	31,7
28	18,2	4,8	26,9	50,1	77,0	48,1	16,9	35,0	0,71	16,9	3,80	41,0
29	17,5	6,3	23,2	53,0	80,3	42,6	14,3	43,1	0,68	18,8	2,78	35,3
30	19,7	6,2	22,5	51,6	81,5	40,1	13,5	46,4	1,28	19,5	3,18	42,4
31	10,4	9,8	22,4	57,4	77,0	36,3	16,8	46,9	0,77	22,1	1,06	15,8
32	18,7	6,3	23,5	51,5	81,0	46,4	12,8	40,8	0,57	21,2	2,97	40,7
33	11,2	10,6	22,1	56,1	80,0	34,0	14,2	51,8	0,68	27,1	1,05	20,8
34	17,6	6,6	25,7	50,1	81,8	44,0	16,6	39,4	0,72	15,8	2,66	41,6
35	22,9	5,3	23,2	48,6	81,0	47,2	14,6	38,2	0,60	20,5	4,32	53,9
36	14,7	10,1	23,6	51,6	91,0	38,0	8,1	53,9	0,59	30,5	1,46	36,3
37	27,0	4,8	20,8	47,4	83,0	54,3	11,4	34,3	0,63	15,7	5,62	34,0
38	27,5	3,3	21,4	47,8	82,0	46,3	10,9	42,8	1,21	20,4	3,34	62,7
39	18,5	6,9	23,5	51,1	76,0	42,3	9,2	48,5	0,58	24,6	2,68	41,7
40	17,6	7,9	24,3	50,2	75,0	41,7	15,3	43,0	0,74	18,4	2,23	42,7
41	19,9	8,4	20,7	51,0	74,0	38,6	8,5	52,9	0,75	23,0	2,37	41,2
42	17,8	8,2	23,5	50,5	76,0	44,1	9,4	46,5	0,75	25,2	2,17	42,8
43	16,2	8,9	25,7	49,2	76,0	43,1	11,2	45,7	0,93	23,6	1,82	42,9
44	30,4	4,1	13,8	51,7	84,0	52,6	11,7	35,7	1,42	18,1	7,41	61,5
45	24,1	7,7	14,2	54,0	82,0	36,6	12,9	50,5	0,43	16,1	3,41	47,9

№ п/п	a	c	b	s	n	c'	m'	f'	t'	φ	a/c	—Q
46	24,5	8,7	13,8	53,0	82,0	31,8	15,2	53,0	0,44	27,1	2,81	51,8
47	26,0	6,3	15,6	52,1	76,5	30,5	21,9	47,6	0,43	24,7	4,13	54,1
48	27,6	4,4	6,6	61,4	85,3	26,4	18,4	55,2	0,35	27,6	6,26	36,8
49	31,8	2,9	9,5	55,8	82,8	48,8	11,6	39,6	0,40	22,8	10,9	54,9
50	22,8	9,9	12,4	54,9	79,3	24,2	17,8	58,0	0,43	29,3	2,30	45,7
51	23,4	7,5	16,4	52,7	84,3	45,4	10,2	44,4	0,30	26,9	3,12	48,9
52	28,6	5,0	15,9	50,5	86,3	41,6	16,3	42,1	0,14	17,6	5,70	61,2
53	31,1	3,5	13,7	51,7	85,5	43,6	5,9	50,5	0,40	20,2	8,90	62,3
54	30,0	6,9	10,6	52,5	76,8	37,5	11,0	51,5	0,40	27,8	4,35	61,9
55	23,7	4,7	16,9	54,7	80,8	34,8	13,4	51,8	0,53	19,8	5,00	42,7
56	29,8	3,0	11,9	55,3	81,1	48,7	7,6	43,7	0,54	22,5	9,90	52,0
57	15,4	9,8	13,7	61,1	84,0	18,7	19,9	61,4	0,38	42,1	1,57	18,5
58	21,8	3,4	29,2	45,6	83,0	45,1	16,1	38,8	0,77	11,5	6,41	55,7
59	26,0	5,2	18,6	50,2	81,4	42,3	14,2	43,5	0,44	22,2	5,00	38,2
60	27,7	5,1	4,0	63,2	78,0	5,5	24,0	70,5	0,35	31,1	5,44	34,1

Примечание. Номера проб соответствуют номерам табл. 5.

щающей рамой как для щелочных пород, так и для ультраосновных и основных, а также встречаются среди них в виде ксенолитов различных размеров (от $0,2 \times 0,3$ до 10×15 м). Элементы залегания указывают на крутое падение пластов известняков на северо-запад до $58-72^\circ$ в сторону ядра крупной синклинали. Макроскопически это серые, темно-серые, белые породы средне- и крупнокристаллического сложения. Преобладают крупнозернистые мраморизованные разновидности. Структура известняков гранобластовая, гетерогранобластовая; текстура массивная, массивно-плитчатая. В составе породы преобладают более или менее изометричной формы зерна кальцита (88—98%). В известняках встречены также единичные мелкие округлые и цепочечные выделения, состоящие из мелких зерен серпентина. В некоторых шлифах обнаруживаются редкие удлиненные призмочки тремолита, чешуйки мусковита и графита.

Известняки на контакте с щелочными породами приобретают гетерогранобластовую структуру, в их составе появляются редкие чешуйки мусковита и в небольшом количестве тонковолокнистые выделения серпентина, а по нему — редкие игольчатые выделения брусита (рис. 4).

Результаты химических анализов известняков из приконтактной с щелочными породами зоны и находящихся вдали от щелочной интрузии, пересчитанные по методу Т. Барта, позволяют определить миграцию компонентов породы при воздействии щелочной интрузии (табл. 7).

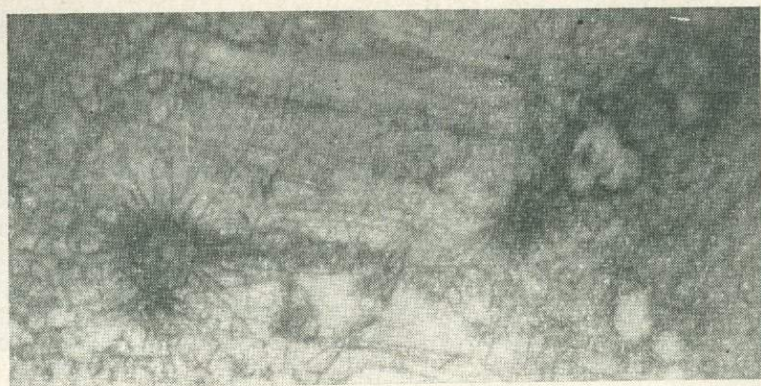
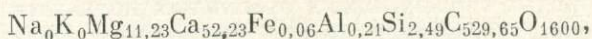


Рис. 4. Новообразование игольчатого брусита в известняках экзоконтакта щелочной интрузии. Ув. 37, без анализатора. Нижне-Бурульзайский массив. Обр. 246/4.

Нами рассчитана по методу Т. Барта формула известняка, удаленного на 100 м от щелочной интрузии (проба 227/0):



и формула известняка из приконтактовой зоны, в 0,3 м от контакта с щелочными породами (проба № 246/4):

$\text{Na}_{0,43}\text{K}_{0,11}\text{Mg}_{25,29}\text{Ca}_{511,10}\text{Fe}_{1,61}\text{Al}_{2,69}\text{Si}_{6,88}\text{C}_{519,71}(\text{OH}_{2,01}\text{O}_{1597,91})$. Сравнение результатов этих двух анализов показывает, что известняки при воздействии щелочной интрузии обогащаются щелочами, магнием, железом, алюминием, кремнием, водой и обедняются углеродом и кальцием. Эти изменения в химическом составе известняков, как было отмечено выше, выразились в появлении новых минералов: серпентина, брусита, мусковита.

Ультраосновные и основные породы обнажаются в южном, северном и на небольшом участке в восточном экзоконтакте щелочного массива, а также встречаются в виде ксенолитов среди щелочных пород. Они слагают три небольших (порядка

Таблица 7

Химический состав вмещающих известняков

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	—H ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
227/0	0,28	0,02	0,01	0,85	54,89	He обн.	He обн.	He обн.	0,02	43,49	99,56
246/4	0,78	0,53	0,36	1,87	53,20	0,05	0,02	0,07	0,05	42,43	99,29

100 × 450—500 × 700 м) вытянутых в субмеридиональном направлении тела с извилистыми очертаниями.

Текстура пород массивная, трахитоидная, реже гнейсовидная, сложение от мелко- до крупнозернистого. Углы падения трахитоидности в южном экзоконтакте равны 25—35° по азимуту 290—320° и 35—55° по азимуту 95—130°. Особенность этих пород — сильная трещиноватость, раздробленность, интенсивное развитие в них вторичных минералов. Ультраосновные и основные породы представлены пироксенитами, горнблендитами, габбро, габбро-диоритами и диоритами. Ввиду плохой обнаженности участка постепенность переходов между этими породами удалось установить только по отдельным отрывочным наблюдениям.

Пироксениты, горнблендиты встречены на небольших участках северного, южного и восточного экзоконтакта. Это массивные породы среднезернистого сложения, черного и темно-зеленого цвета, с гицидоморфнозернистой структурой. В составе пироксенитов преобладает авгит, а в горнблендитах — роговая обманка. Вторичными являются редкие зерна роговой обманки, развивающиеся по краям и трещинкам зерен авгита (в пироксените); в горнблендитах по амфиболу развит биотит. Из аксессуарных отмечается магнетит, апатит, сфен. Кальцит в этих породах наблюдается в небольших количествах. Он образует неправильно-прожилковые выделения, развивающиеся на стыках зерен пироксенов и амфиболов.

В габбро-пироксенитах, габбро-диоритах и габбро присутствуют зерна плагиоклаза до 30—35% от объема пород. Плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору. Взаимоотношения зерен плагиоклаза с пироксеном или роговой обманкой указывают почти на одновременность их кристаллизации. Вместе с тем наблюдаются зерна роговой обманки более поздней генерации, развивающиеся по пироксену. Более интенсивно воздействию постмагматических растворов подверглись зерна плагиоклаза. Плагиоклаз сосюртитизирован, иногда степень замещения настолько велика, что зерна плагиоклаза либо полностью замещены, либо сохраняются в виде небольших реликтов.

Наибольшим распространением пользуются мелко-, средние и крупнозернистые диориты. Они серого, темно-серого цвета, обладают массивной, иногда слабо трахитоидной текстурами, аллотриоморфнозернистой, участками диабластовой структурами. В составе породы доминируют обыкновенная роговая обманка (до 58,1%) и андезин (до 51,2%). Диориты претерпели значительные изменения под воздействием постмагматических растворов (сосюртитизация плагиоклаза и биотитизация роговой обманки).

В приконтактовых частях ультраосновных и основных пород со щелочными иногда образуется зона до 10 м мощности,

сложенная интенсивно раздробленными породами пироксен-полевошпатового, пироксен-гранат-полевошпатового и пироксен-нефелин-полевошпатового состава. Эти породы довольно сильно подвергнуты воздействию постмагматических растворов, несущих щелочи, углекислоту, воду, алюминий. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) замещен (иногда полностью) соскюритом, а роговая обманка — биотитом.

На отдельных участках восточного и южного экзоконтактов устанавливаются расплывчатые контакты между пироксенитами и щелочными породами. Такие же взаимоотношения между щелочными породами и находящимися среди них в виде ксенолитов основными и ультраосновными породами. Такая расплывчатость контактов обусловлена, по нашему мнению, нефелинизацией пироксенитов и габбро-пироксенитов. Обычно мощность нефелинизированных участков и зон колеблется от первых сантиметров до 1—2 м. Нефелинизированные пироксениты и габбро-пироксениты характеризуются тем, что в них появляются прожилковые и пятнистые выделения нефелина (рис. 5), гастигсит, гранат, эгиринизация периферийных участков зерен светлого авгита. В некоторых зернах светлые ядрышки авгита почти полностью эгиринизированы и минерал представлен эгирин-авгитом (рис. 6).

Сравнение химических составов вмещающих габбро и габбро из ксенолита в щелочных породах показывает увеличение в последних количества глинозема и щелочей и убывание — железа и магния.

Возраст ультраосновных и основных пород не установлен с достаточной точностью. Мы располагаем результатами двух анализов определения абсолютного возраста: пироксенитов — 367 и 380 млн. лет (цифры получены калий-аргоновым методом; аналитик Л. В. Фирсов, Лаборатория геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР). Однако, по нашему мнению, этот возраст кажется существенно омоложенным в силу того, что ультраосновные и основные породы сильно раздроблены, а минералы, слагающие их, подвергнуты воздействию постмагматических растворов, сопровождавших интрузии ультраосновных и основных пород и обусловивших вынос аргона (Салоп, 1963). На более древний возраст ультраосновных и основных пород по сравнению с щелочными указывают следующие факты.

1. Трахитоидность пироксенитов, имеющая северо-восточное простирание и угол падения 25—45°, срезается трахитоидностью щелочных пород северо-западного простирания с углами падения 75—80°. Такое несогласие в линиях течений свидетельствует о разном возрасте этих интрузий, так как при одновременном внедрении, как правило, происходит унаследование общего структурного плана. Эти наблюдения подтверждают выводы Н. А. Елисеева о том, что «на небольших глуби-

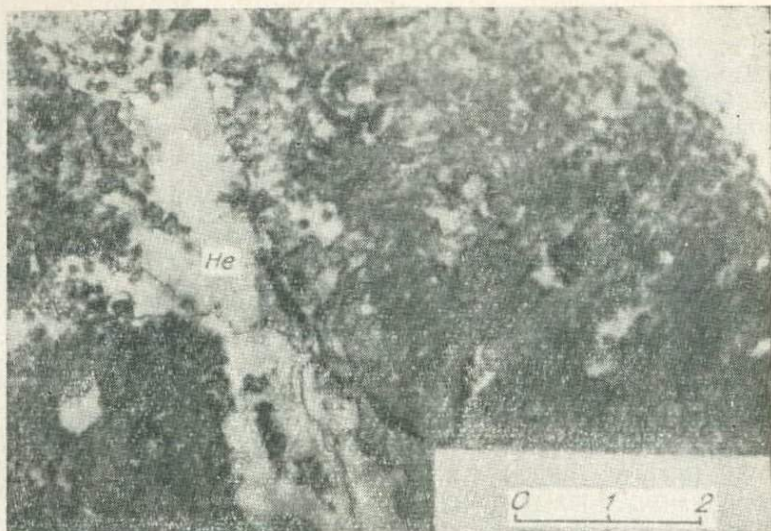


Рис. 5. Прожилки и пятнистые новообразования нефелина (He) в пироксените, находящемся в виде ксенолита в нефелитах Нижнего Бургульзая. Обр. 232/15.

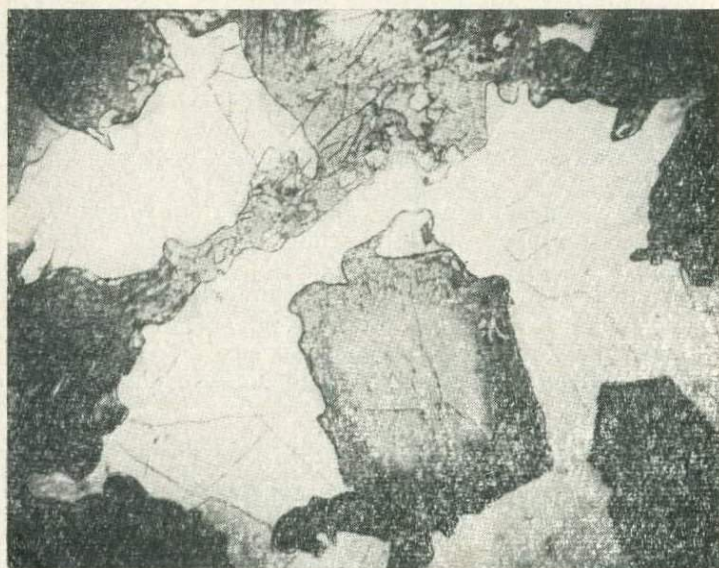


Рис. 6. Зональный эгирин-авгит. Ядро более обогащено диопсидовым компонентом. Ув. 24, без анализатора. Обр. 315/0.

нах вмещающая рама может реагировать на движения, вызывающие появление структур течений в интрузивном теле, как твердое тело. Тогда возникают резко дисгармоничные соотношения между внутренней структурой интрузивного тела и структурой рамы» (1967, с. 169).

2. При внедрении щелочной интрузии в жесткую раму (ультраосновные и основные породы) произошло дробление последних. Эти дробленые породы встречаются среди щелочных в виде ксенолитов и на многих участках контакта.

3. В некоторых участках наблюдается огибание линий течения (трахитоидности) щелочных пород вокруг ксенолитов.

4. Химические составы и оптические свойства пироксенов из пироксенита Нижне-Бурульзайского массива и из пироксенита икатского комплекса, распространенного в бассейне среднего течения р. Бол. Амалата вдали от щелочных массивов, тождественны. Результаты анализов приведены ниже, в минералогическом обзоре.

5. Оптические свойства и химизм авгита из пироксенитов вмещающей рамы и авгита из ксенолитов идентичны. В последних зерна авгита с разной степенью интенсивности замещены с краев эгирином.

Приведенные факты указывают с несомненностью на более древний, чем у щелочных пород, возраст ультраосновных и основных пород. Возраст щелочных пород установлен, как отмечено выше, верхнепалеозойским. Исходя из факта прорывания ультраосновными и основными породами верхнепротерозойских известняков тилимской свиты, возраст их устанавливается верхнепротерозойским — нижнепалеозойским. А если обратить внимание на геологическое строение бассейна верхнего течения р. Витима, то можно заметить, что подобные породы встречены в составе верхнепротерозойского икатского интрузивного комплекса (небольшие масштабы интрузий, приуроченность их к зонам глубинных разломов, петрографический и минеральный состав, химизм и т. д.).

Как уже отмечалось, наиболее молодыми интрузивными образованиями на Нижне-Бурульзайском массиве являются мезозойские жильные и дайковые тела лейкократовых гранитов. Мощность жил и даек колеблется от нескольких сантиметров до 50 м. Наиболее густо разветвленная сеть жил и даек гранитов наблюдается в южной и северной частях массива. Господствующее простирание их северо-восточное 60—70°. Это лейкократовые породы мелко- и среднезернистого сложения, состоящие из микроклин-пертита (до 20%), кварца (до 30%), олигоклаза (40—60%), биотита (3—10%), роговой обманки (0—5%), пироксена (0—3%), апатита, циркона, сфена, эпидота, серицита.

Контакты гранитов с более древними породами интрузивные. Изменения гранитов на контакте с щелочными породами

Химический состав гранита, ийолита и измененных пород

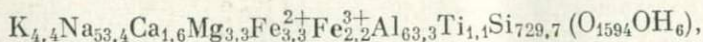
Окисел	371/1				Петрохимический параметр	371/2				371/3				371/0			
	371/1	371/2	371/3	371/0		371/1	371/2	371/3	371/0	371/1	371/2	371/3	371/0	371/1	371/2	371/3	371/0
SiO ₂	79,16	68,41	44,50	41,10	<i>a</i>	13,3	19,2	12,5	18,2								
TiO ₂	0,14	0,20	0,30	0,45	<i>c</i>	0,3	1,7	12,4	6,8								
Al ₂ O ₃	11,66	17,30	24,03	22,41	<i>b</i>	2,2	2,3	15,9	24,6								
Fe ₂ O ₃	0,64	1,04	3,40	5,53	<i>s</i>	84,2	76,8	59,2	50,4								
FeO	0,43	0,43	5,41	6,63	<i>n</i>	46,2	100,0	29,7	39,1								
MnO	0,01	0,02	0,11	0,10	<i>Q</i>	+41,5	+13,5	-19,0	-42,4								
MgO	0,26	0,42	1,94	1,85	<i>c'</i>	<i>a'</i> =41,2	17,6	17,0	38,4								
CaO	0,16	1,78	10,64	12,43	<i>m'</i>	17,6	29,4	24,0	13,7								
Na ₂ O	6,01	8,94	2,91	6,03	<i>f'</i>	41,2	53,0	59,0	47,9								
K ₂ O	0,73	Необн.	3,05	2,52	<i>t</i>	0,15	0,26	0,53	0,72								
P ₂ O ₅	0,02	0,04	0,18	0,24	<i>φ</i>	23,5	35,3	21,0	20,2								
SO ₃	Необн.	Необн.	Сл.	0,01	<i>a/c</i>	44,4	11,3	1,0	2,3								
П. п. п.	0,20	1,16	3,76	1,46													

Сумма | 99,42 | 99,74 | 100,23 | 100,46

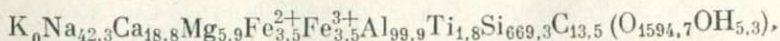
Примечание. 371/1 — мелкозернистый гранит, отобран на анализ в 6 м от линии контакта с ийолитами; 371/2 — гранит, отобран на анализ в 3 м от линии контакта с ийолитами; 371/0 — ийолит, отобран на анализ в 5 м от линии контакта с гранитами; 371/3 — измененный ийолит, отобран на анализ в 0,3 м от линии контакта с гранитами.

выразились, во-первых, в постепенном исчезновении зерен кварца в эндоконтактах сравнительно мощных даек и в полном отсутствии их в маломощных жилах, во-вторых, в появлении в составе породы эндоконтактовых частей жил редких зерен эгирин-авгита, граната, клиноцоизита. В свою очередь, щелочные породы под воздействием гранитов меняют также свой минеральный состав. В ийолитах появляются новообразования мусковита, биотита, олигоклаза.

Изменение минерального состава пород находит свое отражение в изменении их химического состава (табл. 8). Результаты химических анализов пород, рассчитанные на формулы по методу Барта, позволяют определить миграцию элементов при контактовом метаморфизме. Если принять формулу исходной гранитной породы (проба 371/1), рассчитанную по методу Т. Барта, в виде



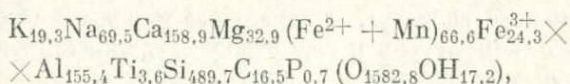
а формулу измененного гранита (проба 371/2) в виде



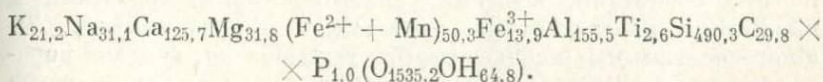
то изменения гранита на контакте с щелочными породами выражаются следующим образом:

Привнос	Вынос
17,2 иона Ca	4,4 иона K
2,6 » Mg	11,1 » Na
0,2 » Fe ²⁺	1,3 » Fe ³⁺
36,6 » Al	60,4 » Si
0,7 » Ti	0,7 » OH
13,5 » C	

Подобным образом формула ийолита (проба 371/0) выглядит как



а формула измененного от воздействия гранитной интрузии ийолита (проба 371/3) как



Сравнением составов исходного и измененного ийолита определены те изменения, которые претерпевают ийолиты под воздействием гранитной интрузии:

Привнос	Вынос
1,9 иона K	38,4 иона Na
0,1 » Al	33,2 » Ca
0,6 » Si	1,1 » Mg
0,3 » P	16,3 » (Fe ²⁺ +Mn)
48,3 » OH	10,4 » Fe ³⁺
12,6 » C	1,1 » Ti

В пределах массива устанавливаются постинтрузивные нарушения. Так, в центральной части плутона наблюдается грабен, ограниченный с юга и севера двумя параллельными разломами субширотного простирания. Здесь среди щелочных пород встречено большое количество обломков известняков кровли интрузива. По-видимому, с трещинами субширотного простирания связано внедрение жил и даек гранитов. Кроме того, наблюдаются субмеридиональные и северо-западные разломы, разграничивающие известняки и ультраосновные и основные породы. Этими же разломами секутся и щелочные породы, и более молодые граниты.

Суммируя все приведенные данные, относящиеся к строению и форме интрузивного тела, можно прийти к выводу, что Нижне-Бурульзайский массив в целом имеет форму круто поставленного клиновидного отчетливо дифференцированного тела и является интрузией трещинного типа.

Верхне-Бурульзайский массив. Верхне-Бурульзайский щелочной массив открыт в 1961 г. И. В. Попковым, А. А. Коневым и В. Н. Пархоменко в верховье р. Бурульзая. В плане он имеет форму несколько искаженного овала с максимальными размерами осей $3,0 \times 7,5$ км. Длинной осью массив ориентирован на северо-восток.

В районе Верхне-Бурульзайского щелочного массива распространены известняки и карбонатные сланцы тилимской свиты, кварциты и кварцитовидные песчаники предположительно кембрийского возраста, интрузивные породы икатского и баргузинского комплексов и гранитоиды гуджирского комплекса, прорывающие щелочные породы.

Верхне-Бурульзайский плутон сложен массивными, участками отчетливо трахитоидными либнеритовыми, биотит-мусковитовыми, альбитизированными, канкринитовыми и нефелиновыми сиенитами, ювитами, полевошпатовыми уртитам и ийолитами, мельтейгитами, уртитам и ийолитами (рис. 7). Многочисленными наблюдениями установлено, что все перечисленные выше породы имеют друг с другом постепенные переходы.

Щелочные породы уртит-якупирангитового ряда и переходные к нефелиновым сиенитам породы (полевошпатовые уртиты и ийолиты, ювиты) обнажаются в южной и юго-западной частях плутона на двух участках размерами 200×600 и 300×1200 м среди нефелиновых и либнеритовых сиенитов. Значительную по площади часть этих участков слагают ювиты, полевошпатовые уртиты и ийолиты. При этом наблюдается некоторая приуроченность их к периферическим участкам выходов нефелин-пироксеновых пород.

Ийолиты, уртиты, мельтейгиты различаются между собой по цвету и соотношению феррических и салических минералов. Так, уртиты, в составе которых до 90% нефелина, обладают серым цветом; темно-серые цвета характерны для мельтейгитов. Эти породы характеризуются средне- и крупнозернистым сложением, массивной текстурой, гипидиоморфнозернистой структурой, большей раздробленностью по сравнению с другими щелочными породами плутона. Помимо нефелина и эгирин-авгита, в составе описываемых пород присутствуют гастингсит, арфведсонит, рибекит, эгирин, авгит, гранат, сфен, кальцит, биотит, канкринит, клиноцоизит, альбит, либнерит, магнетит, апатит, цеолиты.

Ювиты, полевошпатовые уртиты и ийолиты распространены на большей площади, чем нефелин-пироксеновые породы.

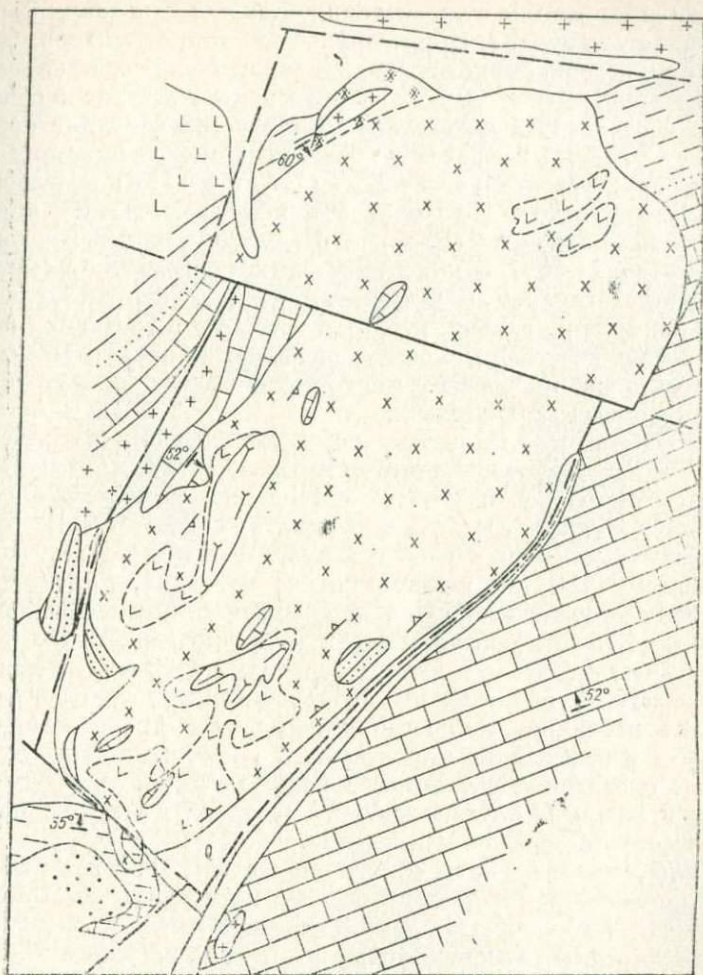


Рис. 7. Схема геологического строения Верхне-Бурульзайского массива. Составлена А. О. Шаракшиновым с использованием материалов И. В. Попкова.

1 — современные рыхлые отложения; 2 — неогеновые песчано-галечниковые отложения; 3 — нижнепалеозойские кварцитовидные песчаники и кварциты; 4 — верхнепротерозойские кристаллические известняки и карбонатные сланцы; 5 — либнеритовые и альбитизированные сиениты; 6 — нефелиновые сиениты; 7 — породы ийолит-уртитового ряда; 8 — верхнепротерозойские и мезозойские гранитоиды; 9 — габброиды (верхний протерозой); 10 — линии тектонических нарушений; 11 — границы между фациальными разновидностями пород; 12 — границы между различными породами; 13 — элементы залегания слоистости пород; 14 — элементы залегания трахитоидности; 15 — границы между метасоматическими разновидностями пород.

Внешне они почти не отличаются от бесполевошпатовых пород: массивная текстура, гипидиоморфнозернистая структура, средне- и крупнозернистое сложение, серая и темно-серая окраска. Только лишь в свежем сколе можно заметить зерна полевого шпата с отчетливой спайностью. Количество нефелина колеблется от 30—40% в ювитах до 65—80% в полевошпатовых урритах; эгирин-авгита и авгита — от 5—7 и 0—1% в полевошпатовых урритах до 10—15 и 3—5% в полевошпатовых ийолитах; гастингсита — от ед. зерен в ювитах и полевошпатовых урритах до 2—10% в полевошпатовых ийолитах. Остальные минералы (эгирин, арфведсонит, рибекит, биотит, гранат, сфен, канкринит, альбит, цеолиты, кальцит) встречаются в небольших количествах и в основном являются продуктами постмагматических процессов. Апатит и магнетит присутствуют в аксессуарных количествах.

Характерным для описываемых пород является присутствие микроклин-микропертита и реже альбита. В полевошпатовых ийолитах и урритах содержание микроклин-микропертита достигает 5—15%, а в ювитах — 20—50%. Встречен он преимущественно в виде ксеноморфных выделений, заполняющих промежутки между зернами нефелина, пироксена и амфибола и очень редко — в виде идиоморфных зерен размером $0,3 \times 1,75$ мм. Контакты зерен микроклин-пертита с нефелином прямолинейные и лишь в некоторых случаях, на отдельных участках, наблюдаются заливообразные углубления его в зерна нефелина. Наблюдения над взаимоотношениями калишпата с нефелином, пироксеном и амфиболом показывают, что он в основной своей массе более поздний, кристаллизовался в магматическую стадию из расплава несколько позже фемических минералов и нефелина.

Нефелиновые сиениты обнажаются в южной, юго-западной и северо-восточной частях массива на небольших (до 200×900 и 600×1500 м) площадях среди канкринитовых и либнеритовых сиенитов. По внешнему виду это мелко-, средне- и крупнозернистые породы серого, темно-серого цвета, массивной, участками трахитоидной текстуры (рис. 8).

Простираение трахитоидности совпадает с длинной осью массива. Структура нефелиновых сиенитов гипидиоморфнозернистая. Порода сложена калинатровыми полевыми шпатами (45—50%), нефелином (3—40%), эгирин-авгитом (0—15%), гастингситом и щелочными амфиболами (0—20%), биотитом (0—15%), эгирином, кальцитом, канкринитом, гранатом, сфеном, магнетитом, альбитом, цеолитами, либнеритом. При просмотре шлифов обнаруживается, что в нефелин-пироксеновых породах наиболее ранними сингенетическими минералами являются клинопироксен, нефелин и редкие зерна гастингсита, а в нефелиновых сиенитах к этим минералам добавляется калишпат.

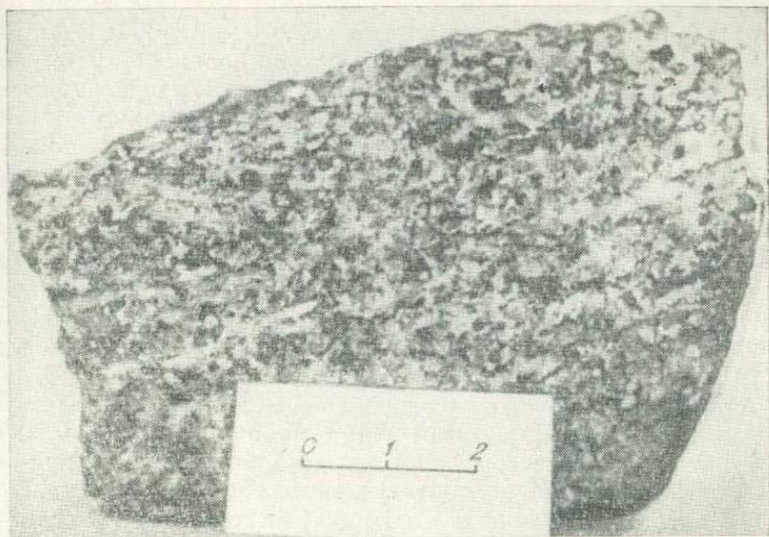


Рис. 8. Трахитоидный нефелиновый сиенит Верхне-Бурульзайского массива. Обр. 99/2.

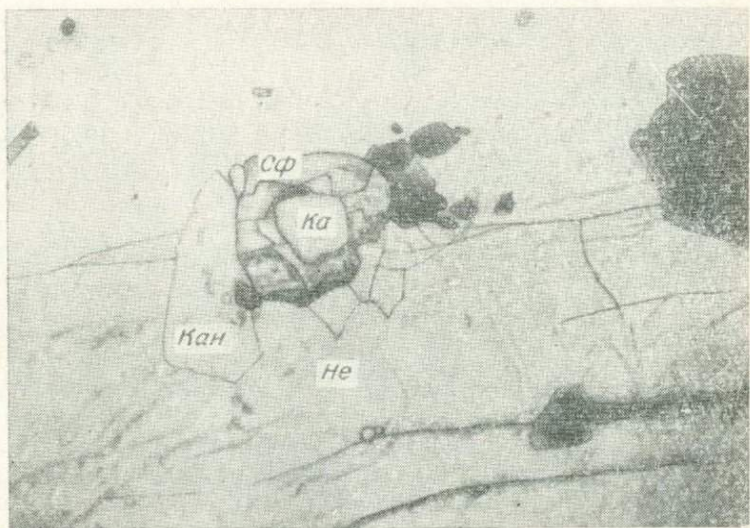
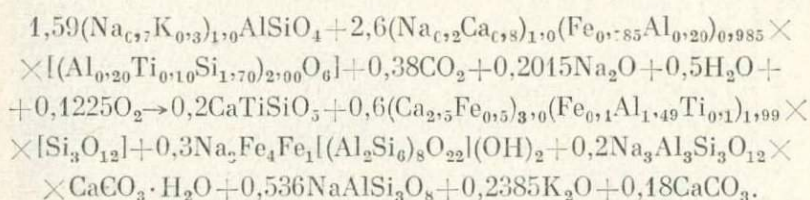


Рис. 9. Каемка сфена (Сф) вокруг зерна кальцита (Ca) в пйолите Верхне-Бурульзайского массива. (Не — нефелин, Кан — канкринит). Ув. 100, без анализатора. Обр. 726/0.

Нефелин в этих породах представлен изометричными, прямоугольными в срезе шлифа зернами. В урритах и нефелиновых сиенитах также встречаются редкие прожилковые выделения нефелина, заполняющие промежутки между зернами пироксена, амфибола и раннего нефелина. В нефелине наблюдается множество мелких игольчатых включений пироксена, придающих минералу бледно-зеленоватый оттенок. В зернах нефелина ийолитов и мельтейгитов встречаются редкие пойкилитовые включения изометричных зерен кальцита, которые в большинстве случаев окружены каемкой из мелкопластинчатого агрегата канкринита. В некоторых шлифах (преимущественно в урритах) видно, что округлые включения кальцита окружены тонкой каемкой сфена, а последний, в свою очередь, окружен каймой канкринита (рис. 9). На контакте нефелина с пироксеном и амфиболом довольно часто развиты реакционные минералы. Реакционная кайма шириной до 0,16—0,20 мм состоит из мелких зерен канкринита (на контакте с нефелином), арфведсонита (либо рибекита), иногда эгирина, альбита, граната, сфена. Последние два минерала встречаются как совместно, так и порознь. Значительно реже в числе реакционных минералов присутствует клиноцоизит. Часто каемки из мелких зерен арфведсонита или рибекита отделены от пироксенита или гастингита полоской (каемкой) мелкозернистого альбита (рис. 10). Наличие арфведсонита или рибекита, граната, сфена, альбита, канкринита на контакте нефелина и пироксена позволяет предположить, что на нефелин и пироксен действуют растворы, обогащенные натрием и углекислотой:



К числу поздних минералов, развивающихся по нефелину, относятся канкринит, цоизит и либнерит. Последний развит наиболее интенсивно в приконтактной с либнеритовыми сиенитами зоне вплоть до исчезновения в породе нефелина.

Пироксены, представленные эгириин-авгитом и авгитом, по времени образования близки к нефелинам. Встречаются в виде удлиненных, реже неправильных зерен с гранями, корродированными амфиболом, гранатом, сфеном. Размер отдельных зерен достигает 1,2×3,5 мм. Повсеместно развит эгириин-авгит по краям и трещинкам авгита (последний часто сохраняется в виде мелких реликтов внутри эгириин-авгита). Вторичные по



Рис. 10. Реакционная кайма из мелких зерен арфведсонита, граната, канкринита, цеолитов и альбита вокруг призматических зерен эгирин-авгита (Пи). Верхне-Бурульзайский массив. Нефелиновый сиенит. Ув. 37, без анализатора. Обр. 46/0.

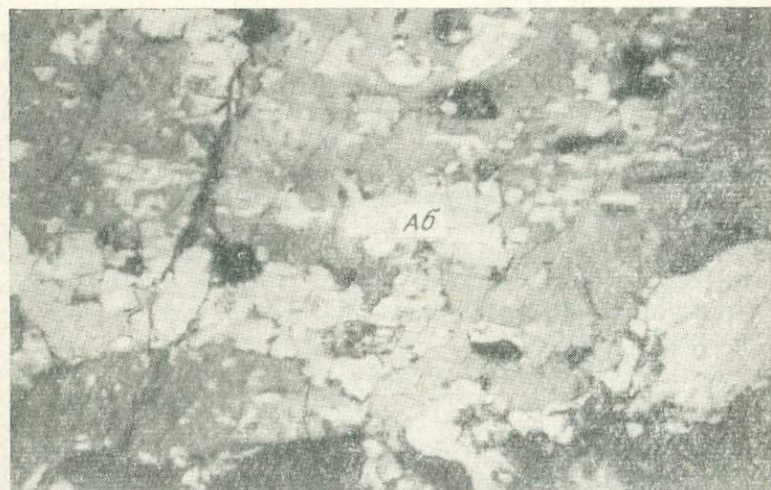


Рис. 11. Развитие прожилков и отдельных зерен альбита (Аб) в нефелиновом сиените. Заметен переход прожилкового альбита в альбит замещения калишната. Ув. 39. Николи+ Обр. 722/1.

Химический состав щело

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	40,54	42,59	40,48	41,60	41,76	44,56	43,66	41,28	42,90	44,36
TiO ₂	1,69	1,17	1,97	1,95	1,30	0,95	1,20	0,84	1,00	0,81
Al ₂ O ₃	17,08	15,49	15,14	15,53	16,10	15,14	17,00	19,90	22,43	21,87
Fe ₂ O ₃	5,92	2,40	11,44	4,78	3,82	5,00	4,61	4,43	3,65	2,81
FeO	10,21	13,88	4,05	10,13	11,71	9,10	9,38	7,33	6,49	6,80
MnO	0,35	0,36	0,36	0,19	0,20	0,36	0,22	0,36	0,44	0,24
MgO	0,23	1,32	1,38	1,38	1,14	1,56	3,44	0,82	0,80	1,22
CaO	11,36	15,02	15,21	13,32	13,77	10,50	8,62	10,30	7,91	7,74
Na ₂ O	6,78	5,04	5,75	5,00	5,15	6,12	5,61	7,51	8,52	8,00
K ₂ O	1,54	1,96	1,35	2,30	2,16	2,62	2,95	3,86	4,23	3,30
H ₂ O ⁻	0,40	0,10	0,25	0,03	0,06	0,27	—	0,10	0,02	He обн.
P ₂ O ₅	0,38	0,43	0,43	0,39	0,51	0,32	—	0,37	0,12	0,18
SO ₃	0,02	0,04	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	—	0,11	He обн.	—
П. п.	3,95	0,32	3,27	2,88	1,84	4,23	3,17	2,76	1,17	2,10
Сумма	100,05	100,02	100,83	99,45	99,46	100,46	99,86	99,87	99,36	99,43

пироксену минералы представлены амфиболами, гранатом, биотитом.

Полевые шпаты представлены микроклином, микроклин-микропертитом. Неправильно-прожилковые выделения из мелких зерен альбита иногда с тонкими полисинтетическими двойниками развиты преимущественно по периферии кристаллов калиевого полевого шпата и реже — в виде тонких пертитовых вростков и редких прожилков — в центральных частях зерен микроклина (рис. 11).

Амфиболы в Верхне-Бурульзайских щелочных породах представлены гастингситом, рибекитом, арфведсонитом. Последние два минерала встречены преимущественно в составе реакционной каймы вокруг пироксена. В редких случаях они в ассоциации с альбитом и биотитом образуют псевдоморфозы по пироксенам и гастингситу.

Гастингсит встречается в виде самостоятельных удлиненных зерен и неправильных выделений по пироксенам. Края зерен гастингсита обычно корродированы мелкими зернами

чных пород Верхне-Бурульзайского массива

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
43,76	42,66	49,06	47,46	46,24	44,43	50,75	52,67	50,18	52,36
0,56	0,44	0,44	0,21	0,54	0,82	0,43	0,71	0,38	0,40
21,32	23,84	27,13	27,16	22,03	25,26	23,57	20,45	22,05	21,17
4,38	3,07	0,12	1,30	3,39	2,42	1,12	2,87	3,84	2,65
7,04	5,21	3,91	2,10	6,61	4,77	4,02	5,03	4,50	3,78
0,23	0,17	0,12	0,03	0,26	0,16	0,11	0,21	0,11	0,17
1,15	1,26	0,61	0,62	0,64	0,33	0,08	0,54	0,45	0,45
7,36	7,70	3,89	1,94	6,51	7,09	5,70	3,89	3,51	2,77
8,19	10,00	7,00	11,42	6,35	8,80	6,68	5,45	8,45	8,20
3,60	3,20	4,40	5,80	3,96	3,88	6,01	5,75	5,81	6,40
—	He обн.	0,05	0,16	0,32	0,17	0,03	0,43	—	—
0,33	»	0,18	0,05	0,26	0,30	0,12	0,13	0,03	0,02
0,03	—	He обн.	He обн.	0,05	0,03	0,08	0,02	—	—
1,60	2,00	2,63	2,26	2,61	1,77	1,26	2,12	0,62	1,30
99,55	99,55	99,49	100,29	99,45	100,06	99,93	99,84	99,93	99,67

граната, сфена, щелочных амфиболов, альбита и реже биотита.

Для описываемых пород характерна большая насыщенность кальцитом. Изометричные выделения кальцита встречаются в пойкилитовых вростках в нефелине, пироксенах и гастингситах ийолитов, мельтейгитов и ургитов. В нефелиновых снежках кальцит образует только неправильно-прожилковые выделения, заполняющие трещинки породы и минералов. В нефелине изометричные включения кальцита обрастаются часто каймой из мелкопластинчатого канкринита, реже — гастингсита, а в феррических минералах — из сфена или граната.

Сфен встречен в основном в виде мелких зерен в реакционной кайме вокруг зерен пироксенов и амфиболов в ассоциации с альбитом, щелочными амфиболами, иногда с гранатом, очень редко наблюдаются самостоятельные идиоморфные зерна сфена.

Зерна апатита и магнетита присутствуют в акцессорных количествах.

Оксиды	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	53,50	51,76	52,84	53,58	51,46	50,28	57,14	54,44	52,96
TiO ₂	0,38	0,38	0,77	0,50	0,50	0,58	0,24	0,26	0,45
Al ₂ O ₃	20,82	20,14	21,76	20,27	19,66	23,74	22,80	19,70	19,45
Fe ₂ O ₃	4,31	2,49	1,47	2,91	4,40	1,72	1,64	4,85	3,30
FeO	3,28	4,45	4,42	3,10	4,65	3,80	4,50	5,90	4,58
MnO	0,17	0,14	0,10	0,09	0,20	0,07	0,19	0,14	0,14
MgO	0,53	0,55	1,06	0,96	0,46	1,00	0,29	0,46	1,25
CaO	2,94	5,67	4,73	2,86	4,60	3,96	0,32	1,48	3,67
Na ₂ O	7,50	7,18	7,10	7,06	7,23	9,37	4,97	5,55	5,11
K ₂ O	5,55	5,11	3,20	6,39	5,60	3,91	6,47	5,78	6,55
H ₂ O ⁻	0,04	—	He обн.	He обн.	0,08	0,22	0,06	He обн.	0,02
P ₂ O ₅	0,03	0,13	0,18	0,16	0,13	0,12	He обн.	0,08	0,03
SO ₃	—	—	He обн.	He обн.	—	—	»	0,08	—
П. п. п.	0,76	1,64	2,25	2,54	1,29	1,90	1,28	1,10	2,12
Сумма	99,77	99,64	99,88	100,42	100,18	100,45	99,84	99,82	99,61

Примечание. 1—5 — мельтейгиты (аналитик Н. Г. Рогалева, хим. лаборатория Бурятского филиала СО АН СССР); 6,7 — то же (хим. лаборатория БГУ), заимствованы у В. И. Панова и И. В. Пискова); 8—10 — ийолиты (аналитик Н. Г. Рогалева); 9 — то же (заимствованы у В. И. Панова); 11, 12 — полевешпатовые ийолиты (аналитик Н. Г. Рогалева); 13 — полевешпатовый уртит (аналитик Н. Г. Рогалева); 14 — уртит — (заимствован у И. В. Пискова); 15, 16 — ювиты (аналитик Н. Г. Рогалева); 17, 18, 22, 23 — нефелиновые сиениты (аналитик Н. Г. Рогалева); 19—21, 29 — то же (хим. лаборатория БГУ, заимствованы у В. И. Панова); 24—28 — то же (заимствованы у И. В. Пискова).

Пробы 1—2, 6—9, 14, 15, 17, 24—29 — из южной части массива; 3, 19, 21 — из северо-восточного участка, 23 — из центрального, где заартированы на небольшой площади выходы нефелиновых сиенитов; остальные пробы — из юго-западной части массива.

Выше приводятся результаты 29 полных силикатных анализов щелочных интрузивных пород массива (табл. 9), а их числовые характеристики, вычисленные по методу А. Н. Заварицкого, — в табл. 10.

На Верхне-Бурульзайском массиве широко распространены также и продукты низкотемпературных постмагматических процессов (гидротермальная стадия автотематоморфизма по Н. А. Елисееву, 1967). Однако в целом эти процессы не повлияли сколько-нибудь существенно на общий облик интрузивных пород.

Геолого-петрографическими наблюдениями установлена многократность воздействия на нефелиновые сиениты постмагматических растворов, обогащенных щелочами и углекислотой. На участке интенсивного воздействия растворов нефелин полностью замещается канкринитом, и порода по составу отвечает канкринитовому сиениту.

Одновременно с канкринитизацией (в некоторых шлифах наблюдается одновременное развитие по нефелину канкринита и либнерита), но в более значительных масштабах и более продолжительно на Верхне-Бурульзайском массиве проявился калиевый метасоматоз. В результате в нефелиновых сиенитах нефелин полностью заместился агрегатом мелкочешуйчатой слюды (либнеритом), а фемические минералы — мелкими чешуйками биотита, без изменения остались лишь зерна калишпатов.

С возникновением либнеритовых сиенитов постмагматическая деятельность не заканчивается. Об этом свидетельствуют наблюдаемая на отдельных участках либнеритовых сиенитов перекристаллизация мелких чешуек либнерита и биотита в единичные сравнительно крупные (биотит-мусковитовые сиениты); альбитизация и микроклинизация пород (альбитизированные сиениты и микроклиниты); развитие прожилков постмагматического кальцита; разложение некоторых чешуек биотита и осаждение на его месте мелких кристаллов магнетита.

Либнеритовые сиениты слагают большую часть массива. По внешнему виду это серые, светло-серые, пепельно-серые, реже розовато-серые породы мелко-, средне- и крупнозернистого сложения, массивной, участками отчетливо трахитоидной текстуры. В породе наблюдаются крупные таблитчатые кристаллы полевого шпата до $5 \times 10 \times 15$ мм. Промежутки между таблитчатыми кристаллами полевого шпата заполнены мелкозернистым агрегатом либнерита и биотита. В некоторых обломках либнеритовых сиенитов видны прямоугольные и квадратные псевдоморфозы либнерита по нефелину. Размер этих образований достигает 10×15 мм, реже 15×30 мм (рис. 12).

Под микроскопом в них обнаруживается гранобластовая, участками коррозионная структура. Минеральный состав следующий: калишпата 45—65%, либнерита 10—30, кальцита 0—10, биотита 5—30%; присутствуют также магнетит, апатит, мусковит, канкринит.

В эндоконтактных частях выходов нефелиновых сиенитов развиты мелкие чешуйки либнерита по краям и в трещинках зерен нефелина. По мере приближения к либнеритовым сиенитам процесс замещения нефелина либнеритом становится интенсивнее. В шлифах из пород этих участков видно постепенное замещение нефелина мелкими чешуйками мусковита (либнерита). В некоторых из них отмечаются реликты нефе-

Числовые характеристики пород

Петрохимический параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>a</i>	18,6	14,1	15,0	15,0	15,1	17,6	17,1	23,4	26,2	23,9	13,9	28,2	23,6
<i>c</i>	3,1	3,4	3,1	3,5	3,7	1,5	3,2	2,4	2,7	3,7	3,3	2,7	5,2
<i>b</i>	27,2	32,8	32,9	30,5	30,8	28,0	27,2	24,0	18,7	18,1	22,6	17,5	10,6
<i>s</i>	51,1	49,7	49,0	51,0	50,4	52,9	52,5	50,2	52,4	54,3	60,2	51,6	60,6
<i>n</i>	87,0	79,0	87,0	77,0	78,0	78,0	74,0	75,0	75,0	30,0	55,0	83,0	70,0
<i>-Q</i>	38,1	32,2	35,1	34,5	33,1	30,9	32,9	48,8	50,3	42,9	10,7	55,9	31,2
<i>c'</i>	38,8	45,5	49,0	44,5	44,5	41,2	27,9	6,0	40,5	35,0	33,2	40,9	50,0
<i>m'</i>	1,5	6,9	7,5	7,9	6,4	9,9	22,2	45,2	6,7	12,0	10,1	12,8	10,4
<i>f'</i>	59,7	47,6	43,5	47,6	49,1	48,9	49,9	48,8	52,8	53,0	56,7	46,3	39,6
<i>t</i>	3,0	2,1	3,6	3,5	2,2	1,6	2,0	1,4	1,8	1,3	0,9	0,7	0,6
Φ	20,0	6,3	30,4	14,0	11,0	15,5	15,1	16,7	17,6	13,7	20,2	15,7	1,4
<i>a/c</i>	6,0	4,1	4,8	4,3	4,1	11,7	5,4	9,8	9,7	6,5	4,2	10,5	4,5
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,8	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,7	0,8	0,8	1,0	0,8	0,8	0,6
$\frac{Na_2O}{Al_2O_3-K_2O}$	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,8	0,7	0,8	0,8	1,0	0,8	0,8	0,5

Примечание. Номера проб соответствуют номерам табл. 9.

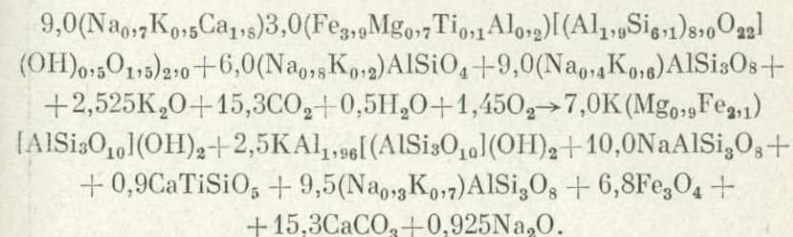
лина в либнеритовом скоплении. Мелкозернистые агрегаты либнерита образуют в срезе шлифа прямоугольные, квадратные и реже неправильной формы выделения размером от $0,32 \times 0,45$ до 10×12 мм.

Характерным для либнеритовых сиенитов является присутствие в качестве единственного фемического минерала биотита. Если в контактовых с нефелин-пироксеновыми породами и нефелиновыми сиенитами участках либнеритовых сиенитов наблюдаются еще редкие реликты эгирин-авгита или гастингсита и рибекита в мелкочешуйчатой массе биотита, то в основной массе либнеритовых сиенитов присутствует либо один биотит, либо биотит в ассоциации с мелкими выделениями магнетита и редко сфена. Биотит в породе представлен мелкочешуйчатым агрегатом из скоплений прямоугольной, квадратной и неправильной формы. Вместе с тем среди них встречаются отдельные сравнительно крупные чешуйки биотита размером до $0,5 \times 0,7$ мм. Иногда среди скоплений чешуек биотита наблюдаются небольшие зерна калишпата с корродированными гранями. Присутствие калишпата здесь не случайно, а обусловлено, видимо, участием его в реакции вместе с нефелином, гастингситом или пироксеном и постмагматическими растворами для образования минералов либнеритовых сиенитов.

Верхне-Бурульзайского массива

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
35,8	21,6	27,2	25,2	22,0	27,8	28,1	25,2	24,1	21,6	25,7	24,6	27,4	20,0	21,5	22,3
1,4	5,4	4,8	4,3	3,7	1,3	0,6	1,7	1,9	4,7	1,1	1,2	2,8	0,4	1,9	2,9
5,4	14,8	12,5	8,5	9,3	11,6	9,9	10,2	12,4	9,2	9,9	13,7	9,5	15,6	12,8	9,3
57,4	58,2	55,5	62,0	65,0	59,3	61,4	62,9	61,6	64,5	63,3	60,5	60,3	64,0	63,8	65,5
75,0	71,0	79,0	63,0	59,0	69,0	66,0	67,0	68,0	78,0	63,0	61,0	77,0	53,0	59,0	54,4
58,2	32,2	48,2	30,7	17,7	38,3	34,0	25,3	16,9	18,9	25,9	29,4	37,0	12,4	17,3	16,5
20,0	22,2	37,0	36,8	14,9	25,9	29,9	20,1	40,3	15,9	25,6	33,2	24,2	60,0	15,6	21,3
20,0	8,1	4,7	2,6	10,2	6,6	7,8	8,9	7,6	20,6	17,7	6,1	18,7	3,0	5,6	24,6
60,0	69,7	58,3	60,6	74,9	67,5	62,3	71,0	52,1	63,5	56,7	60,7	57,1	37,0	78,8	54,1
0,4	0,9	1,3	0,6	41,0	0,6	0,6	0,5	0,6	1,1	0,7	0,7	0,9	0,3	0,4	0,7
21,4	21,2	17,8	12,0	28,3	28,9	22,7	37,2	17,4	14,3	25,6	26,6	16,5	86,0	32,8	33,3
25,6	4,0	5,7	5,9	5,9	21,4	46,9	14,8	12,7	4,6	23,4	20,5	9,8	50,0	11,6	7,7
0,9	0,7	0,7	0,7	0,7	0,9	0,9	0,9	0,9	0,7	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,7
0,9	0,6	0,7	0,6	0,7	0,9	0,9	0,8	0,8	0,6	0,9	0,9	0,8	0,5	0,7	0,7

С учетом реального химического состава минералов ход реакции образования либнеритовых сиенитов можно схематически изобразить так:



Из приведенной схемы видно, что минералы либнеритовых сиенитов образуются при повышенных потенциалах щелочей и летучих компонентов (CO_2 , H_2O) и перераспределении инертных компонентов (FeO , SiO_2 , MgO , TiO_2 , Al_2O_3) нефелиновых сиенитов. Высвободившийся в результате реакции натрий идет на образование позднего альбита.

Биотит-мусковитовые сиениты распространены преимущественно в северной части массива. По внешнему виду они почти ничем не отличаются от либнеритовых сиенитов. При микроскопических исследованиях в них устанавливается аллотриоморфнозернистая, участками лепидогранобластовая, грано-

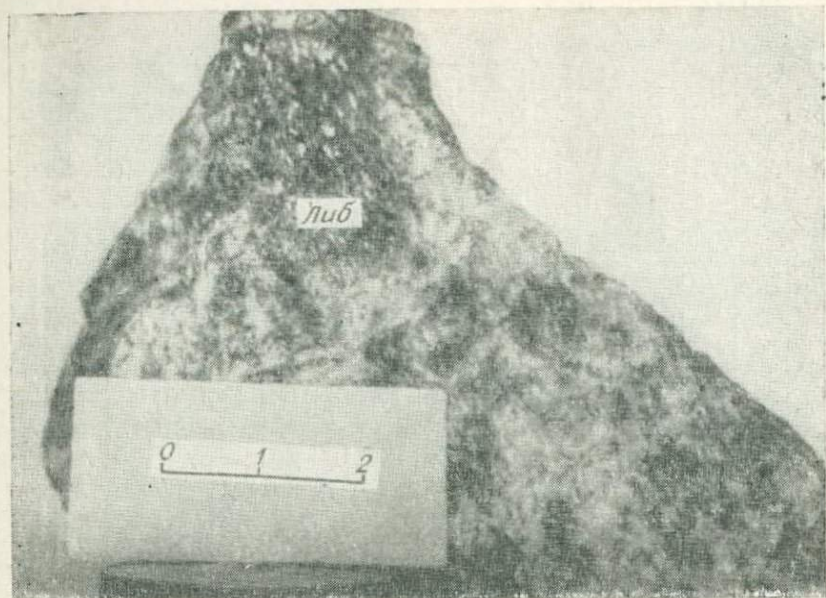


Рис. 12. Либеритовый сениит. Псевдоморфозы либерита (Либ) по нефелину. Обр. 165/0.



Рис. 13. Биотит-мусковитовый сениит. Перекристаллизация биотита. Среди мелких чешуек биотита видны крупные его чешуйки. Ув. 100, без анализатора. Обр. 67/0.

блестящая, коррозионная структура. Минеральный состав: калишпат (40—65%), биотит (5—20%), мусковит (10—15%), альбит (3—15%), кальцит (0—10%), магнетит, пелит, бурые гидроокислы железа. В отличие от либнеритовых сиенитов в основной массе биотит-мусковитовых сиенитов отсутствуют мелкозернистые скопления слюды, вместо них имеются скопления из крупных единичных чешуек мусковита и биотита с отчетливой спайностью. Наблюдаются все стадии перехода от мелкочешуйчатого мусковита (либнерита) и биотита к крупнозернистым; в массе мелкочешуйчатого агрегата слюды видны единичные сравнительно крупные ее выделения; среди крупных чешуек слюды есть и мелкие, наконец, мусковит и биотит образуют уже скопления из сравнительно немногочисленных, но крупных чешуек (рис. 13).

Канкринитовые сиениты распространены на отдельных участках экзоконтактов нефелиновых сиенитов. Макроскопически это — светло-серые породы средне- и крупнозернистого сложения, массивной текстуры, гетерогранобластовой, участками коррозионной структуры. Канкринитовые сиениты, обнажающиеся в северо-восточной части плутона, отличаются минеральным составом от сиенитов, распространенных в южной части. Если в составе пород северо-восточного участка встречаются микроклин, микроклин-пертит (40—70%), канкришит (10—20%), биотит (3—7%), альбит, мусковит, кальцит, либнерит, магнетит, единичные зерна гастингсита и рибекита, то в породах южной части плутона к перечисленным минералам добавляются единичные зерна эгирин-авгита, клиноцоизита, граната, сфена, титаномagnetита. В канкринитовых сиенитах северо-восточного участка, помимо альбитизации, наблюдается в отдельных пунктах и микроклинизация. Встречаются калишпаты в виде удлиненно-таблитчатых зерен величиной до $1,6 \times 5,8$ мм. По краю зерен и трещинкам калишпатов развиваются мелкозернистые агрегаты альбита, корродирующие их грани.

Биотит в канкринитовых сиенитах является наиболее устойчивым и наиболее распространенным фемическим минералом. Встречается он в виде скоплений из мелкочешуйчатого агрегата, реже представлен сравнительно крупными единичными чешуйками. В некоторых шлифах видно развитие по биотиту зерен граната или сфена в ассоциации с магнетитом или без него (рис. 14).

Присутствует канкринит в виде сравнительно крупных изометричных и таблитчатых выделений размером до $0,64 \times 1,1$ мм; иногда мелкопластинчатые изометричные выделения канкринита образуют псевдоморфозы по нефелину.

Просмотр шлифов позволяет предположить в качестве одного из возможных путей образования канкринитовых сиенитов, состоящих из калишпата, канкринита, биотита, мусковита,



Рис. 14. Каолинитовый сленит. Развитие по биотиту мелких зерен магнетита (Мг) в ассоциации с альбитом (Аб) и сфеном (Сф). Видны реликты биотита. Ув. 39, без анализатора. Обр. 46/3.

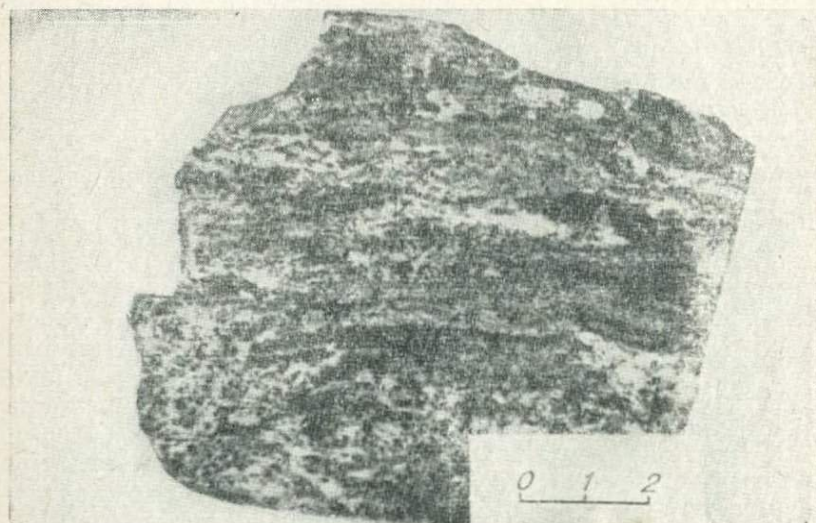
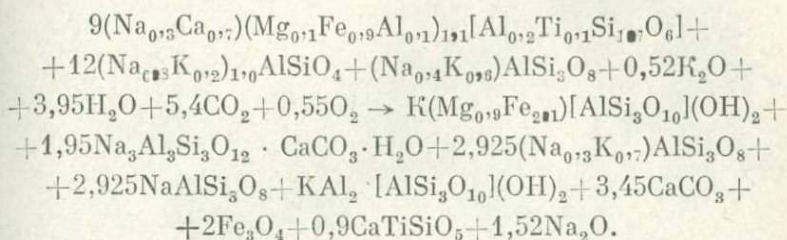


Рис. 15. Внешний вид альбитизированного сленита. Видны параллельные прожилки альбита (белое).

альбита, магнетита, сфена и кальцита, воздействие на нефелиновые сиениты растворов, обогащенных калием, углекислотой и кислородом:



Ход реакции показывает, что минералы канкринитовых сиенитов образуются при повышенных потенциалах летучих компонентов (CO_2 , H_2O , O_2) и перераспределении инертных компонентов (FeO , MgO , TiO_2 , SiO_2 , Al_2O_3) нефелиновых сиенитов. Высвободившийся в результате реакции натрий идет на образование позднего альбита.

Альбитизированные сиениты встречены в северо-западной краевой части массива на участке шириной до 500 м и длиной до 3000 м. Эти породы пепельно-серого цвета, мелкозернистого сложения, полосчатой текстуры. Последняя обусловлена развитием в породе тонких параллельных прожилков мелкозернистого белого альбита (рис. 15). Контакт альбитизированных сиенитов с либнеритовыми и вмещающими карбонатными сланцами не установлен из-за плохой обнаженности.

При микроскопических исследованиях в описываемых породах обнаруживается гранобластовая, участками гетерогранобластовая, коррозионная структура (рис. 16). Минеральный состав следующий: калишпат (20—55%), плагиоклаз состава альбит-олигоклаз (5—80%), биотит (2—5%), роговая обманка (1—5%), эгирип-авгит, гастингсит, апатит, сфен, магнетит, кальцит.

Микроклины встречены на различных участках массива. Они образуют редкие маломощные (от 1 до 20 см) не выдержанные по простиранию прожилки среди щелочных пород, контакты их с вмещающими породами резкие. По внешнему виду это мелко- и среднезернистые породы желтовато-серого, серого цвета массивной текстуры. Порода сложена мелкими изометричными зернами решетчатого микроклина с извилистыми очертаниями и единичными мелкими чешуйками мусковита (рис. 17). Мелкие прожилки микроклина развиваются преимущественно по стыкам минералов, нередко рассекая последние по трещинкам на отдельные микроблоки.

Приводим результаты химических анализов либнеритовых, биотит-мусковитовых, канкринитовых и альбитизированных сиенитов (табл. 11). При сравнении компонентов в этих породах



Рис. 16. Реликты амфибола (Амф) и пироксена (Пи) в альбите (Аб). Альбитизированный сиенит. Ув. 37, без анализатора. Обр. 695/0.



Рис. 17. Микроклинит. Ув. 39. Никол+-. Обр. 560/0.

нетрудно заметить, что либнеритовые сиениты отличаются от биотит-мусковитовых, канкринитовых, альбитизированных повышенным содержанием кремнезема, меньшим — окиси кальция, железа, марганца; для канкринитовых сиенитов характерно низкое содержание кремнезема и высокое — окиси кальция,

Химический состав либнеритовых, биотит-мусковитовых, канкринитовых и альбитизированных спенитов

Окисел	677/0	707/0	720/0	494/0	671/0	673/0	10167	10167-1	672/0	677/1	701/0	10154-3	695/0
SiO ₂	51,50	50,86	51,90	58,00	57,68	56,38	59,72	57,82	55,68	54,44	52,96	54,48	56,40
TiO ₂	0,86	1,02	0,42	0,44	0,51	0,73	0,30	—	0,71	0,49	0,76	0,69	0,39
Al ₂ O ₃	21,17	21,26	23,05	22,53	22,85	22,70	20,50	23,87	23,11	21,73	22,76	21,62	21,62
Fe ₂ O ₃	3,31	1,22	2,27	2,20	1,96	1,63	1,22	1,10	0,44	0,27	1,21	2,35	1,63
FeO	3,91	6,51	4,49	2,90	3,84	4,99	4,04	1,84	5,67	4,02	6,61	6,14	4,99
MnO	0,18	0,18	0,20	0,12	0,08	0,13	0,05	0,03	0,13	0,20	0,21	0,04	0,14
MgO	1,39	1,42	1,87	0,65	0,93	0,90	—	1,17	0,74	0,51	0,43	0,75	1,26
CaO	4,40	4,20	4,38	1,17	0,83	0,83	0,70	0,64	1,15	3,00	3,10	1,74	2,22
Na ₂ O	5,75	6,10	5,00	5,00	5,25	5,50	5,38	5,04	4,83	5,04	4,38	4,18	7,25
K ₂ O	5,00	4,00	5,00	6,30	5,75	5,75	7,10	6,51	6,03	7,73	6,17	6,12	3,50
P ₂ O ₅	0,13	0,15	0,10	He обн.	0,02	0,04	0,05	0,04	0,08	0,03	0,11	0,02	0,02
SO ₃	—	He обн.	He обн.	»	He обн.	He обн.	—	—	0,01	0,02	0,01	—	He обн.
H ₂ O—	0,04	»	0,10	0,03	0,08	»	—	—	0,02	0,11	He обн.	0,01	»
П. п. п.	2,12	2,60	1,20	1,33	1,14	0,70	0,72	1,82	0,81	2,54	1,31	1,98	1,31
С у м м а	99,72	99,52	99,88	100,64	100,84	100,28	99,78	99,88	99,39	99,72	100,02	100,11	100,73

Петрохимический пагаметр	677/0	707/0	720/0	494/0	671/0	673/0	10167	10167-1	672/0	677/1	701/0	1014-3	695/0
<i>a</i>	21,2	20,5	19,6	20,0	19,5	20,4	22,3	20,1	20,1	23,1	20,0	18,4	21,1
<i>c</i>	4,8	5,1	5,7	1,4	1,0	0,8	0,9	0,8	1,5	3,5	4,0	2,1	2,7
<i>b</i>	11,0	10,9	12,0	12,8	15,1	15,4	8,4	14,3	12,0	5,5	11,0	15,9	11,2
<i>s</i>	63,0	63,5	62,7	65,8	64,4	63,4	68,4	64,8	66,4	67,9	65,0	63,6	65,0
<i>n</i>	63,7	70,0	60,5	54,5	57,5	59,4	53,7	54,1	54,2	49,6	51,8	51,2	76,8
<i>Q</i>	21,2	19,1	19,5	9,8	11,2	14,8	8,7	11,4	8,9	13,9	14,0	11,7	14,9
<i>a'</i>	—	—	15,7	55,0	55,5	50,4	42,8	67,7	38,2	—	21,0	41,8	23,6
<i>c'</i>	11,2	4,0	—	—	—	—	—	—	—	5,1	—	—	—
<i>m'</i>	23,2	23,6	27,7	8,5	10,1	9,6	—	15,0	10,6	15,2	7,3	8,2	19,3
<i>f'</i>	65,6	72,4	56,6	36,5	34,4	40,0	57,2	18,3	51,6	79,7	71,7	50,0	57,1
<i>t</i>	1,2	1,5	0,6	0,5	0,6	0,9	0,4	—	1,0	0,6	1,1	1,0	0,5
φ	27,8	9,5	16,8	14,8	10,6	8,7	11,5	6,6	3,5	5,1	9,2	13,1	12,4
<i>a/c</i>	4,4	4,0	3,4	14,3	19,5	25,6	24,7	25,1	13,4	6,6	5,0	8,7	7,8
$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,7	0,5	0,6	0,7	0,6	0,7	0,8	0,6	0,6	0,8	0,6	0,6	0,7

Примечание. Канкринитовый сиенит: анализы 677/0, 707/0, 720/0 из коллекции А. О. Шаракшинова, аналитик Р. А. Коннова. Либнеритовый сиенит: анализы 494/0, 671/0, 673/0 из коллекции А. О. Шаракшинова, аналитик Р. А. Коннова; анализы 10167, 10167-1 заимствованы у В. И. Панова. Биотит-мусковитовый сиенит: анализы 672/0, 677/1, 701/0 из коллекции А. О. Шаракшинова, аналитик Н. Г. Роголева; анализ 10154-3 заимствован у В. И. Панова. Альбитизированный сиенит: анализ 695/0 из коллекции А. О. Шаракшинова, аналитик Р. А. Коннова.

железа, натрия, причем в составе щелочей натрий преобладает над калием.

Различие в химическом составе этих пород наглядно иллюстрируется вариационной диаграммой (рис. 18), на которой видно постепенное увеличение содержания калия при одновременном уменьшении количеств натрия, железа, магния от нефелиновых сиенитов через либнеритовые к биотит-мусковитовым. Содержание кремнезема и алюминия резко возрастают в либнеритовых сиенитах, а затем постепенно снижаются к биотит-мусковитовым. Низкое содержание кальция отмечено в либнеритовых сиенитах. Щелочные породы плутона обнажаются среди кристаллических известняков и карбонатных сланцев тилимской свиты

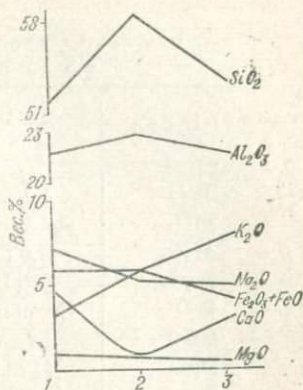


Рис. 18. Вариационная диаграмма изменения состава метасоматических пород.

1 — нефелиновый сиенит; 2 — либнеритовый; 3 — биотит-мусковитовый.

верхнего протерозоя, кварцитовидных песчаников и кварцитов предположительно кембрийского возраста, габброидов и гранитоидов верхнепротерозойского возраста.

Среди вмещающих пород наиболее широко распространен известняки. Они слагают весь восточный экзоконтакт и обнажаются на отдельных участках западного экзоконтакта плутона. Кроме того, многочисленные ксенолиты этих пород размером до 150 × 400 м встречаются в пределах плутона. По внешнему виду это мелко-, средне- и крупнозернистые массивные, массивно-слоистые породы серого и темно-серого цвета. Под микроскопом в них обнаруживается гранобластовая, реже гетерогранобластовая структура и следующие минералы: кальцит (96—97%), мусковит (0—1%), кварц (0—1%), графит (0—1%), а в доломитизированных известняках наблюдаются зерна доломита до 40% от объема породы.

Контакт либнеритовых сиенитов с известняками на юго-востоке и востоке проходит по долине р. Бурульзая, заложеной по разлому северо-восточного простирания. В приконтактной зоне наблюдаются зеркала скольжения и брекчированность пород. Азимуты падения известняков в восточном экзоконтакте северо-западные, под углами 40—60°, а в северозападном — юго-восточные, под углом 50°. Непосредственный контакт либнеритовых сиенитов с известняками вскрыт в кернах на одном из участков западного экзоконтакта. Известняки на контакте уплотнены, в них появляются зерна фолстерита, серпентина, брусита, тремолита. Наиболее насыщен тремолитом известняки восточного экзоконтакта.

Химический состав известняков и либнеритовых сиенитов из приконтактовой зоны

Окисел	Известняки		Либнеритовые сиениты	
	497/0	157/0	157/1	157/4
SiO ₂	1,62	7,40	52,00	49,48
TiO ₂	Не обн.	Сл.	1,18	0,48
Al ₂ O ₃	0,03	0,40	19,34	25,31
Fe ₂ O ₃	0,03	0,40	1,62	1,18
FeO	Не обн.	Не обн.	4,88	4,24
MnO	»	Сл.	0,08	0,06
MgO	1,79	20,19	1,28	0,36
CaO	53,06	32,71	6,12	5,29
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	7,68	4,62
K ₂ O	»	»	2,82	4,69
H ₂ O-	»	0,04	Не обн.	Не обн.
P ₂ O ₅	»	0,03	0,17	0,18
SO ₃	»	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П. п. п.	42,91	38,28	3,59	3,56
Сумма	99,44	99,41	100,76	99,45

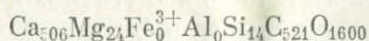
Примечание. Проба 497/0 отобрана в 50 м от линии контакта с либнеритовыми сиенитами, 157/0 — в 1 м от контакта, 157/1 — в 1 м от линии контакта с известняками, а 157/4 — в 50 м от контакта.

Либнеритовые сиениты в приконтактовой зоне обогащены изометричными и прожилковыми включениями кальцита. Азимут падения плоскости контакта, замеренный в канаве, равен 285°, угол падения 60°.

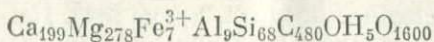
Для определения миграции компонентов в приконтактовой зоне нами отобраны на химический анализ известняки (пробы 497/0 и 157/0) и либнеритовые сиениты (пробы 157/1 и 157/4). Результаты этих анализов приведены в табл. 12.

Пересчет результатов анализа на формулы пород по методу Т. Барта и сравнение между собой формул исходного и измененного известняка, исходного и измененного либнеритового сиенита позволяют выявить изменения, которые претерпевают известняки от воздействия щелочной интрузии и щелочные породы на контакте с вмещающими их известняками.

Сравнением формулы исходного известняка (проба 497/0)

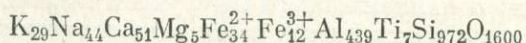


и формулы измененного известняка (пробы 157/0)

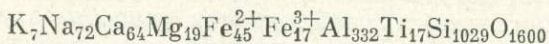


определяем, что изменения известняков под воздействием щелочной интрузии выразились в привносе 254 ионов магния, 7 ионов железа, 9 ионов алюминия, 54 ионов кремния и 5 ионов воды и выносе 307 ионов кальция и 41 иона углерода. Эти изменения известняков, как отмечалось выше, отражаются в их минеральном составе.

Сравнение формулы исходного либнеритового сиенита (проба 157/4)



и формулы либнеритового сиенита из приконтактной с известняками зоны (проба 157/1)



показывает, что либнеритовые сиениты на контакте с вмещающими их известняками также претерпевают изменения, которые выразились в привносе в породу 28 ионов натрия, 13 ионов кальция, 14 ионов магния, 16 ионов железа, 10 ионов титана и 57 ионов кремния и выносе 22 ионов калия и 107 ионов алюминия.

Эти изменения находят отражение в минеральном составе породы.

В северо-западном и северо-восточном экзоконтактах плутона обнажаются серые и темно-серые карбонатные сланцы. Породы эти обычно плотные, тонко- и мелкозернистого сложения, слоистой текстуры. Контакты либнеритовых сиенитов с карбонатными сланцами нигде не вскрыты из-за большой мощности рыхлых наносов.

Верхнепротерозойские граниты баргузинского комплекса распространены на отдельных участках западного и на большом участке северного экзоконтакта массива. По внешнему виду это мелко- и среднезернистые породы желтовато-серого, серого цвета, плотные, массивной текстуры. Структура их гранитная. Минеральный состав гранитов следующий: плагиоклаз № 25—27 (24—35%), микроклин и микроклин-микропертит (36—51%), кварц (24—33%), биотит (2—12%), роговая обманка (0—14%), сфен, магнетит, апатит, циркон, мусковит, эпидот (единичные зерна).

Контакт между гранитами и щелочными породами в северном экзоконтакте проходит по тектоническому разлому. На западе контакт интрузивный. Среднезернистые граниты в экзоконтакте альбитизированы, количество кварца в них убывает до 10%, появляются скопления чешуек мусковита, и порода по составу отвечает граносиенитам. В либнеритовых сиенитах каких-либо контактовых изменений не наблюдается.

Кварцитовидные песчаники и кварциты встречаются в южном и юго-западном экзоконтактах и в виде ксенолитов в южной части массива. Они представляют собой плотные мелкозернистые породы темно-серого цвета, слоистой текстуры, иногда с тонкими прожилками кварца. Породы сложены преимущественно обломками кварца, чешуйки биотита и мусковита в составе их имеют второстепенное значение, в аксессуарных количествах встречаются сфен, рудный. Цемент представлен мелкими (до $0,02 \times 0,004$ мм) обломками кварца и рудной пылью. Непосредственный контакт описываемых пород с либнеритовыми сиенитами скрыт мощными рыхлыми наносами. О контактовых взаимоотношениях между указанными породами можно судить с некоторым приближением по характеру изменений кварцитовидных песчаников, встреченных в виде ксенолитов среди щелочных пород. В ксенолитах наблюдаются новообразования чешуек мусковита.

В северо-западном экзоконтакте массива вдоль левого борта долины руч. Дюккоши встречаются небольшие обнажения мелко- и среднезернистых габбро темно-серого цвета, гипидиоморфнозернистой структуры. Порода состоит из моноклинного пироксена (40—50%), основного плагиоклаза (25—30%), биотита (5—10%), оливина (1—5%), уралитовой роговой обманки (0—30%), гиперстена (1—5%), магнетита. Непосредственный контакт щелочных пород с габбро не наблюдался.

В северо-западной и северной частях плутона среди альбитизированных сиенитов обнажаются граниты в виде небольших (до 100×300 м) штокообразных тел. По внешнему виду и структурным особенностям описываемые граниты идентичны мезозойским, секущим щелочные породы Нижне-Бурульзайского массива. Они сложены микроклином (40—51%), плагиоклазом № 26—28 (15—20%), кварцем (30—35%), биотитом, обыкновенной роговой обманкой (1—5%). Аксессуарные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом, а вторичные — эпидотом и мусковитом. Химический состав гранитов подчеркивает принадлежность их к гранитоидам гуджирского комплекса (повышенная кислотность, низкие значения коэффициента σ и т. д.). По мере приближения к щелочным породам в гранитах количество кварца убывает, а на самом контакте порода по составу отвечает уже сиенитам.

Тектоническая деятельность в районе бассейна верхнего течения р. Витима продолжалась после внедрения щелочных интрузий. Об этом свидетельствует наличие постинтрузивных разрывных нарушений в пределах Верхне-Бурульзайского щелочного плутона.

Так, в южной части массива наблюдается отчетливо выраженный на местности небольшой разлом северо-западного простирания, сопровождаемый зоной милонитов и зеркал скольжения. Этим разломом была отделена крайняя южная часть

массива: в ходе последующих тектонических движений она оказалась смещенной на 50—60 м на северо-запад. О более молодом возрасте этого разлома говорит также факт смещения вдоль него на северо-запад на 200 м регионального северо-восточного разлома, прослеженного с северо-востока на юго-запад по долине Бурульзая.

В центральной части массива установлен субширотный разлом, прослеженный от верховья р. Бурульзая до верхнего левого притока руч. Дюккоши. Этим разломом массив как бы разделен на два крупных блока, характеризующихся различной глубиной эрозионного среза. Северо-восточный блок, ограниченный с юга упомянутым нарушением, а с севера — субширотным разломом, проходящим по долине руч. Дюккоши, с востока и запада — соответственно северо-восточным и субширотным разломами, представляет собой горстовое поднятие с более глубоким эрозионным срезом. Здесь по сравнению с центральной и южной частями массива встречается гораздо меньше ксенолитов вмещающих осадочных пород.

Резюмируя сказанное, заметим, что Верхне-Бурульзайский плутон, являющийся среди щелочных интрузий этого региона самым крупным по своим размерам, представляет собой типичное интрузивное тело с довольно крутыми (до 60°) контактами. Щелочные породы подвергнуты сильному воздействию постмагматических растворов, обогащенных щелочами и летучими компонентами (O_2 , H_2O , K_2O , Na_2O , CO_2), хорошей циркуляции которых способствовало наличие многочисленных разломов как в самом массиве, так и вдоль контактов с вмещающими породами. В результате воздействия этих растворов щелочные интрузивные породы на большой площади превращены в либнеритовые, канкринитовые, биотит-мусковитовые, альбитизированные сиениты.

Мухальский массив. Обнаружен в 1962 г. геологом В. Н. Гусевым в 19 км к востоку от Верхне-Бурульзайского плутона на слабо выпуклой водораздельной поверхности рек Исокто и Джилинды, в 2 км к северо-западу от одноименного озера. Та часть щелочной интрузии, которая вскрыта современной эрозией из-под покрова базальтов, имеет небольшие размеры порядка 500×150 м, ориентирована длинной осью в субширотном направлении. Истинные размеры ее не установлены в связи с тем, что она перекрыта неогеновыми базальтами. В строении Мухальского массива (имеется в виду вскрытая из-под базальтов часть интрузии) принимают участие уртит-якупирангитовые породы. В пространственном распространении их устанавливается такая особенность. Уртиты, слагающие значительную по площади часть массива, занимают южную его половину. К северу они постепенно сменяются ийолитами. Последние встречены в центральной части плутона в виде узкой полосы субширотного простиранья шириной до 25—40 м

на западе и 175 м на востоке. С севера ийолиты оконтурены мельтейгитами (рис. 19). Между этими породами существуют постепенные взаимопереходы. Уртиты, ийолиты и мельтейгиты Мухала имеют в основном среднезернистое сложение, массивную и местами отчетливо трахитоидную текстуру. Элементы залегания трахитоидности: азимут падения СЗ 350° под углом 85° в северной части плутона и $160-180^\circ$ под углом $80-88^\circ$ — в южной.

Цвет нефелин-пироксеновых пород меняется от светло-серого (в урритах) до темно-серого (в мельтейгитах). Структура гипидиоморфнозернистая, иногда аллотриоморфнозернистая; на отдельных участках массива, где более интенсивно проявились альбитизация и микроклинизация, структура пород приближается к коррозионной, гетерогранобластовой. Под микроскопом в них обнаруживаются, помимо нефелина, эгирин-авгита, амфибола, кальцита, более поздние минералы — гранат, сфен, канкринит, пелит, альбит, апатит, микроклин, магнетит, иногда биотит.

Таким образом, в отличие от аналогичных пород Нижне- и Верхне-Бурульзайских массивов, на Мухале в составе урритов, ийолитов и мельтейгитов отсутствуют клиноцоизит, арфведсонит, но зато в больших количествах и повсеместно присутствует кальцит, много также сфена.

Нефелин, содержание которого колеблется от 10 до 85%, представлен преимущественно округлыми, прямоугольными зернами размером до 2×3 мм; ассоциирует он с эгирин-авгитом и гастингситом. Встречены также ксеноморфные выделения нефелина, заполняющие пространство между зернами пироксена, амфибола и идиоморфного нефелина. Часто в таком нефелине видны мелкие овальные включения более ранних минералов, в том числе граната и гастингсита. Пойкилитовые включения кальцита иногда окаймлены мелкими зернами канкринита (рис. 20). Нефелин Мухальского массива сравнительно свеж, вторичные (канкринит, либнерит, пелит) развиты в небольших количествах и спорадически. Края зерен нефелина, особенно раннего, корродированы альбитом, гранатом, гастингситом, канкринитом.

Эгирин-авгит присутствует в породах в переменных количествах (от 2,7% в урритах до 65% в мельтейгитах). Края зерен сильно корродированы альбитом, местами пироксен прорастается им. В некоторых шлифах можно заметить мелкие овальные реликты эгирин-авгита в гранате или гастингсита. Значительно реже, чем на Нижнем и Верхнем Бурульзае, здесь на контакте эгирин-авгита и нефелина развиты реакционные минералы. Реакционная кайма шириной до 0,08 мм вокруг эгирин-авгита образована мелкими зернами альбита, часто с тонкими полисинтетическими двойниками, титансодержащего граната, иногда сфена, рибекита или гастингсита.

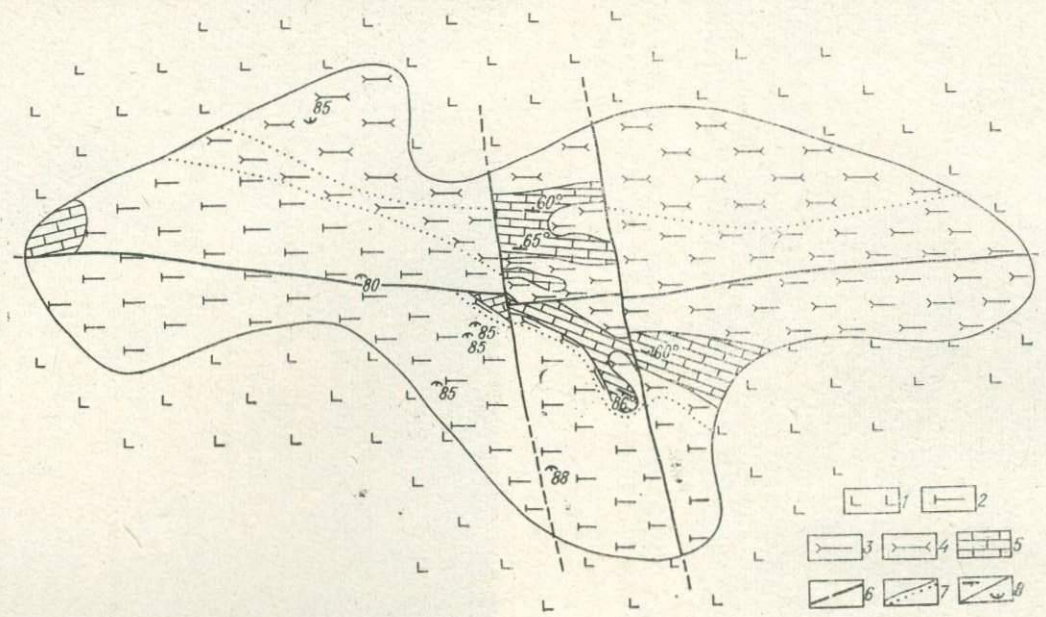


Рис. 19. Схема геологического строения Мухальского массива. Составлена А.О. Шаракшиновым с использованием материалов В. Н. Гусева.

1 — неогеновые базальты; 2 — уртиты; 3 — нефелиты; 4 — мельтейгиты; 5 — известняки; 6 — линии тектонических нарушений; 7 — границы между породами; 8 — азимуты: а — падения пород, б — трахитоидности.

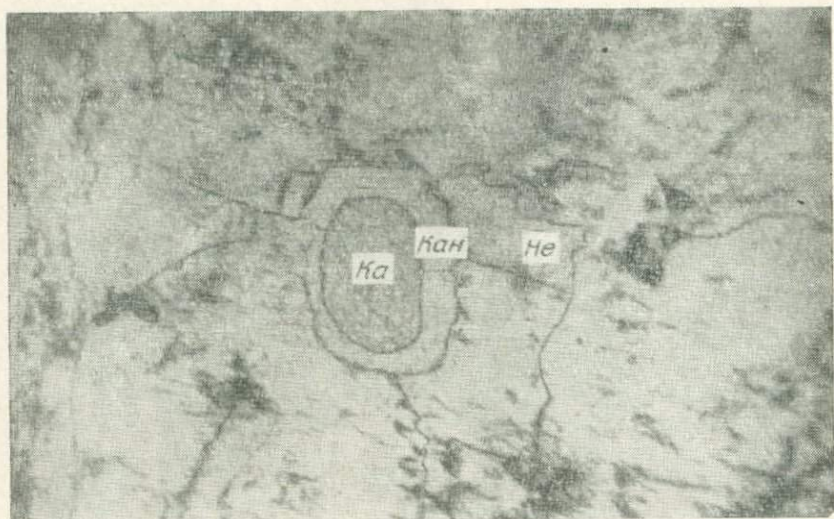


Рис. 20. Кайма канкринита (Кан) вокруг пойкилитовых включений кальцита (Ca) в нефелине (Не) уртыта Мухала. Ув. 100, без анализатора. Обр. 780/0.

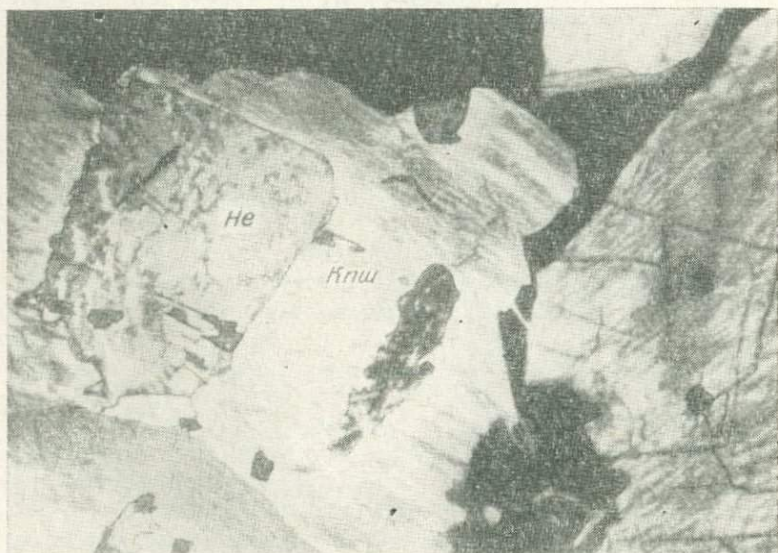


Рис. 21. Полевошпатсодержащий пйолит Мухальского массива. Видны реликты нефелина (Не) в каликатровом полево шпате (Кпш). Ув. 39. Никол+.

Редкие зерна авгита встречены в виде реликтов в крупных кристаллах эгирин-авгита.

Амфиболы в щелочных породах Мухальского массива присутствуют в небольших количествах (до 10%); представлены они гастингситом и реже рибекитом. Если гастингсит встречается в породах иногда в виде самостоятельных удлиненных зерен, то рибекит образует только мелкие выделения, развивающиеся по пироксену в составе реакционных минералов.

Одним из наиболее распространенных минералов описываемых пород является кальцит. Содержание его в породах колеблется в пределах 1—2% и лишь вблизи контакта с известняками увеличивается до 20%. Такая насыщенность нефелин-пироксеновых пород кальцитом отмечалась многими исследователями. На Чикском и Дахунурском массивах, например, большая насыщенность щелочных пород кальцитом позволила В. А. Кононовой (1961, 1958) выделить кальцитсодержащие ийолиты и козениты.

Гранат является одним из поздних минералов, развивается он по краю и трещинкам зерен эгирин-авгита, амфиболов, иногда эти минералы прорастаются гранатом, обуславливая ситовидную структуру. Зерна граната разъедаются поздним нефелином и альбитом.

Сфен встречен в небольших количествах (от единичных зерен до 1—2%), развивается как поздний минерал по пироксену и гастингситу.

Биотит не характерен для мухальских щелочных пород. Редкие его чешуйки встречены в участках контакта их с известняком и в зонах тектонических нарушений. Биотит здесь является более поздним минералом, развивается по трещинкам зерен пироксена и амфибола. В свою очередь, биотит замещается с краев и по трещинкам спайности мелкозернистым сфеном, гранатом, альбитом.

Одним из наиболее поздних минералов является альбит. Маломощные прожилки полисинтетически сдвойникового альбита развиты по стыкам зерен всех ранних минералов, в том числе канкринита, корродируют их грани; иногда в мелкозернистой массе альбита наблюдаются мелкие овальные реликты пироксена, амфиболов, нефелина, граната, канкринита. Как отмечалось выше, тонкие прожилки альбита развиты также по контакту реакционных минералов.

На отдельных участках в центральной части массива в составе уртитов, ийолитов и мельтейгитов наблюдаются зерна микролина и микролин-микропертита. Содержание их в породах колеблется от единичных зерен до 25%. Полевошпатсодержащие разновидности нефелин-пироксеновых пород приурочиваются к участкам развития постинтрузивных тектонических нарушений. При просмотре шлифов видно, что таблитчатые и неправильно-прожилковые выделения калишпатов

Химический состав щелочных

Оксид	K-38-2	K-39-1	758/2	774/0	K-40-1	733/0	755/3	МК-37	Ш-15
SiO ₂	38,80	41,44	38,30	38,04	41,82	37,32	38,09	41,86	42,94
TiO ₂	1,41	0,60	0,66	1,47	0,43	0,23	0,70	0,12	1,45
Al ₂ O ₃	18,61	16,92	21,16	19,73	27,64	29,16	26,76	29,10	13,35
Fe ₂ O ₃	6,88	3,86	2,06	8,05	3,42	0,72	1,17	0,77	4,53
FeO	5,07	4,78	5,89	8,05	1,88	1,72	2,73	1,45	9,53
MnO	0,27	0,27	0,27	0,42	0,10	0,09	0,14	0,95	0,29
MgO	2,55	2,04	6,27	0,58	1,20	0,41	1,48	0,34	3,60
CaO	13,62	14,94	14,30	16,14	6,24	13,10	8,54	7,68	15,50
Na ₂ O	6,74	6,98	5,61	4,95	10,50	7,91	8,88	10,97	4,50
K ₂ O	3,81	2,93	2,82	3,04	5,60	2,84	5,23	4,26	1,54
H ₂ O-	—	—	0,12	0,07	—	0,16	0,22	Не обн.	—
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,01	0,23	0,10	0,50	1,91	0,06	—
П. п. п.	1,64	5,10	3,05	0,15	1,20	5,77	4,09	1,63	2,50
Сумма	99,50	100,00	100,40	100,85	100,13	99,77	99,72	99,19	99,73

Примечание. K-38-2, K-39-1 — ийолиты (лаборатория БГУ, заимство Н. Г. Роголева); K-40-1, МК-37 — уртиты и Ш-15 — мельтейгит (заимствованы материалам).

развиты по стыкам зерен нефелина и фемических минералов, иногда прожилковые выделения калишпатов образуют заливообразные углубления в зернах ранних минералов и содержат в себе их реликты (рис. 24).

Результаты химических анализов, основные и дополнительные числовые характеристики их, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого, приведены в табл. 13.

В районе Мухальского массива осадочные и интрузивные породы, вмещающие щелочную интрузию, скрыты под покровом неогеновых базальтов. Тем не менее благодаря наличию ксенолитов среди щелочных пород мы можем сказать, что в составе вмещающих пород присутствуют известняки и пироксениты. Наиболее крупный (50×100 м) ксенолит известняков встречен в центральной части массива, мелкие — в западной.

Известняки характеризуются крупнозернистым сложением, массивной текстурой. Цвет их белый, серый. При просмотре шлифов в них устанавливается гранобластная, мозаичная структура и следующий минеральный состав: кальцит, графит, мусковит, а в некоторых образцах — доломит до 30% объема породы. На контакте с щелочными породами известняки становятся плотными, мелкозернистыми, в составе их появляются зерна форстерита (до 10%), на некоторых участках

пород Мухальского массива

Петрохимический параметр	K-38-2	K-39-1	758/2	774/00	K-40-1	733/00	758/3	МК-37	Ш-15
<i>a</i>	22,0	20,4	17,1	16,0	33,2	25,9	31,0	33,5	12,0
<i>c</i>	2,4	1,6	6,2	5,9	3,1	10,6	5,0	4,6	2,8
<i>b</i>	32,3	29,3	30,3	31,4	32,3	29,3	30,3	31,4	12,2
<i>s</i>	43,3	48,7	45,9	46,7	51,5	51,3	50,1	52,4	50,0
<i>n</i>	73,0	78,0	75,0	72,0	74,0	81,0	72,0	80,0	82,0
— <i>Q</i>	59,8	45,0	48,6	44,5	66,5	59,2	80,7	66,8	26,8
<i>f'</i>	37,0	28,7	25,8	49,7	41,2	22,2	30,2	34,1	37,3
<i>m'</i>	14,8	12,3	35,7	3,3	18,2	6,7	20,7	,4	17,2
<i>c'</i>	48,2	59,2	38,5	47,0	40,6	71,1	49,1	59,5	45,5
<i>t</i>	2,7	1,1	1,3	2,9	0,7	0,5	1,4	0,1	2,5
φ	19,8	11,6	5,9	22,3	25,1	5,4	7,8	9,7	10,8
<i>a/c</i>	9,1	12,7	2,7	2,7	10,7	2,4	6,2	7,3	4,2

ваны у В. Н. Гусева); 758/2, 774/0 (хим. лаборатория Отдела геологии, аналитик у В. Н. Гусева); 733/0, 758/3 — уртиты (аналитик Н. Г. Роголева, по нашим

приконтактной зоны — зерна желтовато-бурого периклаза. Края зерен периклаза местами замещены бруситом, реже — серпентином. В ряде шлифов обнаружено частичное замещение зерен форстерита серпентином и реже иддингситом.

Ийолиты и уртиты, в свою очередь, ближе к контакту с известняками постепенно обогащаются кальцитом, в них убывает нефелин, увеличивается количество фемических минералов и порода по составу отвечает мельтейгитам. В 30—40 см от линии контакта порода становится меланократовой с единичными зернами нефелина. А на самом контакте нефелин исчезает полностью, в составе породы встречаются эгирин-авгит, гастингсит, кальцит, сфен и довольно большое количество (до 10% объема породы) биотита. Уртиты и ийолиты вблизи контакта с известняками насыщены также линзами и прожилками кальцифиров, скарнов гранат-кальцитового и гранат-пироксен-амфиболового состава.

Изменение минерального состава щелочных пород и известняков отражается в изменении их химических составов. Ниже (табл. 14) приводятся результаты химического анализа приконтактного мелкозернистого известняка (проба 769/7 отобрана в 0,2 м от линии контакта) и якупирангитоподобной меланократовой породы (проба 758/1 отобрана в 0,3 м от линии кон-

Таблица 14

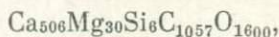
Химический состав ийолита, известняка и пород, подвергнутых контактовому метаморфизму

Окисел	758/2	758/1	769/7	769/8
SiO ₂	38,30	32,64	0,88	0,36
TiO ₂	0,66	0,71	—	—
Al ₂ O ₃	21,16	19,02	0,05	Не обн.
Fe ₂ O ₃	2,06	7,54	0,01	0,02
FeO	5,89	6,81	—	—
MnO	0,27	0,28	—	—
MgO	6,27	10,77	2,43	2,28
CaO	14,30	16,40	53,28	53,28
Na ₂ O	5,61	0,21	—	—
K ₂ O	2,82	3,04	—	—
H ₂ O-	0,12	0,05	—	—
P ₂ O ₅	0,01	0,01	—	—
П. п. п.	3,05	2,30	42,85	43,78
Сумма	100,40	98,73	99,50	99,72

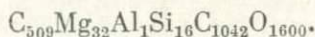
Примечание. 758/2 — ийолит, 758/1 — «якупирангит», 769/7 — измененный известняк; 769/8 — известняк.

При образовании метасоматической породы происходит привнос 4 ионов калия, 28 ионов кальция, 72 ионов магния, 74 ионов суммарного железа, 11 ионов воды и вынос 51 иона натрия, 20 ионов алюминия, 18 ионов углерода, 89 ионов кремния.

Формула исходного известняка



формула измененного известняка



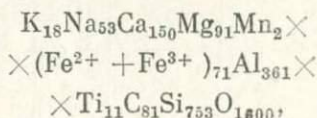
В измененных известняках наблюдается привнос 3 ионов кальция, 2 ионов магния, 1 иона алюминия, 10 ионов кремния и вынос 15 ионов углерода. Эти изменения в химизме пород, как отмечалось выше, находят отражение в минеральном составе пород (новообразования форстерита, брусита, периклаза, серпентина и т. д.).

В северной и западной частях массива среди уртитов и ийолитов наблюдаются небольшие (до 0,5×1,0 м) ксенолиты черных и темно-серых пироксенитов. Ксенолиты имеют изви-

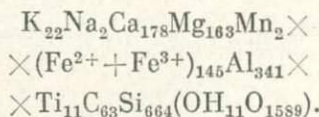
такта). Для сравнения в табл. 14 помещены химические составы ийолита и известняка, отобранных на анализ соответственно в 4,0 и 1,4 м от линии контакта.

Сравнение формул этих пород, рассчитанных кислородным методом Т. Барта, позволяет определить миграцию компонентов при контактовом метаморфизме.

Формула ийолита



формула «якупирангита»



листые очертания, пронизаны прожилками нефелина, кальцита, граната, контакты их с вмещающими щелочными породами расплывчатые. Пироксениты состоят из таблитчатых и изометричных зерен эгирин-авгита, содержащих различной величины реликты желтовато-бурого авгита. Края зерен пироксена корродированы мелкими зернами позднего нефелина, граната, альбита, кальцита. По пироксену развиваются мелкие зерна амфиболов и граната. Некоторые образцы пироксенитов серого цвета за счет обогащения их поздним нефелином и альбитом.

В пределах массива устанавливаются постинтрузивные дизъюнктивные нарушения. Наиболее ранним является субширотный разлом, прослеженный в центральной части плутона вдоль длинной его оси. Этим разломом оконтурены ксенолиты известняка с юга в западной и с севера в центральной частях плутона. В центральной части массива прослежены два параллельных друг другу субмеридиональных разлома, вдоль которых смещен субширотный. Севернее субширотного этими же двумя субмеридиональными нарушениями оконтурен ксенолит известняка. Вдоль дизъюнктивных нарушений наблюдаются брекчированность пород, милонитизация и зеркала скольжения. В зоне тектонических нарушений щелочные породы подвергнуты микроклинизации и альбитизации.

Инолоктинский массив. Был установлен в полевой сезон 1961 г. И. В. Попковым, А. А. Коневым и В. Н. Пархоменко на пологом склоне нижнего левого притока р. Инолокты—правого притока р. Витима, в 6,0 км западнее Нижне-Бурульзайского массива. В районе щелочной интрузии распространены кристаллические известняки тилимской свиты верхнего протерозоя и мощная толща неогеновых песчано-галечных отложений. Из-за плохой обнаженности контур и истинные размеры массива установить не удалось. Поисково-съёмочными работами среди известняков выявлено два сравнительно небольших участка, где распространены свалы и отдельные обломки щелочных пород. Размеры их соответственно 150×250 и 75×200 м, удалены они в субширотном направлении друг от друга на расстоянии 150 м. Выходы щелочных пород находятся на пересечении небольшого северо-западного разлома с региональным северо-восточным, прослеженным от нижнего течения р. Муясына на северо-восток к верховью р. Бол. Амалата.

В составе щелочных пород преобладают ийолиты, мельтейгиты и якупирангиты, реже встречаются полевошпатсодержащие их разновидности и нефелиновые сиениты (рис. 22).

Щелочные породы Инолоктинского массива средне- и мелкозернистого сложения, массивной текстуры, серого и темносерого цвета. В них устанавливается гипидиоморфнозернистая, на отдельных участках коррозионная и ситовидная структура и следующий минеральный состав: нефелин, пироксен, гастингсит, гранат, кальцит, канкринит, пелит, на отдельных участ-

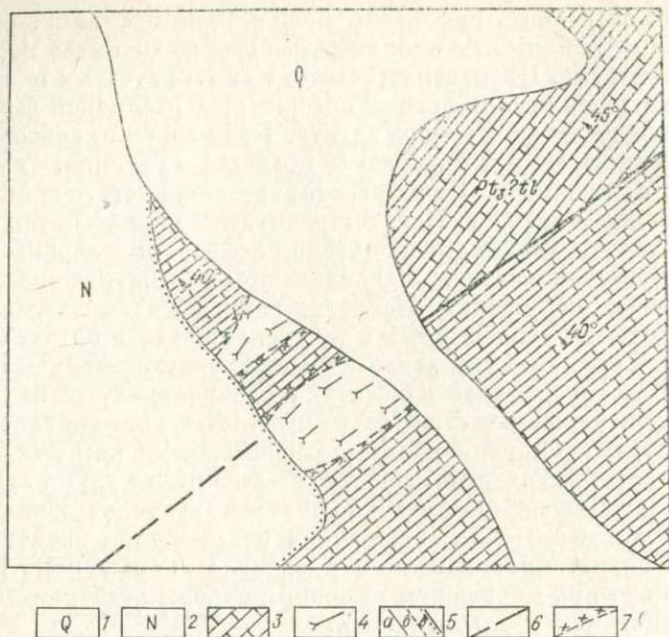


Рис. 22. Схема геологического строения Инохтинского массива. Составлена И. В. Поцковым.

1 — современные рыхлые отложения; 2 — неогеновые песчано-галечные отложения; 3 — верхнепротерозойские известняки; 4 — ийолиты; 5 — границы: а — разновозрастных пород, достоверные; б — разновозрастных пород, предполагаемые, в — несогласного залегания; 6 — линии тектонических нарушений; 7 — зоны скарирования.

ках — микроклин, плагиоклаз, скаполит. Содержание нефелина в породах колеблется от 3—5% в якупирангитах до 60% в ийолитах. В породах присутствует нефелин двух генераций. Более ранний в сечении шлифа имеет квадратные, прямоугольные очертания, образует единую парагенетическую ассоциацию с эгирин-авгитом и гастингситом. Неправильно-прожилковые выделения сравнительно позднего нефелина создают заливообразные углубления в зерна раннего нефелина, пироксена, амфибола, граната, содержат иногда мелкие реликты их. Нефелин в породах сравнительно свежий, вторичные по нему минералы (канкринит, либнерит, пелитовые частицы) развиты в небольших количествах и неповсеместно.

Пироксен, содержание которого колеблется от 40% в ийолитах до 65—80% в якупирангитах и мельтейгитах, представлен таблитчатыми и округлыми зернами эгирин-авгита. Края зерен обычно корродированы более поздними гранатом, нефелином, амфиболами.

Химический состав ийолитов Инюлюктинского массива

Окисел	230	303а	368	Окисел	230	363а	368	Петрохимический пара-метр							
								а	с	с'					
SiO ₂	42,54	42,90	44,80	CaO	11,88	14,05	14,66	а	19,5	18,7	18,8	а	13,1	7,9	16,9
TiO ₂	0,48	0,38	0,58	Na ₂ O	7,21	6,56	6,27	с	5,3	3,2	5,2	с	46,0	41,5	27,7
Al ₂ O ₃	21,47	18,39	20,31	K ₂ O	2,00	2,62	2,51	б	24,0	28,1	24,8	б	0,8	0,7	1,0
Fe ₂ O ₃	4,44	4,31	4,44	P ₂ O ₅	0,13	0,20	0,14	с	51,2	50,0	51,2	с	16,7	13,4	16,3
FeO	6,86	7,89	2,73	П. п. п.	0,27	0,75	4,42	п	84	79	79	п	3,7	5,8	3,6
MnO	0,18	0,18	0,09	Сумма	99,21	99,52	100,32	Q	41,9	40,6	40,4	Q	0,65	0,74	0,64
MgO	1,75	1,29	2,37					с'	40,9	50,6	55,4	с'	0,61	0,70	0,59

Примечание. Анализы заимствованы у В. И. Папова. Выполнены в хим. лаборатории БГУ.

Гастингсит развит преимущественно по эгириनावгиту, встречен в небольших количествах в виде неправильных зерен с корродированными более поздними минералами краями.

Гранат представлен мелкими изометричными зернами. Развивается по пироксенам и амфиболам и по краям зерен эгириनावгита на контакте его с нефелином; содержание граната в описываемых нефелин-пироксеновых породах небольшое по сравнению с аналогичными породами Нижне- и Верхне-Бурульзайского и Мухальского массивов.

Кальцит является наиболее распространенным минералом, встречен он в виде изометричных и неправильно - прожилковых выделений. Общее содержание его в описываемых породах невелико, порядка 0,2—3,0%.

Из-за отсутствия коренных пород нам не удалось проследить особенности распространения ийолитов, содержащих в своем составе микроклин. При просмотре шлифов полевошпатсодержащих ийолитов четко устанавливается более позднее развитие микроклина: он заполняет промежутки между зернами нефелина, пироксена, амфибола, граната, корродирует края их зерен, часто содержит в себе их реликты.

В отличие от нижне- и верхнебурульзайских и мухальских нефелин-пироксеновых пород в щелочных породах Инолоктинского массива присутствует скаполит. Встречен он в виде таблитчатых кристаллов, развит по зернам калишпатов.

По химическому составу ийолиты Инолоктинского массива почти ничем не отличаются от нижнебурульзайских и мухальских (табл. 15).

Контактные изменения известняков от воздействия щелочной интрузии выразились, судя по редким обломкам, в образовании магнезиальных скарнов. Довольно детально магнезиальные скарны в районе Инолоктинского массива изучены Б. А. Литвиновским (1965), поэтому мы их характеристику здесь не даем.

ГЛАВА III

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Выделить оптическую и химическую характеристики минералов из петрографического очерка в самостоятельный раздел побудили нас следующие соображения. Из петрографического описания видно, что уртит-якупирангитовые породы, широко распространенные на Нижне-Бурульзайском, Мухальском и Инолоктинском массивах, и нефелиновые сиениты Верхнего Бурульзая, несмотря на резкие различия во внешнем облике, сложены одними и теми же породообразующими минералами. Такое обособление дает возможность сравнивать оптические свойства и химизм однотипных минералов, присутствующих в различных породах массивов, а также установить особенности химического состава минералов, что весьма важно для выяснения физико-химических условий формирования их, а также для расчета реакций минералообразования при парагенетическом анализе.

Главное внимание уделялось изучению породообразующих минералов наиболее ранней генерации, т. е. минералов собственно щелочных пород (ийолитов, уртитов, мельтейгитов, якупирангитов, нефелиновых сиенитов).

Минералогическое описание основывается на результатах 45 полных силикатных анализов породообразующих минералов, выполненных в химической лаборатории Отдела геологии Бурятского филиала СО АН СССР аналитиком Н. Н. Гурулевой. Химические составы минералов пересчитаны на кристаллохимические формулы по методу В. С. Соболева (1949) и компонентный состав. В данном разделе приводятся результаты кристаллооптического изучения породообразующих минералов,

а для части минералов — данные рентгенометрического исследования. Показатели преломления минералов измерялись в большинстве случаев методом фокального экранирования*.

КАЛИНАТРОВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ

Калинатровые полевые шпаты являются существенной составной частью нефелиновых, либнеритовых, биотит-мусковитовых и канкринитовых сиенитов; в небольших количествах они присутствуют также в ювитах, полевошпатовых урритах и ийолитах. В сиенитах калинатровые полевые шпаты чаще всего образуют широкие таблитчатые кристаллы размерами в среднем 0,5—2—5 мм, ориентированные преимущественно в одном направлении, а в ювитах, полевошпатовых урритах и ийолитах в ряде случаев встречены ксеноморфные их выделения, обычно заполняющие промежутки зерен ранних минералов — нефелина, клинопироксена, амфиболов. Последние иногда содержатся в виде мелких пойкилитовых включений в крупных зернах калишпата.

Калинатровый полевой шпат представлен решетчатым микроклином. В шлифах видно, что таблитчатые, прямоугольные и удлиненные зерна микроклина содержат микропертитовые, пертитовые вростки альбита линзовидной, полосчатой, пятнистой и червеобразной формы. Количество вростков от 2—3 до 40—50% объема зерна калишпата. Реже встречаются антипертиты, в которых содержание микроклина не превышает 20—30%. В микроклине имеются пертиты распада и пертиты замещения. Точно установить, какой объем занимают те и другие, не представляется возможным, так как даже в поле зрения одного шлифа нередко можно увидеть не только пертиты распада, но и переходы от постмагматического альбита, обычно развивающегося в виде волнистых и неправильных прожилков по краям зерен ранних минералов, в том числе по калишпату, в альбит, находящийся в виде пертитовых вростков в зернах калишпата (см. рис. 11). О существовании в микроклине пертитов распада говорят следующие наблюдения. В некоторых шлифах видно, что прожилковые выделения позднего альбита, обрастающие края зерен калишпатов, срезают микропертитовые вростки альбита, обычно ориентированные параллельно друг другу (рис. 23). Кроме того, близкие значения ориентировки оптических индикатрис альбита и микроклина в калинатровом полево шпате относительно (001) и (010) (табл. 16) позволяют считать, что часть пертитов образована в результате распада твердых растворов (Соболев, 1954). Вследствие этого

*Рентгенометрия минералов проведена в Ирриредмете Е. Б. Сельдишевой.

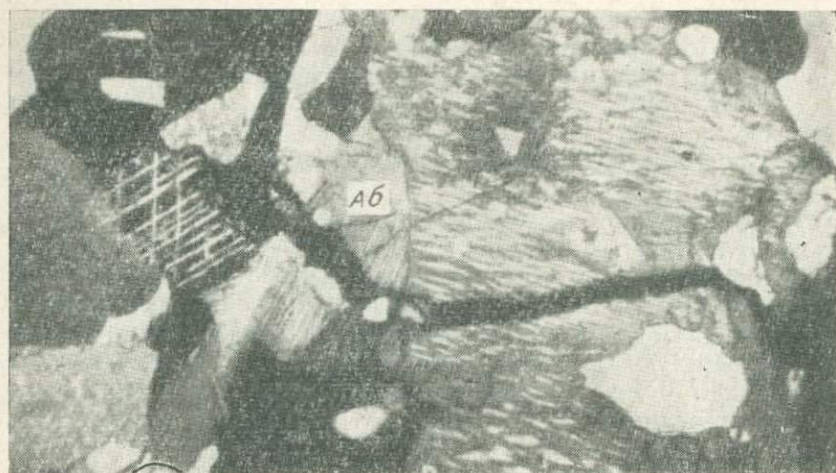


Рис. 23. Полевощпатсодержащий уртит Мухальского массива. Прожилковые выделения альбита (Аб) срезают альбит распада в калишпате. Ув. 100. Николи+. Обр. 751/3.

точно установить истинное содержание альбита в первоначальном твердом растворе калинатрового полевого шпата по результатам химического анализа довольно трудно.

Мы располагаем данными химического анализа (табл. 17) калинатрового полевого шпата из нефелинового сиенита (обр. 99/2) и полевощпатового ийолита (обр. 723/0).

Таблица 16

Оптические свойства калинатровых полевых шпатов и альбита пертитовых вrostков

Порода, № обр.	Минерал	Координаты P (001)			Координаты P (010)				Координаты P (010)		
		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np	-2V, град	Ng	Nm	Np
Нефелиновый сиенит	Микроклин	85	13	78	—	—	—	78	—	—	—
	»	89	9	81	—	—	—	60	—	—	—
	Плагноклаз № 10	—	—	—	—	—	—	—	14	79	84
232/19	Микроклин	—	—	—	20	85	72	73	—	—	—
Полевощпатовый ийолит	»	—	—	—	18	83	75	76	—	—	—
	Плагноклаз № 8	—	—	—	—	—	—	—	15	77	83
Полевощпатовый уртит 773/0	Микроклин	89	3	87	—	—	—	83	—	—	—

При просмотре шлифов в микроклин-микропертите из нефелинового сиенита видны мелкие параллельные иголочки клинопироксена, а в калишпате из полевошпатового ийолита, кроме вростков клинопироксена, — также и пойкилитовые включения мелких округлых зерен сфена и кальцита.

Вытя соответствующие количества окислов, входящих в состав указанных минералов-примесей, и приняв, что весь оставшийся кальций связан в анортите, получим следующий состав калинатовых полевых шпатов:

1. $\text{Na}_{0,43}\text{K}_{0,53}[\text{Al}_{0,98}\text{Si}_{3,01}\text{O}_8]$ (ортоклаз — 56%, альбит — 44%);
2. $\text{Na}_{0,42}\text{K}_{0,57}[\text{Al}_{1,00}\text{Si}_{2,99}\text{O}_8]$ (ортоклаз — 57%, альбит — 43%).

Химические анализы показывают, что в составе калишпатов существенную роль играет альбитовая молекула.

В результате кристаллооптических исследований установлено, что калинатовые полевые шпаты в основной своей массе принадлежат к низкотемпературным разновидностям, поскольку угол $2V$ почти во всех случаях превышает -65° (В. С. Соболев, 1954).

Микроклин-пертиты в нефелиновых и либнеритовых сиенитах почти всегда свежие, лишь края зерен их обрастаются поздним альбитом и кальцитом. В биотит-мусковитовых и канкринитовых сиенитах калишпат иногда значительно целитизирован и альбитизирован. И лишь только в микроклинитах микроклин, имеющий ясную решетку, не подвергнут пертитизации и замещению альбитом, пелитом и кальцитом.

ПЛАГИОКЛАЗ

В щелочных породах плагиоклаз представлен в основном альбитом, в небольших количествах встречен олигоклаз.

Альбит макроскопически молочно-белого цвета, образует мелкозернистые агрегаты со стекляннм блеском. При просмотре шлифов видно, что основная масса альбита не sdвойникова, мелкие ксеноморфные выделения его образуют прожилки, заполняющие промежутки между зернами ранних минералов. Часто края этих минералов разъедаются альбитом. Нередко можно заметить в сравнительно крупных выделениях альбита

Таблица 17
Химический состав калишпатов

Окисел	99/2	723/0
SiO_2	63,66	58,93
TiO_2	0,06	0,42
Al_2O_3	20,34	20,47
Fe_2O_3	0,33	0,31
FeO	0,05	—
CaO	0,85	3,98
Na_2O	4,75	4,20
K_2O	8,45	8,26
H_2O —	0,70	—
П. п. п.	0,90	3,38
Сумма	99,39	99,95

Таблица 18
Химический состав олигоклаза

Оксид	232/19	319/15
SiO ₂	58,88	60,08
TiO ₂	0,06	—
Al ₂ O ₃	25,41	24,65
Fe ₂ O ₃	0,32	0,15
FeO	0,07	0,38
CaO	2,84	4,67
Na ₂ O	10,06	8,82
K ₂ O	0,83	0,27
П. п. п.	1,29	0,54
Сумма	99,76	99,56

Примечание. 232/19 и 319/15 — нефелиновые сиениты Нижнего Бурульзая.

мелкие пойкилитовые включения нефелина, пироксена, граната, амфиболов, кальцита, микроклина. Эти включения гаснут одновременно с соседними крупными зернами указанных минералов. Мелкие зерна альбита встречаются также в составе минералов реакционной каймы вокруг зерен эгирин-авгитов, амфиболов на их контакте с нефелином и, как отмечалось выше, образуют пертитовые вросстки в зернах калишпатов.

В альбитизированных и биотит-мусковитовых сиенитах содержание альбита в отдельных образцах достигает 30% объема породы. Здесь он образует сравнительно крупные ксеноморфные зерна с тонкими полисинтетическими двойниками, содержит мелкие реликты амфиболов, пироксена, калишпата с разбеденными краями.

Олигоклаз, состав которого колеблется от $Ab_{88}An_{14}$ до $Ab_{60}An_{30}$, встречается в небольших количествах (до 1—2%) в ийолитах и урритах Нижнего Бурульзая и Мухала и в нефелиновых сиенитах Верхнего Бурульзая. Взаимоотношения олигоклаза с нефелином, пироксеном, амфиболами и гранатом указывают на то, что этот минерал более поздний, развит обычно в промежутках зерен указанных минералов.

Химический анализ (табл. 18) и результаты измерений оптических свойств плагиоклаза, произведенных на столике Федорова (табл. 19), подтверждают принадлежность плагиоклаза к олигоклазу (альбит — 80 и 74%, анортит — 15,5 и 24%, ортоклаз — 4,5 и 2%).

Плагиоклаз не затронут постмагматическими процессами. Лишь незначительная сосюритизация олигоклаза отмечается вблизи зон дробления.

Таблица 19
Оптические свойства и состав плагиоклазов в нефелиновых сиенитах

Номер шлифа	N_g	N_m	N_p	Закон	Состав (% An)
232/18	9	89	82	\perp (010)	22
319/15	9	82	89	\perp (010)	28
46/0	82	12	87	[001]	27

НЕФЕЛИН

Одним из главных породообразующих минералов щелочных пород изученных нами массивов является нефелин. Содержание его в породах уртит-якупирангитового ряда колеблется от единичных зерен до 90% объема породы, а в нефелиновых сиенитах и ювитах — до 30—40%. По цвету различаются светло-серые и бледно-зеленые разновидности. Последние встречаются только в нефелиновых сиенитах и ювитах, отчасти в урритах Верхнего Бурульзая. При больших увеличениях установлены мельчайшие включения кристаллов клинопироксена, ориентированных вдоль несовершенной спайности нефелинов и придающих минералу зеленоватый оттенок.

Размер зерен нефелина в среднезернистых породах не превышает 0,2—0,6 мм, в крупнозернистых — до 0,8—1,2 мм, а в пегматоидных — до 2—3 см. В срезе шлифа нефелин образует прямоугольные, гексагональные и изометричные очертания, наблюдаются также неправильные и прожилковые его выделения.

В ийолитах и нефелиновых сиенитах нефелин, судя по его четкому идиоморфизму, кристаллизовался одним из первых минералов; ксеноморфные выделения его встречаются в небольших количествах. В урритах, мельтейгитах и якупирангитах наряду с идиоморфным нефелином наблюдаются ксеноморфные зерна, которые образуют прожилковые выделения, заполняющие промежутки между зернами пироксенов, амфиболов, раннего нефелина и иногда граната и содержащие порой реликтовые включения указанных минералов.

Мы располагаем 10 химическими анализами нефелина из исследуемых щелочных пород (табл. 20). Для сравнения здесь приведены также результаты анализов нефелина из ийолита и нефелинового сиенита Сайжинского плутона (11 и 12, Ко-нев, 1962 г.).

Нефелины из нефелиновых сиенитов отличаются от нефелинов уртит-якупирангитовых пород повышенным содержанием кремнекислоты и меньшим — глинозема. Они по составу близки к нефелинам из нефелиновых сиенитов Сайжинского плутона и Ботогола (Костюк, Базарова, 1966), нефелины из нефелинпироксеновых пород — нефелинам из ийолитов Сайжинского плутона, Чикской интрузии (Яшина, 1962) и урритов Кия-Шалтыря (Андреева, 1968).

Кристаллохимические формулы нефелинов:

1. $(\text{Na}_{0,74}\text{K}_{0,18})_{0,92}\text{Al}_{0,92}\text{Si}_{1,07}\text{O}_4$;
2. $(\text{Na}_{0,75}\text{K}_{0,18})_{0,93}\text{Al}_{0,93}\text{Si}_{1,07}\text{O}_4$;
3. $(\text{Na}_{0,77}\text{K}_{0,20})_{0,97}\text{Al}_{0,97}\text{Si}_{1,03}\text{O}_4$;
4. $(\text{Na}_{0,78}\text{K}_{0,17})_{0,95}\text{Al}_{0,95}\text{Si}_{1,05}\text{O}_4$;

Таблица 20

Химический состав нефелинов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,63	42,15	40,64	41,31	41,12	40,83	41,91	42,97	43,44	44,72	42,28	40,08
TiO ₂	0,12	—	—	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	35,18	34,48	35,13	34,80	33,70	34,99	34,40	34,07	33,45	33,59	33,61	34,04
Fe ₂ O ₃	0,30	0,42	0,17	0,46	0,30	0,60	0,21	0,31	0,68	0,37	0,32	0,52
FeO	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	0,86	—
MnO	—	0,02	—	—	—	—	0,01	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	0,34	0,05	—	—	0,12	—	—	—
CaO	5,17	2,53	3,13	2,23	3,97	4,04	2,72	1,39	1,44	1,74	0,28	3,90
Na ₂ O	11,93	13,67	14,36	14,66	14,25	13,24	14,69	12,81	13,50	14,18	16,47	14,96
K ₂ O	4,37	4,81	5,55	5,14	4,03	4,11	5,65	5,94	4,98	4,20	5,60	4,14
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,84
H ₂ O—	—	—	—	0,27	—	—	—	0,20	0,30	0,29	—	—
П. п. п.	2,38	1,69	1,24	1,29	2,10	2,09	0,70	1,59	2,14	1,29	1,36	1,04
Сумма	100,08	99,87	100,22	99,89	99,81	99,95	100,29	99,22	99,75	100,09	100,80	99,52
№	1,540	1,537	1,536	1,534	1,538	1,537	1,539	1,540	1,536	1,537	1,540	1,542
№	1,534	1,533	1,531	1,530	1,533	1,532	1,534	1,535	1,532	1,533	1,536	1,537
№—№	0,006	0,004	0,005	0,004	0,005	0,005	0,005	0,005	0,004	0,004	0,004	0,005

Примечание. Нефелины из: 1 — мельтейгита Нижне-Бурульзайского массива (обр. 192/0); 2 — мельтейгита Мухала (обр. 735/0); 3 — уррита Мухала (обр. 745/0); 4, 5, 6 — ийолитов Нижнего Бурульзая (обр. 319/10, 319/17, 372/3); 7 — уррита Мухала (обр. 734/0); 8 — полевошпатового ийолита Верхнего Бурульзая (обр. 723/0); 9 — нефелинового сиенита Верхнего Бурульзая (обр. 99/2); 10 — нефелинового сиенита Нижнего Бурульзая (обр. 232/19).

5. $(\text{Na}_{0,76}\text{K}_{0,18})_{0,94}\text{Al}_{0,94}\text{Si}_{1,06}\text{O}_4$;
6. $(\text{Na}_{0,77}\text{K}_{0,16})_{0,93}\text{Al}_{0,93}\text{Si}_{1,06}\text{O}_4$;
7. $(\text{Na}_{0,77}\text{K}_{0,19})_{0,96}\text{Al}_{0,96}\text{Si}_{1,04}\text{O}_4$;
8. $(\text{Na}_{0,60}\text{K}_{0,21}\square_{0,05})_{0,92}\text{Al}_{0,92}\text{Si}_{1,09}\text{O}_4$;
9. $(\text{Na}_{0,71}\text{K}_{0,18}\square_{0,02})_{0,91}\text{Al}_{0,91}\text{Si}_{1,09}\text{O}_4$;
10. $(\text{Na}_{0,74}\text{K}_{0,15})_{0,89}\text{Al}_{0,89}\text{Si}_{1,11}\text{O}_4$.

Таблица 21

Компонентный состав нефелинов, вес. %

Минерал	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Нефелин	74	74	76	77	75	77	76	69	72	74
Кальсилит	20	20	22	19	20	18	21	24	20	17
Кварц	6	6	2	4	5	5	3	7	8	9
$\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$, ат. %	11,6	11,5	10,6	10,7	11,1	11,4	10,9	11,9	12,0	12,5

Эти формулы нефелинов отличаются от идеальных формул нефелинов $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ М. Бергера (Костюк, 1967) более высоким содержанием атомов натрия, т. е. калий занимает не 25% мест, предназначенных его атомам в структуре нефелина, как считает М. Бергер, а всего около 19%. Это свидетельствует о более натриевом составе наших нефелинов.

Кроме того, в исследуемых нефелинах наблюдается избыток кремнезема, что отмечалось многими исследователями (В. С. Соболев, 1949; Эйтель, 1962).

При расчете кристаллохимических формул учитывались поправки на примесь клинопироксена, клиноцоизита, граната, наблюдаемых в нефелинах в виде мельчайших включений. После вычитания соответствующих количеств железа, кальция, алюминия, магния, титана, кремнезема, связанных в этих минералах, а также анортитового компонента получаем следующий состав нефелинов в виде миналов нефелина, кальсилита и кварца (табл. 21).

Осредненные значения миналов для уртит-якупирангитовых пород $\text{Ne}_{7,5}\text{Kc}_{20}\text{Kv}_5$, для нефелиновых сиенитов $\text{Ne}_{7,3}\text{Kc}_{18,5}\text{Kv}_{8,5}$. Средние значения компонентного состава нефелинов из пород уртит-якупирангитового ряда близки к таковым нефелинов из интрузивных пород, полученным В. П. Костюком (1967) по 92 анализам: $\text{Ne}_{7,4,9}\text{Kc}_{20,4}\text{Kv}_{4,7}$.

Средние составы нефелинов из наших нефелиновых сиенитов отличаются от таковых нефелинов по Костюку несколько повышенным содержанием кремнекислоты и пониженным щелочей.

Из табл. 21 видно, что составы твердых растворов нефелинов из существенно нефелиновых бесполевошпатовых пород

колеблются от $\text{Ne}_{76}\text{Ks}_{22}\text{Kv}_2$ до $\text{Ne}_{74}\text{Ks}_{20}\text{Kv}_6$. Колебания в составе нефелинов из пород ийолит-мельтейгитовой серии отмечены также В. А. Кононовой, Н. И. Органовой, Е. И. Ломейко (1965) для Чикской и Дахунурской интрузий Тувы и Т. Н. Ивановой (1963) для Хибинского массива.

Имеющиеся анализы нефелинов позволяют наметить некоторые закономерности в изменении их составов в связи с эволюцией щелочного расплава. Если отношение кремния к алюминию в нефелинах пород уртит-якупирангитовой серии колеблется от 10,6 до 11,6 ат. %, то в нефелинах пород более поздней фазы (в нефелиновых сиенитах) — от 12,0 до 12,5 ат. %.

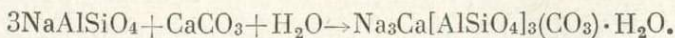
Приведенные в табл. 20 значения показателей преломления нефелинов очень близки друг к другу. Связь между показателями преломления нефелинов и величиной $\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}}{\text{K}_2\text{O}}$, установленную В. А. Кононовой (1961), проследить в наших нефелинах не удалось, причиной этому, по-видимому, явилось недостаточное количество анализов.

Для нефелинов из уртитов и нефелиновых сиенитов Верхне-Бурульзайского (пробы 22/2 и 86/0) и ийолитов Нижне-Бурульзайского массивов (пробы 319/13, 319/20) получены одинаковые рентгенограммы.

Результаты рентгенометрии одного из образцов нефелина (проба 319/13 из ийолита) приведены в табл. 22.

При микроскопических исследованиях щелочных пород Нижне-Бурульзайского, Мухальского и Инолотинского массивов замечено, что зерна нефелина лишь по трещинкам и краям замещены канкринитом. На Верхнем Бурульзае процесс замещения нефелина канкринитом идет до полного исчезновения в породе нефелина. Канкринитовой оболочкой окружена большая часть пойкилитовых включений кальцита в нефелине (см. рис. 20).

Процесс канкринитизации протекает при участии воды и кальцита:



Макроскопически канкринит различается в породе по белому цвету. Содержание его колеблется от долей процента до 10—15%. Показатели преломления канкринита: $N_g' = 1,524$; $N_p' = 1,503$.

С канкринитом ассоциируют иногда цеолиты, различаемые в шлифах по низкому показателю преломления и двупреломлению. Цеолиты встречены в небольших количествах и неповсеместно.

Из вторичных минералов, развивающихся по нефелину, наиболее широко распространен либнерит.

Результаты рентгенометрического анализа нефелина

№ ли- нии	Обр. 319/13		Нефелин*		№ ли- нии	Обр. № 319/13		Нефелин*	
	I	d/n	I	d/n		I	d/n	I	d/n
1	6	4,23	8	4,20	17	5	1,795	2	1,797
2	7	3,88	9	3,86	18	4	1,725	—	—
3	6	3,63	—	—	19	4	1,695	2	1,695
4	10	3,30	8	3,28	—	—	—	2	1,637
5	10	3,03	10	3,02	20	6	1,618	4	1,617
6	9	2,89	6	2,89	—	—	—	4	1,603
7	10	2,58	5	2,58	21	10	1,563	6	1,563
8	5	2,49	2	2,51	22	4	1,528	1	1,525
9	4	2,416	2	2,40	23	2	1,474	2	1,471
10	—	2,354	7	2,35	24	2	1,458	1	1,455
11	10	2,310	5	2,31	25	5	1,434	3	1,430
	—	—	1	2,156	—	—	—	1	1,404
	—	—	2	2,125	26	9	1,388	4	1,386
12	6	2,092	5	2,090	27	4	1,375	—	—
13	1	2,032	—	—	28	3	1,346	—	—
14	1	1,986	1	1,989	29	4	1,314	—	—
15	5	1,931	3	1,932	30	3	1,266	—	—
16	4	1,887	2	1,889	31	2	1,257	—	—
	—	—	1	1,843	32	3	1,235	—	—

Примечание. * — нефелин по В. П. Михееву (1957). Режим съемки: $D_{\text{кам}} = 57,3$ мм; $d_{\text{обр}} = 0,4$ мм. Излучение FeK неотфильтрованное; V-38 кВ, I-16 мА, время — 2,5 ч.

Либнеритизации подвергнуты нефелины из нефелиновых сиенитов Верхне-Бурульзайского массива. Процесс замещения нефелина мелкочешуйчатым агрегатом белой слюды идет вплоть до полного исчезновения в породе нефелина.

МОНОКЛИННЫЙ ПИРОКСЕН

Моноклиновый пироксен наряду с нефелином является главным породообразующим минералом щелочных пород уртитякуширангитовой серии, а в некоторых образцах нефелиновых сиенитов — иногда единственным фемическим компонентом породы.

Изучение щелочных пород позволило установить, что по времени и условиям образования различаются пироксены трех генераций.

Сравнительно ранний пироксен представлен авгитом. Он обнаружен при просмотре шлифов в мельтейгитах и ийолитах Мухальского и Верхне-Бурульзайского массивов в виде единичных реликтовых ядрышек размерами $0,005 \times 0,01$ мм в зернах эгирин-авгита. В шлифах авгит различается по присущему ему плеохроизму: от зеленовато-бурого иногда с розоватым

оттенком по *Ng* до зеленовато-желтого по *Np*; $2V = +56-64^\circ$; $cNg = 48-54^\circ$. Судя по оптическим константам, этот минерал относится к авгиту, описанному А. А. Коневым (1962₁) на Сайжинском и Гулхенском плутонах.

Широко распространен в щелочных породах массивов пироксен второй генерации, представленный эгириин-авгитом.

Наиболее поздним пироксеном является эгириин. Встречен он в составе реакционной каймы вокруг зерен эгириин-авгита в ассоциации с щелочными амфиболами, альбитом, канкринитом, иногда с гранатом в полевошатовых урритах и ийолитах и нефелиновых сиенитах Верхнего Бурульзая. В шлифе эгириин плеохроирует от зеленовато-желтого по *Ng* до ярко-зеленого по *Np*. Зерна его корродированы поздним альбитом.

Эгириин-авгит — наиболее распространенный пироксен щелочных пород. Содержание его колеблется от 1—2% в урритах до 60—65% в мельтейгитах и якуширангитах. Эгириин-авгит нередко образует таблитчатые кристаллы и мелкозернистые выделения размерами до $1,2 \times 1,5$ мм, а в пегматоидных разновидностях — до $1,5 \times 2$ см. В шлифах видно, что эгириин-авгит образует таблитчатые, округло-изометричные и реже неправильные зерна с ясным плеохроизмом. Окраска по *Ng* зеленая, светло-зеленая, иногда желтовато-зеленая; по *Np* зеленая, густо-зеленая, травяно-зеленая.

Для эгириин-авгита обычен парагенезис с нефелином, реже с гастингситом, а в нефелиновых сиенитах Верхне-Бурульзайского массива — также с биотитом. Гастингсит и биотит в ассоциации с гранатом и клинодоизитом развиваются по краям и трещинам зерен эгириин-авгита. На отдельных участках в крупных зернах гастингсита сохраняются реликтовые выделения пироксена.

В петрографическом обзоре отмечалось, что в нефелинизированных пироксенитах (большой частью встреченных в виде ксенолитов среди ийолитов и урритов) Нижнего Бурульзая, Инолокты и Мухала встречены в небольшом количестве пироксены зонального строения. Бесцветный или бледно-зеленый пироксен окружен каймой зеленого. Соотношения светлого и зеленого пироксенов различны: в некоторых зернах в зеленом наблюдаются небольшие ядрышки светлого, а в других — зеленый образует тонкие каемки вокруг светлого.

Мы располагаем результатами химических анализов пироксенов из щелочных пород, пироксенитов и нефелинизированных пироксенитов, причем в последних на анализ отобраны отдельно бледно-зеленая и зеленая разновидности (табл. 23).

Сравнение результатов анализов показывает, что пироксены из щелочных пород исследуемых массивов имеют в целом примерно один и тот же состав. Вместе с тем заметны и некоторые различия. Так, нижебурульзайские и мухальские пироксены

отличаются от верхнебурульзайских повышенным содержанием магния, кальция, алюминия и пониженным — кремния; нижнебурульзайские пироксены характеризуются низкой титаноносностью. Результаты химического анализа бледно-зеленых пироксенов и кристаллооптические данные указывают на принадлежность их к авгиту с высоким содержанием диопсидового компонента (см. табл. 23, ан. 33), а зеленых пироксенов (ан. 32), образующих кайму вокруг бледно-зеленых, — к эгирин-авгиту с довольно высоким содержанием диопсидовой составляющей. Высокое содержание диопсидового минала в этих пироксенах, по-видимому, объясняется плохим качеством монофракции (трудно при отборе отделить зеленый пироксен от бледно-зеленого).

Сравнение результатов химических анализов пироксенов указывает на идентичность составов бледно-зеленого ядра из зональных пироксенов нефелинизированного пироксенита и пироксена из пироксенитов вмещающей рамы Нижне-Бурульзайской щелочной интрузии. Эти пироксены по составу близки также пироксену из пироксенита верхнепротерозойского икатского комплекса (см. табл. 23, ан. 31), распространенного в бассейне среднего течения р. Бол. Амалата, в значительном удалении от щелочных массивов. Оптические константы пироксенов из пироксенитов района Нижне-Бурульзайского массива и бесцветного авгита из верхнепротерозойских габброидов, вмещающих щелочные породы Сайжинского плутона (Конев, 1962), одинаковы. Компонентный состав и соотношения железа и магния в пироксенах из ийолитов и пироксенитов Нижнего Бурульзая резко различаются (табл. 24). Эти факты наряду с общегеологическими и петрографическими данными свидетельствуют о том, что основные породы, распространенные на Нижне-Бурульзайском щелочном массиве, имеют только пространственную связь с щелочными породами и отличаются от них составом и временем формирования. Поэтому с достаточной уверенностью можно считать их породами верхнепротерозойского икатского интрузивного комплекса.

В табл. 23 приведены для сравнения химические составы клинопироксенов из щелочных пород щелочно-гранитоидной, щелочно-основной и щелочно-ультраосновной формаций ряда районов Сибири (Сайжи, Гулхена, Ботогола, Тувы, Кузнецкого Алатау и Маймеча-Котуйского района). Здесь же показаны также значения оптических констант и величины отношения железа к магнию в анализированных пироксенах.

Сравнение результатов анализов показывает, что наши пироксены по составу идентичны пироксенам щелочно-гранитоидной формации Ботогола и Тувы.

Для всех пироксенов, охарактеризованных химическими анализами, рассчитаны кристаллохимические формулы по методу В. С. Соболева (1949).

Химический состав (вес. %) и оптические свойства

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	47,86	47,12	45,65	43,88	48,09	44,21	43,15	44,95
TiO ₂	0,44	0,61	1,38	1,26	0,40	0,90	1,48	1,75
Al ₂ O ₃	2,38	3,29	3,83	5,73	3,24	5,85	7,62	3,66
Fe ₂ O ₃	10,00	8,39	6,52	7,50	5,23	5,10	11,96	8,36
FeO	18,27	18,76	20,45	19,88	20,41	21,52	17,09	18,51
MnO	0,54	0,73	0,18	0,61	0,68	0,60	0,13	0,72
MgO	0,67	0,57	1,25	0,28	0,80	0,37	0,57	0,88
CaO	16,22	16,47	18,36	19,19	19,07	18,68	13,88	18,99
Na ₂ O	3,43	3,70	2,15	1,91	2,36	1,74	2,94	1,47
K ₂ O	0,22	0,21	—	0,32	0,13	0,48	0,95	0,53
H ₂ O ⁺	0,37	0,45	0,21	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,12	0,18	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	Нет	Не обн	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	0,18
Сумма	100,52	100,30	99,98	100,56	100,41	99,45	99,77	100,00
<i>Ng'</i>	1,756	1,766	1,758	1,767	1,765	1,762	1,763	1,757
<i>Nm'</i>	—	—	—	—	—	—	1,745	1,738
<i>Np'</i>	1,731	1,729	1,728	1,742	1,737	1,734	1,732	1,729
<i>Ng'—Np'</i>	0,025	0,037	0,030	0,025	0,028	0,028	0,031	0,028
+2 <i>V</i>	86	84	80	68	68	68	78	69
<i>cNg</i>	—	—	66	60	63	60	66	61
Уд. вес.	3,544	3,554	3,588	3,331	—	—	3,575	—
FeO : MgO	15,9	18,6	9,2	39,6	14,1	33,2	17,0	11,7

Расчет состава пироксенов на эгириновый, геденбергитовый, диопсидовый и чермакитовый миалы произведен по схеме, предложенной В. П. Костюком (Костюк, Базарова, 1966). Весь натрий с эквивалентным количеством окисного железа связан в эгирине и лишь в случае избытка оставшееся его ко-

пироксенов из щелочных пород Сибири

9	10	11	12	13	14	15	16	17
38,28	44,48	41,90	42,55	42,09	44,90	44,56	40,62	40,20
0,52	1,46	0,35	1,40	1,63	1,64	1,84	1,86	2,00
12,64	4,80	9,99	5,74	6,16	4,84	7,07	9,24	12,30
13,37	5,08	9,75	10,39	7,53	3,73	5,72	5,85	4,79
9,38	18,05	14,08	13,70	18,80	21,15	8,16	13,14	11,78
0,32	0,46	0,45	0,69	0,90	0,84	0,20	0,29	0,37
1,39	2,27	0,86	2,95	4,58	3,70	8,54	4,48	4,85
21,48	21,33	20,94	20,05	14,70	15,86	22,68	24,39	20,61
1,70	1,60	1,28	1,73	2,70	2,75	0,72	0,77	1,63
0,67	0,07	0,35	0,54	1,03	0,50	0,24	0,74	0,06
—	0,21	—	—	0,90	0,58	0,22	—	1,26
—	0,24	—	—	—	—	0,10	—	—
—	0,04	—	—	0,26	0,03	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,06	—	—
—	0,30	—	—	—	—	0,04	—	0,15
—	—	—	—	—	—	—	0,24	0,34
—	—	—	—	—	—	—	—	0,06
—	—	—	—	—	—	—	0,56	—
99,75	100,15	99,95	99,74	101,28	100,52	100,05	99,18	100,40
1,754	1,755	1,757	1,758	—	—	1,734	—	—
1,737	—	1,741	1,741	—	—	—	—	—
1,725	1,727	1,727	1,729	—	—	1,716	—	—
0,029	0,028	0,030	0,029	—	—	0,018	—	—
67	76	66	68	—	—	60	—	—
58	60	58	57	—	—	46	—	—
3,559	—	3,497	3,498	—	—	—	—	—
3,7	4,5	9,3	2,6	2,3	3,2	0,5	1,7	1,4

личество связывается с эквивалентным количеством алюминия в жадеитовый миал, а магний и закисное железо с соответствующим количеством кальция — в диопсиде и геденбергите. Для расчета принят состав молекулы Чермака (Fe²⁺,Ca)(Fe³⁺Al^{VI}) [(Al^{IV},Si)₂O₆] по Н. Л. Добрецову и Л. Г. Пономаревой (1964).

Окисел	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	48,21	49,29	42,06	51,80	55,20	49,00	51,85
TiO ₂	1,31	1,48	1,87	0,58	0,43	1,80	0,18
Al ₂ O ₃	2,94	2,38	9,63	0,83	0,60	2,96	2,22
Fe ₂ O ₃	4,69	5,60	5,08	5,54	3,89	4,00	3,60
FeO	13,86	12,17	9,22	3,45	0,54	4,08	2,12
MnO	0,38	0,44	0,16	0,28	0,23	0,11	0,18
MgO	6,40	6,60	7,67	12,21	15,37	13,34	15,45
CaO	20,89	19,64	22,15	21,32	22,95	23,52	23,83
Na ₂ O	1,10	2,64	1,12	1,68	0,65	1,03	0,72
K ₂ O	0,22	0,10	0,09	0,27	0,09	0,31	сл.
H ₂ O ⁺	—	0,06	0,60	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,41	0,32	0,30	0,20	0,33	—
F	—	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	0,13	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,04	0,03	0,01	0,08
CO ₂	—	—	0,44	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	1,68	0,39	0,33	0,37
С у м м а	100,00	100,40	100,22	99,68	100,37	100,49	100,60
Ng'	1,737	1,737	1,737	—	—	1,722	1,710
Nm'	—	—	—	—	—	1,702	1,692
Np'	1,714	1,714	1,710	—	—	1,698	1,686
Ng'—Np'	0,023	0,023	0,023	—	—	0,024	0,024
+2V	85	84	63	—	—	60	62
cNg	63,5	63,5	53	—	—	48	42
Уд. вес.	—	—	3,419	—	—	—	3,35
FeO : MgO	1,2	1,0	0,7	0,2	0,02	0,2	0,08

Примечание. Клинопироксены: 1 — из щелочных сиенитов Ю.-В. Тухыртгой (Кононова, 1965); 3 — Ю.-В. Тува, Байнкол (Кононова, 1962); 4—6 — Витимское плоскогорье; 8 — из полевошпатового пйолита Верхнего Бурульзая, горы; 10 — Ю.-В. Тува, Чик (Кононова, 1962); из мельтейгитов: 11 — Нижний Бу.-С.-В. Тувы (Коваленко, Пополитов, 1970); 15 — из уртыта Кыя-Шалтыря, Кузнец-плоскогорье (Конев, 1962); 17 — Гулхен, Витимское плоскогорье (Конев, 1962); (Кононова, 1961); 21, 22 — из ийолита Гулинской интрузии (В. П. Костюк); 23 — хайлова, 1966); 24, 25 — из якупрангита Гулинской интрузии (Прохорова, Ев-хорова, Евзикова, Михайлова, 1966); из пироксенов: 28, 29 — Гулинская инт-Витимское плоскогорье, 31 — Большой Амагат, Витимское плоскогорье. Браны из нефелинизированного пироксенита; 33 — бледно-зеленое ядро пироксе-странного в районе Нижне-Бурульзайского массива, 31 — из пироксенита верх-Аналитики: 1 — А. И. Попова; 2 — Т. М. Митюшина; 3, 15 — Е. И. Ломейко; ва; 13, 14 — Р. Моисеева; 16, 17 — Т. А. Лахно; 18, 19 — В. М. Некрасова; 20 — терова; 25, 27, 28 — С. В. Таманова; 26 — Т. М. Саблина.

25	26	27	28	29	30	31	32	33
50,31	49,75	50,21	50,15	51,73	47,80	42,78	40,41	41,68
1,22	2,60	1,82	1,14	1,85	0,55	1,74	1,16	2,02
2,10	2,19	1,23	3,68	2,50	7,98	11,81	11,16	10,83
3,41	4,38	4,98	3,48	3,75	2,35	1,75	7,97	3,69
2,59	2,89	2,18	2,16	2,13	4,70	5,09	3,44	7,84
0,15	0,15	—	0,06	—	0,21	0,01	0,37	0,20
15,30	14,04	15,63	14,35	15,17	12,86	11,88	6,22	8,10
23,30	22,15	23,13	23,60	23,00	22,19	22,33	21,90	23,47
0,72	1,27	0,63	0,66	0,07	0,38	0,36	0,52	0,99
—	0,34	сл.	0,25	0,10	0,07	0,08	0,33	0,69
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	0,19	0,10	0,07	—	0,40	0,20	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,20	—	—
0,02	0,03	0,03	0,25	—	0,08	0,04	—	—
0,81	—	—	—	—	—	—	—	—
0,22	0,48	0,77	0,52	—	0,34	1,88	0,40	0,85
100,15	100,27	100,61	100,30	100,30	99,51	99,95	99,88	100,36
1,714	1,710	1,706	1,718	1,715	1,717	1,719	1,725	1,734
1,698	1,700	1,682	1,702	1,702	1,708	1,708	1,712	1,721
1,690	1,686	1,678	1,689	1,695	1,688	1,686	1,697	1,708
0,024	0,024	0,028	0,029	0,020	0,029	0,033	0,028	0,026
62	62	59	55	53	58	59	63	78
41	42	37	48	46	42	42	46	56
3,37	—	3,30	—	3,35	—	—	—	—
0,09	0,11	0,07	0,08	0,08	0,20	0,24	0,19	0,85

вы, Чахыртой (Кононова, 1965); из нефелиновых снелитов: 2 — Ю.-В. Тува, Чо-Восточный Саян, Ботогол (Костюк, Базарова, 1966); 7 — Верхний Бурульзай, Витимское плоскогорье; из ийолита: 9 — Нижний Бурульзай, Витимское плоскогорье; 12 — Мухал, Витимское плоскогорье; 13, 14 — из нефелиновых снелитов кий Алатау (Андреева, 1968); из ийолитов: 16 — Сайжынский плутон, Витимское 18, 19 — Ю.-В. Тува, Харлинский мас. (Яшина, 1962); 20 — Ю.-В. Тува, Дахунур из мельтейгитов, Маймеч-Котуйский район, Быхит (Проخورова, Евзикова, Михайлова, 1966); 26, 27 — из перидотитов Гулинской интрузии (Прорудия (Проخورова, Евзикова, Михайлова, 1966); 30, 32, 33 — Нижний Бурульзай, 32 — зеленая кайма того же пироксена; проба 30 — из пироксена, распро-непротерозойского икатского комплекса.

Анализы 21, 22 любезно предоставлены В. П. Костюком. Пробы 32 и 33 от-4—6 — А. И. Покровская; 7—9, 11, 12, 30—33 — Н. Н. Гурулева; 10 — К. П. Соко-К. П. Сокова; 21, 22 — Э. С. Гулецакая; 23 — А. З. Шпиндлер; 24, 29 — А. П. Лю-

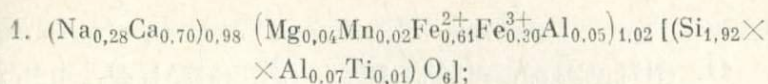
Компонентный состав и общая железистость пироксенов

№ п/п	F _{общ.} мол. %	Мол. %			Порода, из которой отобран минерал	Источник
		Эг	Ди	Гед		
1	96	28	8	64	Щелочный сиенит	В. А. Кононова (1965)
2	96	28	9	63	Нефелиновый сиенит	»
3	92	15	15	70	»	В. А. Кононова (1962)
4	98	16	6	78	»	В. П. Костюк, Т. Ю. Базарова (1966)
5	95	16,3	9,2	74,5	»	То же
6	98	15,5	13	71,5	»	»
7	96	27	19	54	»	Наши данные
8	94	15	8	77	Полевошпатовый ийолит	»
9	90	16	24	60	Ийолит	»
10	85	7	20	73	Мельтейгит	В. А. Кононова (1962)
11	94	12	22	66	»	Наши данные
12	82	16	22	62	»	»
13	76	23	32	45	Нефелиновый сиенит	В. И. Коваленко, В. И. Пополитов (1970)
14	79	18	29	53	»	То же
15	47	4	55	41	Уртит	Е. Д. Андреева (1968)
16	70	10	40	50	Ийолит	А. А. Конев (1962 ₁)
17	65	10	50	40	»	»
18	61	11	40	49	»	Р. М. Яшина (1962)
19	59	16	44	40	»	»
20	50	14	56	30	»	В. А. Кононова (1961)
21	27	14	74	12	»	В. П. Костюк
22	13	5	88	7	»	»
23	24	9	76	15	Мельтейгит	Прохорова, Евзикова, Михайлова (1966)
24	16	5	86	9	Якуширангит	То же
25	17	6	89	5	»	»
26	22	10	79	11	Перидотит	»
27	19	2	91	7	»	»
28	17	4	89	7	Пироксенит	»
29	17	4	83	13	»	»
30	23	3	79	18	»	Наши данные
31	24	3	79	18	»	»
32	30	6	76	18	»	»
33	60	5	46	49	»	»

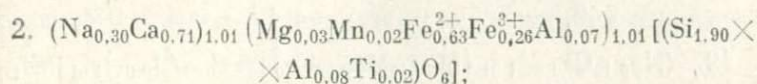
Примечание. Номера соответствуют номерам табл. 23.

Порядковые номера формул соответствуют номерам химических анализов, приведенных в табл. 23.

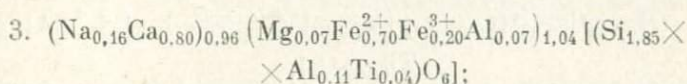
Кристаллохимические формулы и компонентный состав пироксенов (мол. %):



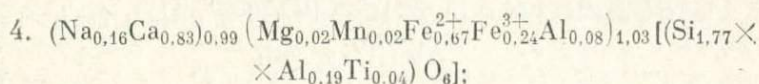
геденбергита 61, диоксида 4, эгирина 28, молекул Чермака 7.



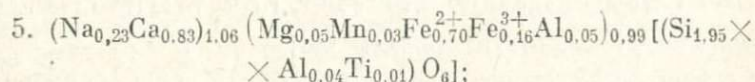
геденбергита 64, диоксида 3, эгирина 26, жадеита 4, молекул Чермака 3.



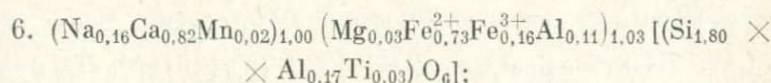
геденбергита 67, диоксида 7, эгирина 15, молекул Чермака 11.



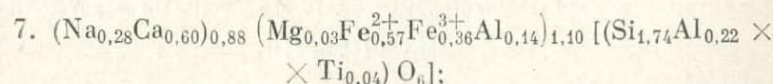
геденбергита 67, диоксида 2, эгирина 15,5, молекул Чермака 15,



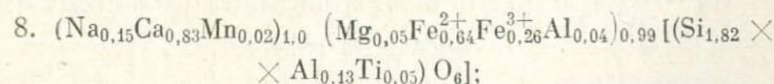
геденбергита 74, диоксида 5, эгирина 16, молекул Чермака 5.



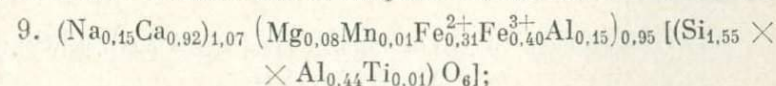
геденбергита 71, диоксида 3, эгирина 15,5, молекул Чермака 10,5.



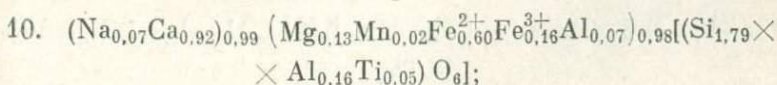
геденбергита 47, диоксида 3, эгирина 28, молекул Чермака 22.



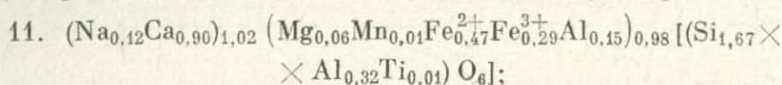
геденбергита 67, диоксида 5, эгирина 16, молекул Чермака 12.



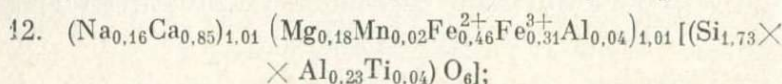
геденбергита 34, диоксида 8, эгирина 16, молекул Чермака 42.



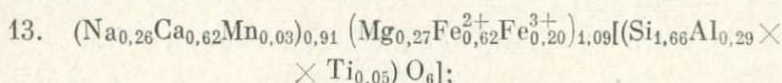
геденбергита 64, диопсида 13, эгирина 7, молекул Чермака 16.



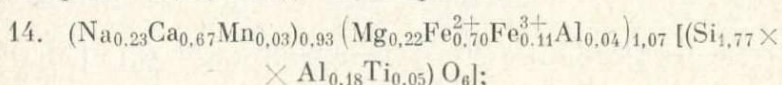
геденбергита 49, диопсида 6, эгирина 12, молекул Чермака 33.



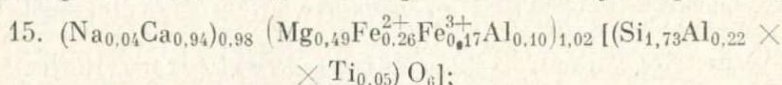
геденбергита 47, диопсида 18, эгирина 16, молекул Чермака 19.



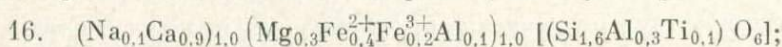
геденбергита 45, диопсида 28, эгирина 27.



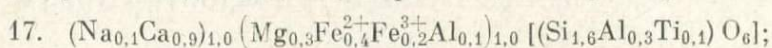
геденбергита 47, диопсида 23, эгирина 24, молекул Чермака 6.



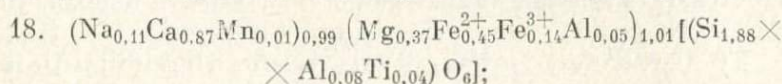
геденбергита 25, диопсида 49, эгирина 4, молекул Чермака 22.



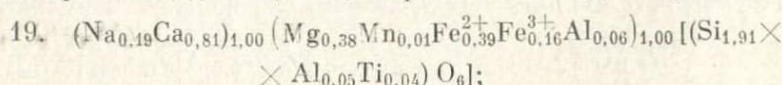
геденбергита 40, диопсида 30, эгирина 10, молекул Чермака 20.



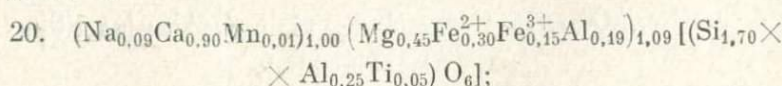
геденбергита 40, диопсида 30, эгирина 10, молекул Чермака 20.



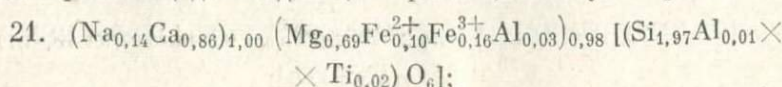
геденбергита 44, диопсида 37, эгирина 11, молекул Чермака 8.



геденбергита 39, диопсида 39, эгирина 16, молекул Чермака 5, жадента 1.



геденбергита 30, диопсида 43, эгирина 9, молекул Чермака 18.



геденбергита 12, диопсида 74, эгирина 14.

22. $(\text{Na}_{0,05}\text{Ca}_{0,91})_{0,96} (\text{Mg}_{0,83}\text{Fe}_{0,02}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{0,03}\text{Ti}_{0,01})_{0,99} [\text{Si}_2\text{O}_6]$;
геденбергита 7, диопсида 88, эгирина 5.

23. $(\text{Na}_{0,09}\text{Ca}_{0,94})_{1,03} (\text{Mg}_{0,74}\text{Fe}_{0,13}^{2+}\text{Fe}_{0,11}^{3+}\text{Al}_{0,02})_{1,00} [(\text{Si}_{1,84}\text{Al}_{0,11} \times \text{Ti}_{0,05})\text{O}_6]$;

геденбергита 13, диопсида 74, эгирина 9, молекул Чермака 4.

24. $(\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,94})_{0,98} (\text{Mg}_{0,85}\text{Fe}_{0,08}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{0,02})_{1,05} [(\text{Si}_{1,91}\text{Al}_{0,08} \times \text{Ti}_{0,01})\text{O}_6]$;

геденбергита 4, диопсида 84, эгирина 4, молекул Чермака 8.

25. $(\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,90})_{0,96} (\text{Mg}_{0,85}\text{Fe}_{0,08}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{0,02})_{1,05} [\text{Si}_{1,89}\text{Al}_{0,08} \times \text{Ti}_{0,03})\text{O}_6]$;

геденбергита 3, диопсида 85, эгирина 6, молекул Чермака 6.

26. $(\text{Na}_{0,10}\text{Ca}_{0,89})_{0,99} (\text{Mg}_{0,78}\text{Fe}_{0,09}^{2+}\text{Fe}_{0,12}^{3+}\text{Al}_{0,03})_{1,02} [(\text{Si}_{1,86}\text{Al}_{0,07} \times \text{Ti}_{0,07})\text{O}_6]$;

геденбергита 7, диопсида 78, эгирина 10, молекул Чермака 5.

27. $(\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,90})_{0,92} (\text{Mg}_{0,83}\text{Fe}_{0,06}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{0,05})_{1,04} [(\text{Si}_{1,89}\text{Al}_{0,06} \times \text{Ti}_{0,05})\text{O}_6]$;

геденбергита 6, диопсида 86, эгирина 4, молекул Чермака 4.

28. $(\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,93})_{0,97} (\text{MgO}_{0,86}\text{Fe}_{0,06}^{2+}\text{Fe}_{0,11}^{3+})_{1,03} [(\text{Si}_{1,87}\text{Al}_{0,05}\text{Ti}_{0,05} \times \text{Fe}_{0,03})\text{O}_6]$;

геденбергита 4, диопсида 87, эгирина 4, молекул Чермака 5.

29. $(\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,96})_{1,00} (\text{Mg}_{0,78}\text{Fe}_{0,07}^{2+}\text{Fe}_{0,10}^{3+}\text{Al}_{0,05})_{1,00} [(\text{Si}_{1,86}\text{Al}_{0,11} \times \text{Ti}_{0,03})\text{O}_6]$;

геденбергита 7, диопсида 78, эгирина 4, молекул Чермака 11.

30. $\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,89}\text{Mn}_{0,01})_{0,93} (\text{Mg}_{0,70}\text{Fe}_{0,15}^{2+}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Al}_{0,16})_{1,07} [(\text{Si}_{1,79} \times \text{Al}_{0,19}\text{Ti}_{0,02})\text{O}_6]$;

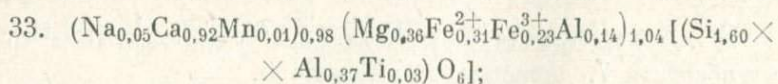
геденбергита 8, диопсида 70, эгирина 3, молекул Чермака 19.

31. $(\text{Na}_{0,03}\text{Ca}_{0,91})_{0,94} (\text{Mg}_{0,67}\text{Fe}_{0,16}^{2+}\text{Fe}_{0,05}^{3+}\text{Al}_{0,35})_{1,23} [(\text{Si}_{1,63}\text{Al}_{0,17} \times \text{Ti}_{0,20})\text{O}_6]$;

геденбергита 17, диопсида 70, эгирина 3, молекул Чермака 10.

32. $(\text{Na}_{0,06}\text{Ca}_{0,88})_{0,94} (\text{Mg}_{0,69}\text{Fe}_{0,14}^{2+}\text{Fe}_{0,16}^{3+}\text{Al}_{0,09})_{1,08} [(\text{Si}_{1,74}\text{Al}_{0,24} \times \text{Ti}_{0,02})\text{O}_6]$;

геденбергита 14, диопсида 69, эгирина 6, молекул Чермака 11.



геденбергита 32, диопсида 36, эгирина 5, молекул Чермака 27.

Упрощение четырехкомпонентного состава эгирина-авгитов до трехкомпонентного проведено по схеме, предложенной В. П. Костюком (Костюк, Базарова, 1966), т. е. с отнесением алюминия шестерной координации в диопсид, а избыточного окисного железа после образования эгирина — в геденбергит. В некоторых пробах (см. табл. 23, ан. 1, 2, 7, 8, 13—15, 24—28, 30, 32, 33) избыточные трехвалентное железо и алюминий шестерной координации, оставшиеся после связывания их в геденбергите и диопсиде, мы перевели в диопсид по таким схемам замещения: $\text{Ca} + 2\text{Mg} \rightleftharpoons 2\text{Fe}^{3+}$ и $2\text{Al} \rightleftharpoons \text{Ca} + 2\text{Mg}$ (Добрецов, Пономарева, 1964). Подобные сложные замещения допускались этими исследователями при образовании пироксенов в среде с высоким потенциалом кальция. Щелочные породы изученных нами массивов, как видно из химических анализов, довольно сильно насыщены кальцием. Одновременно с компонентным составом мы рассчитали общую железистость пироксенов по формуле

$$\frac{1}{2} \frac{(2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 4\text{FeO} + \text{MnO}) \cdot 100}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}}$$

Результаты расчетов сведены в табл. 24.

Исследуемые пироксены щелочных пород по компонентному составу резко отличаются от пироксенов щелочно-основной и щелочно-ультраосновной формаций. Это различие наглядно иллюстрируется рис. 24. Точки наших пироксенов из щелочных пород ложатся на диаграмме составов в поле пироксенов щелочно-гранитоидной формации, пироксены из пироксенитов вмещающей рамы Нижне-Бурульзайского массива — в поле пироксенов щелочно-ультраосновной формации, а точки зонального пироксена из нефелинизированного пироксенита (см. рис. 24, точки 32, 33) — в нижней части поля пироксенов из пород щелочно-ультраосновной формации и в поле пироксенов из пород щелочно-основной формации.

Значения коэффициентов общей железистости наших пироксенов из исследуемых щелочных пород, равные 82—96 мол. %, также подчеркивают принадлежность их к пироксенам щелочно-гранитоидной формации; коэффициент железистости в последних колеблется от 81 до 98 мол. %, тогда как в пироксенах щелочно-основной формации — от 50 до 79 мол. %, а в пироксенах щелочно-ультраосновной — от 16 до 24 мол. %.

Имеющиеся у нас анализы клинопироксенов позволяют заметить только некоторые закономерности в изменении их состава

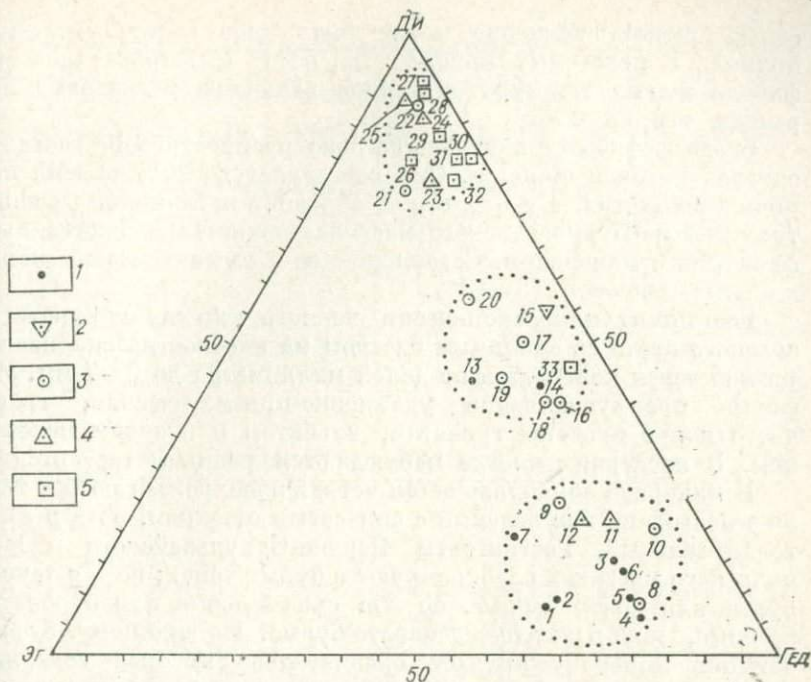


Рис. 24. Состав пироксенов в системе диопсид (Ди) — геденбергит (Гед) — эгирин (Эг).

Пироксены: 1 — из нефелиновых и щелочных сиенитов; 2 — из уррита; 3 — из ийолита; 4 — из мельтейгита; 5 — из пироксенитов и перидотитов.

вов в связи с эволюцией щелочного расплава. При сравнении химических составов пироксенов из мельтейгитов, ийолитов и нефелиновых сиенитов видно, что в последних увеличивается содержание щелочей (эгиринового минала до 27 мол. %), железа и уменьшается — магния и марганца; одновременно значения коэффициента общей железистости и отношения железа к магнию также увеличиваются в сторону пироксенов нефелиновых сиенитов. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочного расплава отчетливо иллюстрируется диаграммой содержания щелочей, железа, магния, марганца (рис. 25).

АМФИБОЛ

Амфиболы в щелочных породах представлены феррогастингситом, обыкновенной роговой обманкой, арфведсонитом, рибекитом.

Чаще амфиболы не образуют самостоятельных выделений, а обрастают в виде каймы или замещают по трещинкам пирок-

сены, причем замещение может быть либо частичным, либо полным. В некоторых крупных (до 5×16 мм) кристаллах амфибола можно заметить различной величины реликтовые ядрышки эгирина-авгита.

Среди амфиболов наиболее широко распространена гастингситовая роговая обманка. Она составляет до 20% объема породы в ийолитах, а в некоторых образцах нефелиновых сиенитов Верхне-Бурульзайского массива является единственным фемическим минералом. Содержание ее в гастингситовых нефелиновых сиенитах 5—10%.

Гастингсит макроскопически черного или темно-буровато-зеленого цвета со смоляным блеском на плоскостях спайности; размер зерен колеблется от долей миллиметра до 5—7 мм. Их форма преимущественно удлиненно-призматическая, грани часто корродированы гранатом, альбитом и поздним нефелином. В последних иногда наблюдаются реликты гастингсита.

В минерале обнаруживается четкий плеохроизм: по *Ng* темно-зеленый, по *Nm* зеленый с синеватым оттенком, по *Np* желтовато-зеленый. Гастингситы Верхне-Бурульзайского и Мухальского массивов плеохроируют в бурых тонах: по *Ng* темно-бурые или почти черные, по *Nm* сине-зеленые или буровато-зеленые, по *Np* желто-зеленовато-бурые. По-видимому, бурый оттенок минералу придает сравнительно высокое содержание окиси титана. Дисперсия оптических осей сильная, схема адсорбции $Ng > Nm > Np$.

Для химической характеристики гастингситовой роговой обманки были отобраны ее кристаллы из якупирангита, мельтейгита и ийолита Нижнего Бурульзая, ийолита и уррита Мухала и полевошпатового ийолита Верхнего Бурульзая.

Результаты анализа приводятся в табл. 25, где для сравнения помещены также анализы гастингсита из нефелинового сиенита Сайжи (Конев, 1962).

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Na}_{0,72}\text{K}_{0,27})_{0,99}\text{Ca}_{2,13}(\text{Fe}_{2,80}^{2+}\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}_{0,84}^{3+}\text{Al}_{0,94}\text{Ti}_{0,09})_{5,33} \times$
 $\times (\text{OH}_{0,34}\text{O}_{1,66})_{2,00}[\text{Si}_{5,79}\text{Al}_{2,21}\text{O}_{22}]$;
2. $(\text{Na}_{0,67}\text{K}_{0,31})_{0,98}\text{Ca}_{2,41}(\text{Fe}_{2,71}^{2+}\text{Mg}_{0,15}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{1,21}^{3+}\text{Al}_{0,78}\text{Ti}_{0,09})_{5,01} \times$
 $\times (\text{OH}_{0,12}\text{O}_{1,88})_{2,00}[\text{Si}_{5,89}\text{Al}_{2,11}\text{O}_{22}]$;
3. $(\text{Na}_{0,66}\text{K}_{0,29})_{0,95}\text{Ca}_{2,11}(\text{Fe}_{2,37}^{2+}\text{Mg}_{0,74}\text{Mn}_{0,09}\text{Fe}_{1,42}^{3+}\text{Al}_{0,41}\text{Ti}_{0,08})_{5,11} \times$
 $\times (\text{OH}_{0,97}\text{O}_{1,03})_{2,00}[\text{Si}_{5,65}\text{Al}_{2,35}\text{O}_{22}]$;
4. $(\text{Na}_{0,70}\text{K}_{0,50})_{1,20}\text{Ca}_{1,85}(\text{Fe}_{2,37}^{2+}\text{Mg}_{1,18}\text{Mn}_{0,07}\text{Fe}_{0,88}^{3+}\text{Al}_{0,48}\text{Ti}_{0,18})_{5,14} \times$
 $\times (\text{OH}_{0,86}\text{O}_{1,14})_{2,00}[\text{Si}_{6,11}\text{Al}_{1,89}\text{O}_{22}]$;

5. $(\text{Na}_{0,59}\text{K}_{0,45})_{1,04}\text{Ca}_{2,29}(\text{Fe}_{2,69}^{2+}\text{Mg}_{0,66}\text{Mn}_{0,12}\text{Fe}_{1,06}^{3+}\text{Al}_{0,32}\text{Ti}_{0,24})_{5,09} \times$
 $\times (\text{OH}_{0,50}\text{O}_{1,50})_{2,00} [\text{Si}_{5,84}\text{Al}_{2,16}\text{O}_{22}]$;
6. $(\text{Na}_{0,58}\text{K}_{0,35})_{0,93}\text{Ca}_{2,61}(\text{Fe}_{2,81}^{2+}\text{Mg}_{0,24}\text{Mn}_{0,09}\text{Fe}_{1,00}^{3+}\text{Al}_{0,14}\text{Ti}_{0,30})_{4,58} \times$
 $\times (\text{OH}_{0,34}\text{O}_{1,66})_{2,00} [\text{Si}_{6,61}\text{Al}_{1,39}\text{O}_{22}]$;
7. $(\text{Na}_{1,8}\text{K}_{0,6})_{2,4}\text{Ca}_{1,5}(\text{Fe}_{2,9}^{2+}\text{Mg}_{0,2}\text{Mn}_{0,1}\text{Fe}_{1,3}^{3+}\text{Al}_{0,1})_{5,1}(\text{OH}_{0,1}\text{O}_{1,9})_{0,2} \times$
 $\times [\text{Si}_{6,3}\text{Al}_{1,6}\text{Ti}_{0,1}\text{O}_{22}]$.

Из приведенных анализов и кристаллохимических формул видно: а) нижнебурульзайские амфиболы содержат в небольшом количестве титан и больше алюминия; б) по содержанию ще-

Таблица 25

Химический состав и оптические константы амфиболов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,80	36,05	34,92	38,62	35,70	40,56	37,42
TiO ₂	0,70	0,67	0,64	1,50	1,92	2,52	1,13
Al ₂ O ₃	16,49	15,03	14,55	12,94	12,84	7,98	11,26
Fe ₂ O ₃	6,82	9,94	11,56	7,15	8,57	8,10	10,61
FeO	20,69	19,80	17,50	17,87	19,66	20,59	20,90
MnO	—	0,49	0,65	0,47	0,84	0,67	0,65
MgO	2,77	0,60	3,07	5,00	2,71	1,02	0,68
CaO	12,21	13,79	12,14	10,87	13,04	14,91	8,32
Na ₂ O	2,30	2,11	2,12	2,32	1,84	1,82	5,56
K ₂ O	1,35	1,47	1,40	2,52	2,17	1,69	2,65
H ₂ O	0,32	0,10	0,89	0,82	0,45	0,31	0,05
Сумма . . .	99,45	100,05	99,44	100,08	99,74	100,17	99,23
<i>Ng</i>	1,716	1,720	1,715	1,709	1,715	1,721	1,716
<i>Nm</i>	1,712	1,716	1,712	1,704	1,712	1,717	—
<i>Np</i>	1,708	1,708	1,694	1,689	1,696	1,697	1,710
<i>Ng—Np</i>	0,008	0,012	0,021	0,020	0,019	0,024	0,006
(—)2 <i>V</i>	62	60	68	54	70	54	58
<i>cNg</i>	26	14	23	25	10	15	32
<i>F</i> общ, мол. %	83,0	96,0	81,0	71,0	83,0	94,0	96,0
Уд. вес	—	3,462	—	3,455	3,474	3,570	—

Примечание. Гастингситы: 1 — из якупирангита, 2 — из мельтейгита и 3 — из ийолита Нижнего Бурульзая; 4 — из ийолита и 5 — уррита Мухала; 6 — из полевошпатового ийолита Верхнего Бурульзая; 7 — из нефелинового сиенита Сайжи (Конев, 1962.).

Оптические константы гастингсита

Оси индикатрисы	245/3		195/3		99/2		723/0	735/0
	[001]	± сп	[001]	± сп	[001]	± сп	± сп	± сп
<i>N_g</i>	90	68	90	63	90	68	72	68
<i>N_m</i>	15	83	27	73	10	83	81	73
<i>N_p</i>	75	24	63	44	80	22	22	38

лочей они уступают гастингситам Сайжи; в) по составу близки к феррогастингситам нефелинового сиенита Альмунги из Швеции (Дир, Хаун, Зусман, 1965—1966); г) коэффициент общей железистости позволяет отнести гастингситы к феррогастингситу (Андреева, 1965); д) по классификации Е. С. Доброхотовой (1968) они относятся к кальциевым амфиболам феррогастингситового ряда; е) по своим оптическим свойствам наши гастингситы идентичны гастингситам Сайжинского плутона.

Ориентировка оптической индикатрисы исследуемых гастингситов приведена в табл. 26.

Обыкновенная роговая обманка встречается в небольших количествах (от 0—5% в ийолитах до 5—20% в якупирангитах Нижнего Бурульзая и Инолокты). Обыкновенная роговая обманка не образует идиоморфных кристаллов, обычно ее ксеноморфные выделения развиваются по трещинкам и граням зерен клинопироксенов. Взаимоотношения ее с феррогастингситом довольно сложные: в некоторых шлифах заметно более позднее ее развитие по гастингситу, в других — более позднее развитие гастингсита, а иногда — их взаимопрорастание. Обыкновенная роговая обманка легко диагностируется по оптическим свойствам. Показатели преломления: $N_g=1,700-1,709$; $N_m=1,695-1,698$; $N_p=1,680-1,689$. Окраска минерала меняется от зеленой и темно-зеленой по N_g до светло-желтой и зеленовато-желтой по N_p . Ориентировка оптической индикатрисы подтверждает принадлежность минерала к обыкновенной роговой обманке (табл. 27).

Сравнительно поздние минералы, развивающиеся по трещинкам и краям зерен обыкновенной роговой обманки, представлены гранатом, поздним нефелином, альбитом.

К амфиболам, наиболее поздним по времени образования и наименее распространенным, относятся рибекит и, вероятно, арфведсонит. Обычно мелкие ксеноморфные их выделения образуют тонкую прерывистую кайму вокруг зерен эгирин-авгита и только в виде исключения встречаются единичные зерна размером до $1,2 \times 1,8$ мм. Плеохроируют эти минералы от ярко-зеленого с синеватым и голубоватым оттенком по N_p до зеленого, зеленовато-желтого по N_g . У арфведсонитов $2V$ колеб-

Оптические константы обыкновенной роговой обманки (а) и щелочных амфиболов (б)

а

Оси индикатрисы	197/0		298/15		195/0		241/0		239/19		245/3	
	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (010)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)
<i>Ng</i>	14	90	12	77	16	75	16	75	15	69	15	71
<i>Nm</i>	90	0	90	61	90	64	90	63	90	62	90	62
<i>Np</i>	76	90	78	34	74	32	74	33	75	34	75	34
$-2V$	62		79		86		78		80		72	
<i>cNg</i>	16		16		16		16		16		15	

б

	725/2		728/0		52/3		44/0		71/0	
	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)	[001]	$\frac{1}{2}$ сп (110)
<i>Ng</i>	76	40	80	29	80	31	90	29	90	28
<i>Nm</i>	90	56	90	66	90	62	90	61	90	62
<i>Np</i>	14	77	10	79	10	81	0	86	0	86
$-2V$	75		82		80		81		87	
<i>cNp</i>	14		14		12		4		1	

лется от -72° до -80° , $cNp=10-22^\circ$, у рибекита $(-)2V=78-87$, $cNp=1-5^\circ$.

Ориентировка оптических индикатрис этих минералов (см. табл. 27) указывает на принадлежность их к арфведсонитам и рибекитам (В. С. Соболев, 1954).

Края зерен арфведсонитов и рибекитов сильно корродированы альбитом и поздним кальцитом, иногда сфеном и биотитом. В некоторых шлифах наблюдаются мелкие «обрывки» щелочных амфиболов в мелкозернистом агрегате альбита.

ГРАНАТ

На Нижне-Бурульзайском, Инодоктинском и Мухальском массивах содержание граната колеблется от единичных зерен до 40%; в щелочных породах Верхне-Бурульзайского массива гранат присутствует в небольших количествах.

Основная масса граната встречается в виде мелкозернистых агрегатов, прорастающих зерна пироксена, амфиболов, реже нефелина, иногда образует тонкие прожилковые выделения, заполняющие как трещинки, так и пространство между зер-

нами ранних минералов, и присутствует в составе реакционной каймы вокруг зерен пироксена. Порой замещение довольно интенсивное, в зерне видны реликты замещенного минерала. Весьма редко встречаются зерна граната хорошей кристаллографической огранки, ассоциирующиеся с ранними минералами.

Гранаты Мухальского массива темно-коричнево-бурого цвета, в шлифах имеют оттенок цвета бордо, образуют иногда сравнительно крупные (до $1,5 \times 3$ мм) зерна.

Гранаты Нижне-, Верхне-Бурульзайских и Инолоктинского массивов светло-желтовато-бурые, образуют преимущественно мелкозернистые агрегаты, в тонких сколах и шлифах дают светло-желтую окраску.

Мы располагаем результатами 7 химических анализов гранатов (табл. 28). Для сравнения в табл. 28 приведены анализы гранатов Ботогола, Тувы и Гулхена.

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Ca}_{2,57}\text{Mg}_{0,06}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,32}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{0,63}^{3+}\text{Al}_{1,37})_{2,00} \times$
 $\times [(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01})_{3,00}\text{O}_{12}]$;
2. $(\text{Ca}_{2,81}\text{Mg}_{0,08}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{0,07}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{0,95}^{3+}\text{Al}_{0,96})_{1,91} \times$
 $\times [(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12}]$;
3. $(\text{Ca}_{2,64}\text{Mg}_{0,01}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,33}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{0,84}^{3+}\text{Al}_{1,14})_{1,98} \times$
 $\times [(\text{Si}_{2,96}\text{Ti}_{0,04})_{3,00}\text{O}_{12}]$;
4. $(\text{Ca}_{2,38}\text{Mg}_{0,13}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,46}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{0,72}^{3+}\text{Al}_{1,29})_{2,01} \times$
 $\times [(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,02})_{3,00}\text{O}_{12}]$;
5. $(\text{Ca}_{2,73}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{0,22}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{0,86}^{3+}\text{Al}_{1,13})_{1,99} \times$
 $\times [(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12}]$;
6. $(\text{Ca}_{2,51}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{0,46}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{0,41}^{3+}\text{Al}_{1,54}\text{Ti}_{0,05})_{2,00} [\text{Si}_3\text{O}_{12}]$;
7. $(\text{Ca}_{2,88}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{0,06}^{2+})_{3,00} (\text{Fe}_{1,27}^{3+}\text{Al}_{0,70}\text{Ti}_{0,01})_{1,98} \times$
 $\times [(\text{Si}_{2,88}\text{Ti}_{0,12})_{3,00}\text{O}_{12}]$.

При расчете кристаллохимических формул гранатов нами в некоторых пробах вычтены соответствующие количества окислов, входящих в состав апатита, гастингсита, эгирина-авгита, нефелина. Последние иногда присутствуют в гранате в виде мельчайших включений и хорошо различимы при просмотре шлифов.

Химический и компонентный состав (табл. 28, 29) наших гранатов указывает на принадлежность их к андрадит-гроссуляру с высоким содержанием кальция (по классификации Н. В. Соболева).

Химический состав гранатов

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	37,24	36,06	36,56	36,34	36,29	37,70	34,70	39,04	37,44	35,55
TiO ₂	0,30	0,75	0,59	0,45	0,42	0,60	2,15	1,32	1,16	3,57
Al ₂ O ₃	14,79	11,71	13,95	14,09	13,67	16,39	7,10	16,27	12,64	3,26
Fe ₂ O ₃	11,80	10,62	11,72	12,26	15,15	9,85	19,38	6,43	13,15	14,86
FeO	3,16	8,62	5,34	6,34	1,33	3,05	2,34	4,46	3,10	7,21
MnO	0,68	0,51	0,38	0,41	0,67	0,49	0,92	0,09	0,45	0,35
MgO	0,50	1,30	1,63	1,40	—	—	Не обн.	1,10	0,28	1,03
CaO	30,39	28,61	28,72	26,80	31,03	31,97	32,93	30,91	31,00	27,04
Na ₂ O	—	1,07	0,63	0,77	0,13	—	—	0,41	0,22	0,33
K ₂ O	—	—	—	0,85	—	—	—	0,08	0,16	0,02
H ₂ O-	—	0,10	0,17	—	0,29	—	—	—	—	—
H ₂ O+	—	—	—	—	0,50	0,43	—	0,02	—	—
P ₂ O ₅	0,38	—	0,10	0,11	—	—	—	0,41	—	—
CO ₂	—	—	—	—	0,54	—	0,65	0,20	—	—
Сумма	99,24	99,25	99,62	99,52	99,73	100,48	100,17	100,74	99,60	99,62
N	1,798	1,804	—	1,800	—	—	1,8515	1,770	1,800	1,915
Уд. вес.	3,749	3,800	—	3,624	—	—	3,896	—	3,690	—

Примечание. Гранаты из: 1—4, 6 — ийолитов Нижнего Бурульзая; 5 — мельтейгитов Нижнего Бурульзая; 7 — мельтейгита Мухала; 8 — ийолита Гулхена (Конов, 1962); 9 — нефелинового сиенита Ботогола (Костюк, Базарова, 1966); 10 — шорломитового ийолита Чикского массива (Коновова, 1961). Анализы 2, 3, 4 выполнены в хим. лаборатории БГУ под руководством Л. В. Пизденко, заимствованы у В. П. Панова.

Компонентный состав гранатов

Минерал	1	2	3	4	5	6	7
Гроссуляр . . .	54,5	32,4	45,5	43,5	48,0	60,4	31,3
Анрадит . . .	31,5	49,9	42,5	36,0	43,0	20,6	64,2
Альмандин . . .	10,5	13,7	11,0	15,2	7,4	15,4	2,0
Сироп . . .	2,0	2,7	0,3	4,3	—	—	—
Спессартин . . .	1,5	1,3	0,7	1,0	1,6	1,0	2,0
Меланит . . .	—	—	—	—	—	2,6	0,5

По химическому составу нижнебурульзайские гранаты близки и отличаются от мухальских меньшим содержанием титана и кальция и повышенным — алюминия. Ботогольские и гулхенские гранаты близки по составу (в них только несколько больше титана) нижнебурульзайским. Тувинский гранат из ийолита содержит довольно в больших количествах окись

Таблица 30

Результаты рентгенометрического изучения гранатов

№ линии	Обр. 317/17		Гроссуляр по В. И. Михееву (1957)		№ линии	Обр. 319/17		Гроссуляр по В. И. Михееву (1957)	
	d/n	I	d/n	I		d/n	I	d/n	I
1	3,32	2	3,34	3	20	1,428	2	1,422	4
			3,13	1	21	1,398	1	1,393	2
2	2,97	8	2,98	8				1,374	1
3	2,80	1	2,796	1				1,354	1
4	2,65	10	2,662	10				1,324	8
5	2,52	1	2,545	4	22	1,328	6	1,291	9
6	2,425	4	2,419	6	23	1,296	7	1,263	5
7	2,335	3	2,323	6	24	1,266	4	1,249	2
8	2,172	3	2,163	6	25	1,255	1	2,213	3
9	2,140	1	2,116	2	26	2,216	2	1,196	5
10	2,026	1	1,982	1	27	1,206	4	1,156	2
					28	1,163	2		
11	1,926	6	1,915	8	29	1,133	1		
12	1,854	1	1,877	2	30	1,102	10	1,101	10
13	1,817	2	1,809	4				1,082	9
14	1,754	5	1,742	5	31	1,083	9		
15	1,718	5	1,707	7	32	1,075	1	1,060	5
16	1,648	8	1,639	9	33	1,065	2	1,049	7
17	1,588	10	1,581	10	34	1,049	9		
18	1,490	3	1,479	7	35	0,989	5ш		
19	1,469	2	1,457	3	36	0,976	5ш		
						$a_0=11,864$ КХ		$a=11,839 \pm$ $\pm 0,004$	

Примечание. Режим съемки: $D_{\text{кам}}=573$ мм; $d_{\text{обр}}0,4$ мм; излучение FeK неотфильтрованное; $V=38$ кВ; $I=16$ мА, экспозиция 2,5 ч. Анализ выполнен в Иргиредмете.

титана и мало алюминия, остальных окислов примерно равные количества.

Почти все гранаты из ультраосновных щелочных пород содержат в больших количествах окись титана и кальций и на основании этого отнесены к кальциевым гранатам, обогащенным титаном (Бородин, 1962; Кухаренко, Багдасаров, 1962; Н. В. Соболев, 1964^{1,2}, и др.), а в гранатах из щелочных пород щелочно-гранитоидной формации титан присутствует в небольших количествах (Перчук, 1964; Костюк, Базарова, 1966).

Низкое содержание титана в гранатах исследуемых щелочных пород можно объяснить, по-видимому, незначительным содержанием его в магме. Об этом свидетельствует полное отсутствие в породах титансодержащих минералов — перовскита, сфена и низкое содержание титана в пироксене и амфиболах. Результаты силикатных анализов говорят также о низком содержании окиси титана во всех разновидностях щелочных пород.

Принадлежность исследуемых гранатов к андрадит-гроссуляровому ряду подтверждают и рентгенометрические данные (табл. 30). Так, для гроссуляра, по В. И. Михееву (1957), длина ребра элементарной ячейки $a_0 = 11,839 \pm 0,004$, для андрадита — $12,026 \pm 0,003$.

СЛЮДЫ

В щелочных породах слюды представлены биотитом и мусковитом. В породах Нижнего Бурульзая, Мухала и Инолокты мелкие чешуйки биотита встречаются эпизодически и обнаруживаются только при просмотре шлифов. Здесь биотит присутствует преимущественно в составе реакционных минералов вокруг зерен эгирина-авгита и амфиболов.

На Верхнем Бурульзае роль биотита в составе щелочных пород значительно возрастает. Если в бесполовошпатовых щелочных породах встречаются единичные чешуйки биотита, ассоциирующие с щелочными амфиболами, эгирином, гранатом в составе реакционных минералов, то в нефелиновых сиенитах содержание его достигает до 15% объема породы. В качестве основного и почти единственного фемического минерала он входит в состав биотит-мусковитовых и либнеритовых сиенитов.

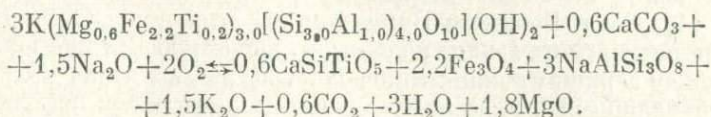
В нефелиновых, канкринитовых и альбитизированных сиенитах встречается биотит двух генераций. Ранний биотит, ассоциирующий с нефелином, эгирином-авгитом, амфиболами, калишпатом, образует редкие сравнительно крупные (до $1,2 \times 2,5$ мм) чешуйки. Края зерен этого биотита кое-где корродированы альбитом, сфеном, поздним биотитом. Плеохроирует он от темно-бурого по *Ng* до желтовато-бурого по *Np*. Пока-

затель преломления $N\eta$ колеблется от 1,630 до 1,658. По диаграмме В. С. Соболева, интерпретированной применительно к биотиту щелочных пород Л. Л. Перчуком (1964), установлено, что биотит с такими оптическими константами содержит в своем составе 65—90% железистого компонента.

Поздний биотит, плеохроирующий в зеленовато-бурых тонах, развит по трещинкам и краям зерен эгирип-авгита и амфиболов. Степень замещения ранних фемических минералов биотитом увеличивается в сторону либнеритовых сиенитов. Если в экзоконтактовых зонах либнеритовых сиенитов еще наблюдаются реликты пироксена и амфибола в мелкочешуйчатой массе биотита, то в центральных участках они уже отсутствуют. Здесь единственным фемическим минералом является биотит, который образует псевдоморфозы по пироксену и амфиболам. В шлифах отчетливо видны квадратной, прямоугольной и овальной формы скопления из мелких разноориентированных пластинок биотита, ассоциирующие с калишпатом и такими же скоплениями из мелких чешуек мусковита (либнерита). По своим оптическим свойствам и плеохроизму мелкочешуйчатый биотит не отличается от биотита ранней генерации. Встречается здесь биотит, плеохроирующий в зеленовато-бурых, грязно-зеленых и желтовато-бурых тонах. Показатели преломления позднего биотита не отличаются от показателей преломления раннего биотита. Отсутствие связи между составом и генезисом биотита отмечалось также А. А. Коневым (1962).

В биотит-мусковитовых сиенитах краевых зон наблюдаются среди мелких чешуек биотита единичные крупные его пластинки (см. рис. 13). Постепенно процесс перекристаллизации мелкочешуйчатого биотита в сравнительно крупные единичные чешуйки приводит к появлению биотит-мусковитовых сиенитов. В этих породах размер отдельных чешуек биотита достигает 2×5 мм. Плеохроирует он от темно-бурого, зеленовато-бурого по Ng до желтовато-бурого, соломенно-желтого и серовато-желтого по Np . Показатель преломления $N\eta$ варьирует в пределах 1,630—1,668. Нетрудно заметить, что по своим оптическим свойствам этот биотит также не отличается от раннего биотита. Часто биотит по краям и трещинкам корродируется альбитом, реже кальцитом. В некоторых шлифах можно заметить развитие по краю и трещинкам раннего биотита чешуек биотита более поздней генерации. Такой биотит образует ксеноморфные выделения, плеохроирует от грязно-зеленого и зеленовато-бурого по Ng до желтовато-зеленого, зеленого по Np . На Верхнем Бурульзае и Мухале видно развитие по биотиту мелких зерен сфена, иногда в ассоциации с магнетитом (см. рис. 14). Разложение биотита вплоть до полного исчезновения минерала и осадения *in situ* мелких зерен магнетита и сфена в ассоциации с альбитом, по-видимому, возможно при воздейст-

вии на биотит постмагматических растворов, насыщенных натрием и кислородом. Примерная схема реакции разложения биотита выглядит следующим образом:



Мусковит в качестве главного породообразующего минерала входит в состав либнеритовых (10—30%) и биотит-мусковитовых сиенитов (10—15%). В небольшом количестве мелкочешуйчатые агрегаты слюды, замещающие по краям и трещинкам зерна нефелина, встречены в эндоконтактных участках поля нефелиновых сиенитов на Верхнем Бурульзае и в северной части Нижнего Бурульзае, где ийолиты рассеяны наиболее густой сетью жил и даек мелкозернистого гранита.

В либнеритовых сиенитах мусковит, подобно биотиту, образует скопления из мелких разноориентированных чешуек. При просмотре шлифов из нефелиновых сиенитов эндоконтактных участков и либнеритовых сиенитов вблизи контакта с нефелиновыми сиенитами отчетливо устанавливается постепенное, прогрессирующее в сторону либнеритовых сиенитов замещение нефелина мелкочешуйчатой светлой слюдой. В шлифах из эндоконтактов либнеритовых сиенитов видны реликтовые ядрышки нефелина в мелкочешуйчатом агрегате слюды. А в самих либнеритовых сиенитах скопления из мелких пластинок либнерита образуют уже прямоугольной и квадратной формы псевдоморфозы по полностью разложившемуся нефелину. Средний размер мелких пластинок слюды не превышает $0,01 \times 0,08$ мм.

В биотит-мусковитовых сиенитах пластинки мусковита преимущественно крупных размеров (до 5×8 мм), и лишь на отдельных участках заметны среди крупных пластинок слюды мелкие ее выделения. Угасание мусковита прямое, двулучепреломление обычное, угол $2V$ колеблется от 38 до 42° , $Nm = 1,590 - 1,596$.

Наиболее поздними минералами, корродирующими края пластинок мусковита, являются кальцит и альбит.

КАЛЬЦИТ

В щелочных породах кальцит распространен хотя и в небольших количествах, но повсеместно. Размеры его зерен обычно микроскопические, но иногда (преимущественно в нефелиновых сиенитах Верхнего Бурульзае) отмечаются и более крупные выделения, заполняющие пространство между зернами основных породообразующих минералов.

Кальцит окрашен в светло-серые, желтовато-серые и грязно-серые тона, обладает хорошей спайностью и стекляннм блеском.

Наиболее насыщены кальцитом мельтейгиты, ийолиты, уртиты Мухала и Верхнего Бурульзая. В этих породах, наряду с явно постмагматическим кальцитом, заполняющим промежутки между зернами ранних минералов, встречаются зерна кальцита, находящиеся в виде пойкилитовых включений в нефелине, эгирин-авгите, гранате и амфиболах. Количество пойкилитовых включений невелико. Также много кальцита, но отчетливо постмагматического генезиса в нефелиновых, либнеритовых и биотит-мусковитовых сенинтах Верхнего Бурульзая. В нефелинпироксеновых породах Нижнего Бурульзая и Инолокты кальцит содержится в небольших количествах. Зерна кальцита, встреченные в виде пойкилитовых включений в ранних минералах, макроскопически шарообразной, каплевидной и фасолеобразной формы с гладкой поверхностью размером в среднем $0,5$ и $0,6 \times 0,8$ мм. В срезе шлифа они обычно дают округлые и овальные очертания. Значительная часть включений окружена каемками реакционных минералов различной толщины. Включения кальцита в нефелине часто оконтурены прерывистой или сплошной каймой мелкопластинчатого канкринита (см. рис. 20). В клинопироксене некоторые зерна кальцита также окружены прерывистой, реже сплошной каймой темно-бурого амфибола. Отобрать для химического анализа монофракцию кальцита из включений не удалось. Судя по показателям преломления ($N_g=1,662$ и $N_p=1,490$), это чистый кальцит, не содержащий примеси доломитовой молекулы (Дир, Хауи, Зусман, 1965—1966).

Значительная часть кальцита в щелочных породах представлена постмагматическими разновидностями. Этот кальцит образует мелкозернистые агрегаты с зазубренными краями, заполняет микротрещинки минералов, промежутки между зернами, часто корродирует их грани, иногда зерна ранних минералов оказываются разделенными на несколько бесформенных участков, сохраняющих одинаковое угасание. На контакте этих минералов реакционные взаимоотношения отсутствуют. Постмагматический кальцит является одним из поздних минералов щелочных пород. Им корродируются грани зерен такого позднего минерала, как альбит. Показатели преломления ($N_g=1,667$ и $N_p=1,495$) указывают на принадлежность минерала к кальциту, не содержащему примеси доломита. Постмагматический генезис кальцита, заполняющего трещинки и промежутки между зернами ранних минералов щелочных пород и обычно корродирующего их края, не вызывает сомнения у исследователей.

Наиболее дискуссионным и до конца не решенным является вопрос о происхождении кальцита, наблюдаемого в виде пойки-

литовых включений в ранних минералах щелочных пород.

Т. Барт (1956), А. А. Конев (1962₁), Л. Л. Перчук (1964) и другие на основании наблюдений реакционных взаимоотношений кальцита с другими минералами приходят к выводу о первично-магматическом генезисе его в щелочных породах.

В. С. Соболев (1947) считает (с. 203): «...кальцит в нефелиновых и щелочных сиенитах Ботогольского массива мы должны признать не первичной составной частью, выделившейся из магмы в процессе ее кристаллизации, а ксеногенным минералом, захваченным из известняков, находящимся в равновесии с магмой, но не успевшим с ней прореагировать».

При рассмотрении вопроса о происхождении кальцита, находящегося в виде пойкилитовых включений в нефелин-пироксеновых породах Верхнего Бурульзая и Мухала, мы исходим из нижеисследующего.

Щелочные массивы находятся среди кристаллических известняков. Петрохимические исследования выявили сильную насыщенность наших пород кальцием. О повышенных концентрациях кальция в магме свидетельствует также и состав главных породообразующих минералов, кристаллизующихся на ранних этапах минералообразования. Из приведенной выше характеристики ранних фемических минералов — пироксена, амфиболов — видно, что в составе их доминируют кальцийсодержащие минералы (диопсид, геденбергит, кальцийсодержащий феррогастингсит). Эти факты указывают на то, что исходная магма независимо от того, какого она была состава, обладающая достаточным запасом внутренней энергии, в глубинных условиях ассимилировала кальцит известняков кровли. По-видимому, ассимиляция кальцита в расплаве идет до полного насыщения последнего этим компонентом. Можно предположить, что часть зерен кальцита, в которых острые грани были оплавлены, сохранилась в виде шариков, горошин и плавала в магме, насыщенной кальцием. Эти шарики и горошины в момент кристаллизации магмы были захвачены ранними минералами, в нашем случае пироксеном и нефелином, и сохранились внутри зерен их в виде «минералов-узников». Случаи захвата твердых включений («минералов-узников») кристаллизующимися минералами неоднократно отмечались в литературе (Ермаков, 1950; Лесняк, 1964; Базарова, 1969, и др.).

При больших увеличениях в нефелине, пироксене наблюдаются микротрещинки, содержащие иногда вторичные газожидкие включения.

В постмагматическую стадию сравнительно высокотемпературные растворы, насыщенные летучими и циркулирующие по трещинкам и порам в щелочных породах, могли проникнуть по микротрещинкам зерен нефелина и пироксенов до кальцита, находящегося в этих минералах в виде включений. Вполне допустимо, что летучие компоненты, в частности вода, способству-

ют взаимодействию кальцита либо с нефелином, либо с пироксеном с образованием или канкринита, или амфибола. Развитие этих поздних гидроксилсодержащих минералов идет в основном по контакту кальцита и нефелина, кальцита и пироксена.

По-видимому, в случае поступления достаточных количеств воды по этим трещинкам и при высокой температуре процесса минералообразования формирование реакционных минералов идет вплоть до полного исчезновения кальцита (иногда в зернах нефелина видны изометричные включения из мелкопластинчатого агрегата канкринита) или образования сплошной каймы вокруг включений кальцита. А при незначительном поступлении воды реакционные минералы образуют либо прерывистую кайму, либо развиты на небольших участках контакта.

Некоторые зерна кальцита в нефелине, клинопироксене, гастингсита не обрастаются каймой реакционного минерала. Эти случаи можно, по-видимому, объяснить тем, что зерна кальцита были защищены от воздействия постмагматических растворов и что во вмещающих их минералах микротрещинки отсутствовали.

Наши суждения, подкрепленные фактическими наблюдениями, позволяют считать, что кальцит, встреченный в виде пойкилитовых включений в главных породообразующих минералах наших щелочных пород, является ксеногенным минералом, захваченным из известняков.

Об идентичности составов ксеногенного кальцита и кальцита из вмещающих известняков говорит близость их показателей преломления.

КЛИНОЦОИЗИТ

Клиноцоизит встречен в щелочных породах Нижнего Бурульзая и в некоторых образцах нефелинового сиенита Верхнего Бурульзая в составе реакционных минералов в едином парагенезисе с гранатом, канкринитом, альбитом. Содержание этого минерала колеблется в широких пределах: от единичных зерен до 2—3% объема породы.

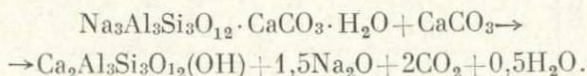
Клиноцоизит образует радиально-лучистые агрегаты с яркими цветами интерференции (ярко-желтые, зеленые, малиновые, редки зерна с темно-синими оттенками), $N_g=1,753$ и $N_p=1,720$. Углы оптических осей колеблются от 76 до 84° , $cN_p=7-22^\circ$. Часто наблюдаются двойники по (100) и спайность по (001). В шлифах бесцветный. Ориентировка оптической индикатрисы (табл. 31) указывает на принадлежность к минералам группы эпидота (В. С. Соболев, 1954).

Оптические свойства указывают на то, что наши клиноцоизиты бедны железом и обогащены алюминием (Трегер, 1968).

Оптические константы эпидотов

Порода	№ обр.	+(2V)	cNp	Характеристика грани и символ	Оптическая индикатриса		
					Ng	Nm	Np
Якуширангит .	232/0	82	22	сп. (001)	68	83	25
Мельтейгит . .	298/15	76	7	дв. (100)	10	85	82
Уртит	232/19	84	21	сп. (001)	70	85	22
»	298/9	80	11	дв. (100)	4	90	86

При просмотре шлифов замечено, что клиноцоизит приурочен к участкам распространения канкринита, развивается иногда по нему. По-видимому, образование клиноцоизита за счет канкринита происходит в низкотемпературную гидротермальную стадию при участии кальцита:



Г Л А В А IV

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

В главе II были приведены результаты химического анализа щелочных пород для каждого массива в отдельности. Большая часть анализов приходится на породы Нижнего Бурульзая, а меньшая — на породы Инолокты. Такой неравномерный отбор проб объясняется степенью изученности массивов, размерами их, а также масштабами распространения тех или иных разновидностей щелочных пород. Так, больше всего проанализировано проб ийолитов — 40, уртитов — 22, мельтейгитов — 18, нефелиновых сиенитов — 14, якуширангитов — 5. В данном разделе даются характеристики средних химических составов щелочных пород массивов, позволяющие определить особенности химизма пород каждого массива в отдельности, а также провести их сопоставление.

Средние составы пород массивов и их числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого, приведены в табл. 32.

При сопоставлении химических составов пород выявлено, что все разновидности щелочных пород наших массивов более или менее близки по химическому составу. Особенности всех пород массивов являются:

Особенности химизма щелочных пород бассейна верхнего течения р. Витима

Окисел	Нижний Бурульзай					Инолокта	Мухал					Верхний Бурульзай				
	1(5)	2(10)	3(28)	4(16)	5(1)		6(3)	7(1)	8(4)	9(4)	10(7)	11(3)	12(1)	13(2)	14(1)	15(2)
SiO ₂	39,55	41,56	41,71	43,41	50,70	42,41	42,94	39,14	39,77	42,17	42,04	47,46	43,21	49,06	45,33	52,61
TiO ₂	0,55	0,43	0,39	0,21	0,24	0,48	1,45	1,03	0,37	1,46	0,88	0,21	0,50	0,44	0,68	0,46
Al ₂ O ₃	14,58	18,05	22,50	26,22	25,85	20,06	13,35	19,11	28,16	15,92	21,40	27,10	22,58	27,13	23,64	21,20
Fe ₂ O ₃	6,47	7,60	5,52	3,97	1,60	4,40	4,53	5,21	1,52	5,38	3,63	1,30	3,72	1,12	2,91	2,89
FeO	11,17	7,07	4,59	2,61	11,21	5,82	9,53	5,95	1,94	9,78	6,87	2,10	6,12	3,91	5,69	4,31
MnO	0,31	0,25	0,22	0,13	0,05	0,15	0,29	0,31	0,32	0,29	0,24	0,03	0,20	0,12	0,21	0,14
MgO	3,27	2,22	1,51	0,88	0,53	1,47	3,60	2,86	0,85	1,49	0,94	0,62	1,20	0,61	0,48	0,62
CaO	18,65	15,93	12,85	8,06	4,02	13,53	17,50	14,75	8,89	12,41	8,65	1,94	7,53	3,89	6,80	3,54
Na ₂ O	1,91	4,02	5,73	9,11	8,99	6,68	4,50	6,07	9,56	5,63	8,01	11,42	9,09	7,00	7,57	6,91
K ₂ O	0,62	1,47	2,28	3,02	3,85	2,37	1,54	3,15	4,48	2,12	5,46	5,80	3,40	4,40	3,92	5,59
H ₂ O—	0,27	0,21	0,24	0,17	0,12	—	—	0,10	0,13	0,18	0,04	0,16	—	0,05	0,24	0,09
P ₂ O ₅	0,77	0,42	0,32	0,21	0,07	0,15	—	0,12	0,64	0,35	0,22	0,05	0,16	0,18	0,28	0,09
SO ₃	0,35	0,24	0,21	0,21	—	—	—	—	—	—	—	Не обн.	—	Не обн.	0,04	—
П. п. п.	0,97	1,47	2,15	1,88	2,35	1,81	—	2,35	3,17	2,81	2,01	2,26	1,80	2,63	2,19	1,47
Сумма	99,17	100,73	99,98	99,92	99,46	99,33	99,23	100,05	99,67	99,81	100,35	100,29	99,51	99,49	99,74	99,83

Петрохимический показатель	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
<i>s</i>	47,6	50,0	52,3	54,4	63,2	50,7	50,0	47,1	51,3	51,0	51,0	57,2	52,1	60,6	57,0	63,1
<i>c</i>	7,6	6,9	7,8	5,8	5,1	4,7	2,8	4,0	5,8	3,0	1,7	1,4	2,8	5,2	5,1	2,7
<i>b</i>	39,3	31,6	22,3	13,1	4,0	25,2	35,2	30,4	11,8	30,0	21,0	5,4	18,7	10,6	13,6	9,8
<i>a</i>	5,5	11,5	17,6	26,7	27,7	19,4	12,0	18,5	31,1	16,0	26,3	35,8	26,4	23,6	24,3	24,4
<i>j'</i>	43,9	44,6	45,5	50,0	70,5	39,6	37,3	35,4	31,8	49,1	48,7	60,0	51,5	39,6	64,5	71,0
<i>m'</i>	14,7	12,7	12,4	12,5	24,0	10,2	17,2	16,5	13,6	8,8	7,7	20,0	11,5	10,4	6,6	10,9
<i>c'</i>	41,4	42,7	42,1	37,5	5,5	50,2	45,5	48,1	54,6	42,1	43,6	20,0	37,0	α'=50,0	28,9	18,1
<i>n</i>	84	80	80	82	78	81	82	75	76	81	69	75	83	70	75	65
<i>t</i>	0,9	0,7	0,7	0,4	0,3	0,8	2,5	1,9	0,7	2,6	1,5	0,4	0,8	0,6	1,2	0,7
φ	14,9	21,7	22,9	28,4	37,1	15,9	10,8	15,3	11,7	16,1	15,4	21,4	17,7	1,4	19,7	26,1
<i>a/c</i>	0,7	1,7	2,3	4,6	5,4	4,1	4,3	4,6	5,4	5,3	15,5	25,6	9,4	4,5	6,4	0,1
-Q	23,4	29,9	38,4	50,4	34,1	42,1	26,8	46,8	64,4	33,0	52,3	58,2	51,4	31,2	39,7	25,3
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,6	3,9	3,1	2,8	3,3	3,6	5,5	3,5	2,4	4,5	3,4	3,0	3,2	3,0	3,2	4,2
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,26	0,49	0,53	0,69	0,58	0,34	0,21	0,40	0,33	0,25	0,24	0,27	0,27	0,20	0,22	0,30
Na ₂ O/K ₂ O	5,16	4,06	3,87	4,59	3,62	4,32	4,56	2,97	3,12	4,13	2,22	2,97	4,08	2,30	2,98	1,88
Na ₂ O+K ₂ O	0,26	0,46	0,53	0,70	0,73	0,68	0,68	0,70	0,73	0,72	0,88	0,92	0,82	0,60	0,71	0,82
Al ₂ O ₃																
Na ₂ O	0,23	0,40	0,46	0,65	0,68	0,63	0,64	0,64	0,68	0,68	0,84	0,90	0,79	0,52	0,64	0,75
Al ₂ O ₃ -K ₂ O																
Fe ₂ O ₃ +FeO	2,42	2,65	2,65	2,77	2,08	3,03	1,81	1,65	1,71	4,60	5,17	2,47	3,60	4,07	8,08	5,20
MgO																
F _{общ}	0,71	0,72	0,72	0,74	0,68	0,75	0,66	0,70	0,66	0,82	0,85	0,71	0,79	0,80	0,89	0,84

Примечание. Цифры в скобках — количество анализов, средние значения которых приведены в таблице. 1 — якуширантит; 2, 7—10 — мельтейгиты; 3, 6, 8, 11 — ийолиты; 4, 9, 12 — уртиты; 5, 16 — нефелиновые сиениты; 13 — полевошпатовый ийолит, 14 — полевошпатовый уртит, 15 — ювит.

1. Недосыщенность кремнеземом ($-Q=23,4-64,4$).
2. Невысокая щелочность пород (a/c от 0,72 до 25,6).
3. Натровый характер щелочности ($n=65-84$), обусловленный преобладанием в составе пород натрийсодержащих минералов: нефелина, эгирин-авгита, гастингсита и др.
4. Высокое содержание известкового алюмосиликата ($c=1,4-7,8$) и низкое — щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты ($a=5,5-35,8$).
5. Низкое содержание магнезия и высокое — железа.
6. Коэффициент железистости, отражающий отношение суммы железа и марганца к сумме железа, марганца и магнезия, более или менее постоянен и составляет около 0,72—0,82 (см. табл. 32).
7. Высокая титанистость нефелин-пироксеновых пород Мухала по сравнению с аналогичными породами остальных массивов.

8. Низкие значения коэффициентов агпаитности $\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ и $\frac{Na_2O}{Al_2O_3 - K_2O}$, рассчитанные по методу Гольдшмидта и Злобина и колеблющиеся соответственно от 0,23—0,26 до 0,75—0,82.

Это позволяет относить щелочные породы исследуемых массивов к миаскитовой группе. Некоторое увеличение коэффициента агпаитности в ийолитах, уртитах и нефелиновых сиенитах Верхне-Бурульзайского массива находит свое отражение в появлении в небольших количествах в составе пород эгирина, рибекита и арфведсонита.

В результате сравнения анализов выявлены также некоторые различия в химизме главных разновидностей щелочных пород, обусловленные их минеральным составом. Эти различия наглядно иллюстрируются вариационной и векторной диаграммой (рис. 26, 27).

Так, якупирангиты, состоящие из пироксена и небольшого количества нефелина, характеризуются высоким содержанием суммарного железа, магнезия, кальция и низким — суммы щелочей, небольшими значениями коэффициента агпаитности. На векторной диаграмме (см. рис. 27, точка 1) точка среднего состава якупирангитов расположена в нижней части плоскости ASB и ближе к оси SB (высокое содержание b и низкое — a).

Мельтейгиты и ийолиты более обогащены щелочами и алюминием и менее — железом, магнезией и кальцием. Точки средних составов их (2 и 3) расположены выше и правее точки среднего состава якупирангита.

Уртиты, состоящие из нефелина и небольшого количества феррических минералов, более обогащены алюминием и щелочами и бедны суммарным железом, магнезией и кальцием (значение b колеблется от 5,4 до 13,1, а c — от 1,4 до 5,8). На плоскости ASB векторной диаграммы точка средних составов уртитов

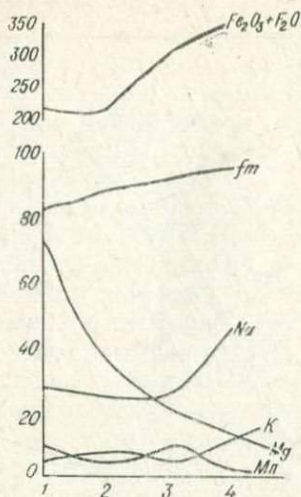


Рис. 25. Вариационная диаграмма изменения состава пироксенов из мельтейгита (1), ийолита (2), полевошпатового ийолита (3), нефелинового сиенита (4).

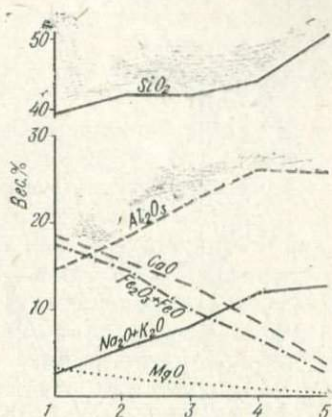


Рис. 26. Вариационная диаграмма изменения химического состава уртит-якупирангитовых пород и нефелинового сиенита Нижне-Бурульзайского массива.

1 — якупирангит; 2 — мельтейгит; 3 — ийолит; 4 — уртит; 5 — нефелиновый сиенит.

расположена в верхней части и в значительном удалении от оси *SB* (точка 4).

Среди нефелин-пироксеновых пород наблюдается уменьшение коэффициента кремнекислотности ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) и отношения кальция к сумме щелочей от якупирангита к уртитам при увеличении в сторону уртитов кислородного потенциала и коэффициентов агпаитности.

Нефелиновые сиениты отличаются от пород уртит-якупирангитовой серии некоторым увеличением коэффициента кремнекислотности суммы щелочей к алюминию (коэффициент агпаитности 0,73—0,82), повышением содержания калия ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ от 1,88 до 3,62). Величина отношения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ также возрастает от нефелин-пироксеновых пород к нефелиновым сиенитам, что указывает на увеличение в этом направлении кислородного потенциала выражающегося прежде всего в увеличении эгиринового минала в составе эгирин-авгитов нефелиновых сиенитов (см. табл. 32).

Точки средних составов нефелиновых сиенитов расположены в верхней части векторной диаграммы левее точек средних составов уртитов на плоскости *ASB*, а на плоскости *CSB* — правее, ближе к оси *SB* (см. рис. 27, точка 5).

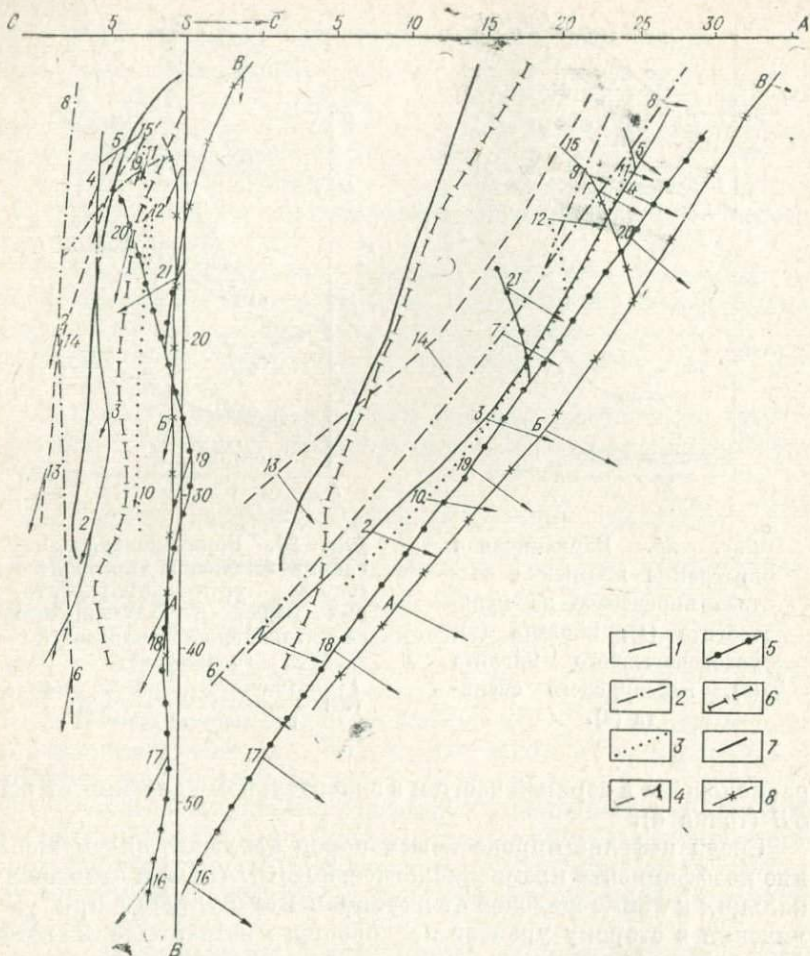


Рис. 27. Петрохимическая диаграмма средних составов щелочных пород исследуемых массивов из ряда регионов Сибири (по А. Н. Заварицкому). Вариационные линии, проведенные через точки средних составов щелочных пород: 1 — исследуемых массивов; 2 — сайкинского комплекса (Конев, 1962); 3 — Ботогольского массива и Юго-Восточной Тувы (Костюк, Базарова, 1966); 4 — Кузнецкого Алатау (Андреева, 1968); 5 — Гулинской интрузии (Шейнман и др., 1961); 6 — вариационная линия, проведенная через точки средних составов пород щелочно-базальтовой формации, по Ю. А. Кузнецову (1964); 7 — линия, разграничивающая щелочные и известково-щелочные породы, по А. Н. Заварицкому (1950); 8 — линии средних составов щелочных пород по Дели и Ноккольдсу. Номера на диаграмме соответствуют порядковым номерам табл. 34.

Векторы в правой части диаграммы длинные и пологие, что указывает на резкое преобладание в составе феррических минералов окиси кальция над окисью магния. Векторы в левой части диаграммы круто наклонены вниз, свидетельствуя о преобладании в составе пород натрия над калием. Точки средних составов удалены влево от оси *SB*, что говорит о большей насы-

ценности исследуемых пород известковым алюмосиликатом.

Довольно интересные соотношения суммарного железа и магния получены для щелочных пород каждого из массивов (см. табл. 32). Наиболее насыщенными магнием оказались нефелин-пироксеновые породы Мухала, Нижнего Бурульзая и Инолокты, более железистыми — щелочные породы Верхнего Бурульзая.

Как известно, отношение железа к магнию отражает условия образования данной серии горных пород (В. С. Соболев, 1949). Экспериментальными исследованиями и геологическими наблюдениями доказано, что в процессе кристаллизации более обогащены магниевым компонентом ранние минералы и, следовательно, породы (Заварицкий, Соболев, 1961). Наши расчеты показывают, что в пределах одного массива породы, независимо от времени их формирования (имеются в виду в данном случае уртит-якупирангитовой серии и нефелиновые сиениты), имеют близкие отношения железа к магнию и коэффициенты общей железистости. Вместе с тем устанавливается некоторое различие этих параметров для разных массивов. Так, для пород Нижне-Бурульзайского массива отношение железа к магнию и коэффициент общей железистости в среднем равны соответственно 2,51 и 0,71; для пород Инолокты — 3,03 и 0,75; для пород Мухала — 1,72 и 0,67 и для верхнебурульзайских щелочных пород — 4,74 и 0,81. Эти факты, по-видимому, свидетельствуют о различной глубине формирования щелочных интрузивов. С этими выводами согласуются также и геологические наблюдения. Как отмечалось выше (глава II), в пределах Верхне-Бурульзайского массива на значительной площади распространены нефелиновые сиениты — более поздние дифференциаты щелочной магмы и продукты ее метасоматической переработки (либнеритовые, биотит-мусковитовые, канкринитовые, альбитизированные сиениты), содержащие в большом количестве ксенолиты вмещающих известняков и кварцитовидных песчаников. В составе нефелиновых сиенитов отсутствуют пойкилитовые включения первичного кальцита. Контактные изменения вмещающих пород от воздействия щелочной интрузии на Верхне-Бурульзайском массиве проявлены незначительно.

Для установления связи минерального и химического состава исследуемых щелочных пород использованы треугольные диаграммы состав — парагенезис, построенные в координатах инертных компонентов: кремния, алюминия, железа и магния, являющихся экстенсивными факторами равновесия. Внешними факторами равновесия приняты температура, давление и химические потенциалы щелочей, за избыточный фактор взят кальций. Нами составлены диаграммы для пород Нижнего и Верхнего Бурульзая, Мухала по данным табл. 32 (рис. 28).

Рассмотрение диаграммы состав — парагенезис дает воз-

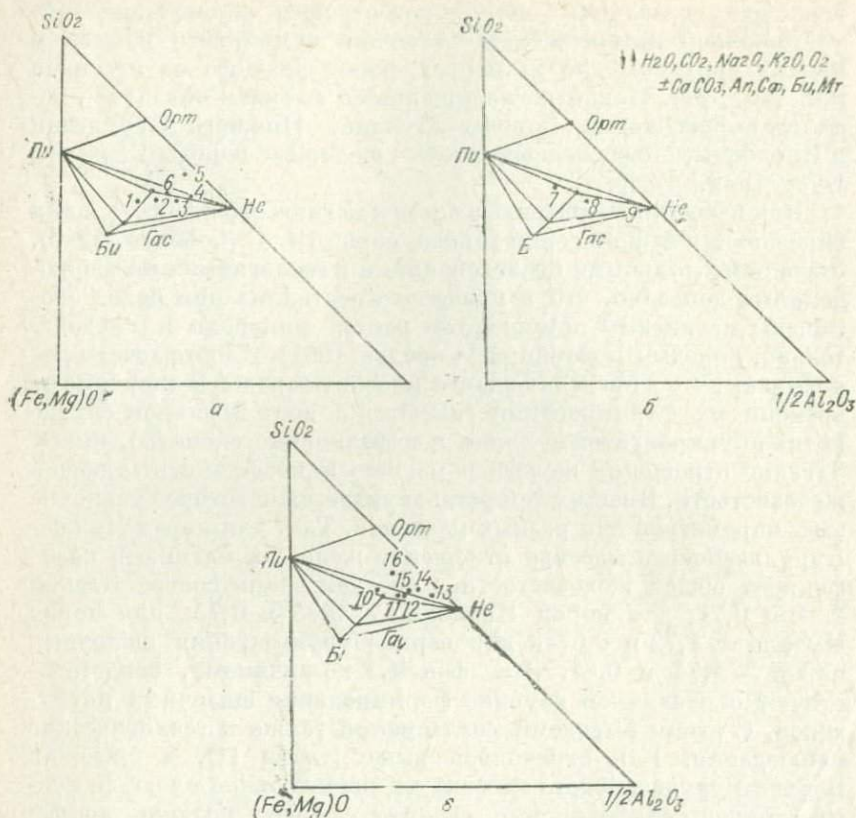


Рис. 28. Диаграмма состав — парагенезис для щелочных пород: Нижне-Бурульзайского (а), Мухальского (б) и Верхне-Бурульзайского массивов (в).

можно сделать вывод о небольшом колебании состава щелочных пород в отношении инертных компонентов. Вместе с тем каждой группе пород соответствует свой минеральный парагенезис. Например, точке 5, отражающей состав нефелинового сиенита Нижне-Бурульзайского массива, на диаграмме соответствует Не—Пи—Орт минеральный парагенезис (см. рис. 28, диаграмма а), а точке 9 (уртит Мухальского массива) — минеральные парагенезисы Не—Пи, Не—Пи—Гр (см. рис. 28, диаграмма б). В эти парагенезисы могут входить кальцит, апатит, сфен, магнетит.

Пересчет химического состава породы на нормативно-минералогический по методу СРВ также устанавливает связь химического и минерального состава щелочных пород. Учитывались реальный состав пород и наблюдавшийся в шлифах порядок выделения минералов (табл. 33).

Пересчет ийолита Нижнего Бурульзая по системе SiPw

Оксид	Вес. %	Мол. кол-во	Апатит	Сфен	Магнетит	Пироксены			Нефелин	Кальсит	Гранаты			Клино-цоизит
						Ди	Гд	Эг			альм.	андр.	грос.	
SiO ₂	39,80	662		5		72	200	72	60	16	3	39	55	84
TiO ₂	0,40	5		5										
Al ₂ O ₃	19,09	187							30	8	1		18	42
Fe ₂ O ₃	8,06	51			20			18				13		
FeO	8,50	118			20		100				3			
MnO	0,36	5												
MgO	1,44	36				36								
CaO	17,36	309	18			36	100					39	55	56
Na ₂ O	3,00	48						18	30					
K ₂ O	0,77	8								8				
P ₂ O ₅	0,94	6	6	5										
						652			152		224			
						22%	61%	17%	80%	20%	3%	40%	57%	

Результаты пересчета валового состава породы (в данном случае ийолита из Нижнего Бурульзая, обр. 319/10) на нормативные минералы совпадают с реальным химическим составом эгирин-авгита, нефелина и граната из этой же породы. Результаты химического анализа этих минералов приведены в минералогическом обзоре.

Для удобства сравнения в табл. 34 сведены значения средних составов уртин-якупирангитовых пород и нефелиновых сиенитов исследуемых массивов сайжинского комплекса (по Дели и Ноккольдсу) и ряда регионов Сибири, а точки средних составов этих пород нанесены на векторную диаграмму (см. рис. 27).

Анализ табл. 34 и векторной диаграммы позволяет отметить следующие особенности химизма наших пород:

1. По содержанию большинства окислов исследуемые породы близки к щелочным породам Ботогола.

2. Коэффициент общей железистости их также близок к таковому щелочных пород Ботогола.

3. Вариационная линия, проведенная через точки средних составов исследуемых пород (см. рис. 27), совпадает с вариационной линией ботогольских щелочных пород, относимых к щелочно-гранитоидной формации (Костюк, Базарова, 1966).

4. Исследуемые породы отличаются от средних составов аналогичных пород по Дели и Ноккольдсу большей насыщенностью железом, алюминием, кальцием и незначительным содержанием щелочей, титана, магния.

Особенности химизма щелочных пород

№ обр. на диаграмме	Код-но анализов	Порода	Место взятия	Компоненты				
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	7	Якуширангит	Бассейн верхнего тече- ния р. Ви- тима	39,82	0,59	14,71	5,72	11,16
2	18	Мельтейгит		42,20	1,13	14,66	5,51	10,16
3	41	Ийолит		41,41	0,67	20,80	4,65	5,87
4	21	Уртит		43,73	0,31	27,16	2,06	2,65
5	14	Нефелиновый снениг		51,66	0,35	23,53	2,24	2,76
6	1	Габбро-пироксенит	Сайжин- ский комп- лекс (Ви- тимское плоского- рье)	40,32	1,92	12,04	2,76	6,75
7	4	Титанавгитовый ийолит		40,20	0,77	25,08	2,26	5,84
8	11	Тералит		44,32	0,21	30,38	0,32	2,73
9	5	Нефелиновый снениг		51,71	0,49	22,64	2,30	4,60
10	2	Ийолит		Ботогол	43,58	1,42	15,61	2,56
11	1	Уртит	С.-В. Тува	50,17	0,66	24,55	3,20	3,55
12	25	Нефелиновый снениг	Ботогол	52,21	0,48	20,34	3,13	3,66
13	20	Габбро	Кузнецкий Алатау	46,47	1,63	17,42	4,88	6,06
14	4	Ийолит		42,77	2,16	21,37	5,95	5,83
15	26	Нефелиновый снениг		55,00	0,28	21,85	2,42	2,59
16	4	Рудный пироксе- нит		40,90	2,46	3,50	8,55	10,28
17	2	Мельтейгит-яку- ширангит	Гулинская интрузия	37,81	8,29	4,94	10,68	8,10
18	2	Мельтейгит		41,96	4,27	9,60	7,98	5,23
19	6	Ийолит		44,69	2,47	14,85	5,04	5,32
20	1	Ийолит-уртит		44,08	1,74	25,78	2,27	1,44
21	3	Нефелиновый сне- нит		52,89	0,64	16,20	4,60	1,64
А		Мельтейгит		41,90	2,21	12,20	6,41	4,31
Б		Ийолит	По Нокко- льдеу	42,81	1,56	18,95	3,86	4,84
В		Уртит	По Дели	45,61	—	27,76	3,67	0,50
Г		Нефелиновый сне- нит	» »	54,63	0,86	19,89	3,37	2,20

исследуемых массивов и ряда регионов Сибири

вес. %										
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	П.п.п.	Сумма	
0,30	3,55	18,92	2,00	0,69	0,33	0,83	0,49	1,00	99,78	
0,28	2,88	14,65	4,79	1,64	0,13	0,29	0,10	2,28	100,57	
0,22	1,87	12,37	6,86	2,87	0,05	0,22	0,05	1,97	99,83	
0,20	0,83	6,53	9,27	4,18	0,14	0,35	—	2,46	99,73	
0,10	0,60	3,92	7,95	4,68	0,10	0,08	—	1,92	99,79	
0,14	7,84	24,26	1,19	0,18	—	2,72	—	0,32	100,44	
0,08	2,04	11,22	4,45	2,07	0,96	0,45	—	0,08	99,40	
0,06	0,11	5,61	11,71	1,48	0,88	0,02	0,01	1,11	98,95	
0,10	0,35	3,15	8,06	5,41	0,92	0,09	—	0,30	99,82	
0,26	1,36	13,08	6,39	1,54	0,86	—	—	—	98,67	
0,14	0,40	2,88	9,73	4,80	—	0,18	—	0,48	100,74	
0,08	0,33	5,26	7,38	5,04	0,14	—	—	1,27	99,32	
0,46	6,21	12,56	2,29	0,90	0,58	0,14	—	—	99,60	
0,08	2,63	8,29	5,41	2,13	2,68	0,42	—	—	99,72	
0,35	0,55	2,80	7,97	4,79	1,10	0,10	—	—	99,80	
0,12	14,67	18,62	0,49	0,02	—	0,13	—	0,21	99,95	
0,23	8,10	15,79	1,75	1,58	—	0,71	—	1,78	99,76	
0,26	7,07	15,65	3,47	2,33	—	1,26	—	0,93	100,01	
0,23	4,88	9,60	7,18	3,33	—	0,87	—	1,66	100,12	
0,09	2,38	6,53	10,70	3,34	—	0,41	—	—	98,76	
0,10	2,19	5,51	3,61	9,01	—	0,52	—	3,03	99,94	
0,22	5,45	16,60	5,10	2,66	0,84	1,24	—	—	99,97	
0,19	3,16	10,47	9,63	2,26	0,85	1,42	—	—	100,00	
0,15	0,19	1,73	16,25	3,72	0,42	—	—	—	100,00	
0,35	0,87	2,51	8,26	5,46	1,35	0,25	—	—	100,00	

№ обр. на диаграмме	Количество анализов	Порода	Место взятия	Числовые характеристики				
				a	c	b	s	f'
1	7	Якупирангит	Бассейн верхнего течения р. Витима	5,6	7,5	39,2	47,7	42
2	18	Мельтейгит		13,0	5,4	32,3	49,3	43
3	41	Ийолит		20,4	4,5	24,9	50,2	41
4	21	Уртит		29,3	5,5	9,9	55,3	50
5	14	Нефелиновый сие-нит		25,9	3,8	7,4	62,9	67
6	1	Габбро-пироксенит	Сайжинский комплекс (Витимское плоскогорье)	2,9	6,8	41,8	48,5	22
7	4	Титанавгитовый ийолит		21,5	7,8	19,4	51,3	43
8	11	Тералит	Ботогол	31,7	7,1	4,0	57,2	82
9	5	Нефелиновый сие-нит		26,8	2,5	8,8	61,9	76
10	2	Ийолит		16,4	2,5	30,0	51,1	46
11	1	Уртит	С.-В. Тува	29,5	2,3	8,4	59,8	76
12	25	Нефелиновый сие-нит	Ботогол	24,3	2,0	11,7	62,0	54
13	20	Габбро	Кузнецкий Алатау	6,7	8,7	28,7	55,9	37
14	4	Ийолит	Гулинская интрузия	16,5	7,6	20,2	55,7	58
15	26	Нефелиновый сие-нит		25,3	2,5	7,1	65,1	71
16	4	Рудный пироксенит	По Нокко-льдсу	1,0	1,5	55,0	42,5	27
17	2	Мельтейгит-якупирангит		5,8	0,2	46,9	47,1	35
18	2	Мельтейгит		10,4	0,9	40,0	48,7	29
19	6	Ийолит		19,4	0,8	28,0	51,8	30
20	1	Ийолит-уртит		29,8	3,2	13,0	54,0	27
21	3	Нефелиновый сие-нит		21,5	0,3	16,1	62,1	36
А		Мельтейгит		14,6	0,6	37,1	47,7	25
Б		Ийолит		24,3	0,4	25,6	49,7	31
В		Уртит		39,1	3,9	2,7	54,3	n=5
Г		Нефелиновый сие-нит		26,4	0,3	9,7	63,9	55

Продолжение табл. 34

(по А. Н. Заварицкому)					Коэффициенты, мол. кол-во			Источник	
m'	c'	n'	a/c	\bar{Q}	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	$\frac{Fe_2O_3+FeO}{MgO}$	$\frac{2Fe_2O_3+FeO+2Fe_2O_3+FeO+MnO}{+MnO+MgO}$		
16	42	82	0,7	23	0,27	2,17	0,72	Наши материалы	
15	42	82	3,8	31	0,65	2,44	0,75		
13	46	78	4,5	45	0,70	2,41	0,76		
16	34	77	5,3	54	0,73	2,38	0,76		
15	18	72	6,8	30	0,77	3,60	0,82		
32	46	90	0,4	19	0,18	0,57	0,40		А. А. Конев (1962 ₁)
20	37	85	2,7	43	0,58	1,86	0,68		
2	16	92	4,5	56	0,69	6,33	0,88		
7	17	69	10,7	32	0,84	8,66	0,91		
8	46	87	6,6	33	0,78	5,38	0,86		В. П. Костюк, Т. Ю. Базарова (1966)
9	15	75	12,8	41	0,87	6,90	0,90		
5	41	69	12,1	27	0,86	8,75	0,92		
38	25	79	0,8	10	0,27	0,75	0,50	Е. Д. Андреева (1968)	
24	18	80	2,2	29	0,52	1,81	0,70		
14	15	71	12,0	23	0,84	3,64	0,83	Ю. М. Шейнманн, Ф. Р. Апельцин, Е. А. Нечаева (1961); Е. Л. Бутакова, Л. С. Егоров (1962)	
40	33	39	0,7	19	0,26	0,54	0,40		
27	38	62	29,0	18	0,94	0,89	0,55		
28	43	70	11,6	24	0,85	0,70	0,50		
29	41	—	24,2	36	1,04	0,86	0,51		
33	40	83	9,3	55	0,82	0,57	0,45		
24	40	38	71,6	19	0,97	0,95	0,59		
24	51	74	24,3	34	0,93	0,74	0,51		А. Н. Заварицкий (1950) В. Д. Морковкина (1964)
21	48	87	61,0	50	0,97	1,17	0,60		
13	82	86	10,0	74	1,10	6,00	0,65		
16	29	70	88,0	26	0,98	2,48	0,79		

АНАЛИЗ ПАРАГЕНЕЗИСОВ МИНЕРАЛОВ

Д. С. Коржинским (1946, 1957), В. С. Соболевым (1949) доказано, что от величины и активности химических потенциалов подвижных компонентов, прежде всего щелочей, зависят ход процесса минералообразования и устойчивость минеральных ассоциаций на различных этапах становления интрузий. Наконец, с введением понятия о подвижных компонентах стало возможным построение диаграмм, показывающих зависимость изменения парагенезисов от химического потенциала подвижных компонентов. Построение парагенетических диаграмм дает возможность графически наглядно продемонстрировать всевозможные парагенетические ассоциации минералов горных пород в связи с изменением потенциалов подвижных компонентов.

При изучении Нижне-, Верхне-Бурульзайских, Инолоктипского и Мухальского массивов установлено, что в их строении участвуют одни и те же петрографические разновидности щелочных пород, сложенные, как видно из минералогического обзора, однотипными порообразующими минералами, кристаллизовавшимися из магматического расплава при температуре свыше 885°C (см. ниже). Однотипность порообразующих минералов позволила нам дать общую характеристику анализа парагенезисов минералов щелочных пород рассматриваемых массивов.

При изучении щелочных пород установлена устойчивость следующей минеральной ассоциации: пироксен (Пи) + нефелин (Не) + гастингсит (Гас) + биотит (Би) + калишпат (Кшп) + гранат (Гр), сформированной в магматическую стадию. Из результатов химических анализов видно, что данная шестиминеральная ассоциация сложена восемью независимыми компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , O_2 , H_2O ; FeO , MgO в фемических минералах полностью изоморфны, и поэтому могут быть объединены в один компонент — $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{O}$.

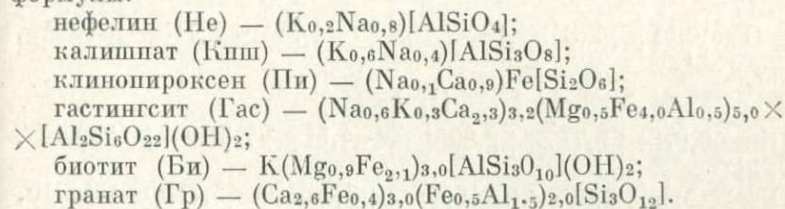
Петрохимическими и петрографическими исследованиями установлено, что щелочные породы являются существенно недосыщенными кремнеземом и в них отсутствует кварц. Это позволяет сделать вывод, что весь кремнезем связан в силикатных и фемических минералах. Глинозем является наиболее распространенным компонентом минералов, он входит в состав силикатов и алюмосиликатов, и в виде самостоятельной фазы (корунда) в породах не встречен. Роль магния в составе щелочных пород и их фемических минералов незначительна, к тому же этот компонент изоморфно замещается железом. Из минералогического обзора видно, что фемические минералы

относятся к железистому ряду. Ввиду того, что в составе щелочных пород в едином парагенезисе с ранними минералами (нефелином, пироксеном, амфиболами, калишпатами, биотитом, гранатом) не встречены магнетит и гематит — существенно железосодержащие минералы, — можем считать, что железо полностью используется на построение феррических минералов. Кальций после насыщения всех известьсодержащих минералов выделяется в виде отдельной фазы кальцита высокотемпературной стадии (пойкилитовые включения кальцита в ранних минералах), и поэтому мы его считаем избыточным компонентом. Вода содержится только в биотите и гастингсита.

Д. С. Коржинским (1946, 1957) доказано, что магматический расплав при постоянных внешних условиях — давлении и температуре — представляет собой систему, закрытую для виртуальных инертных компонентов.

Для рассматриваемой шестиминеральной системы SiO_2 , Al_2O_3 , $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$ являются виртуальными инертными компонентами, CaO — избыточным, химические потенциалы щелочей — виртуальными вполне подвижными компонентами, H_2O — вполне подвижным компонентом с постоянным потенциалом.

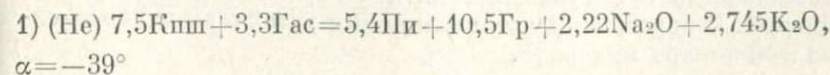
Исходя из реальных составов минералов щелочных пород, нами приняты для дальнейших расчетов такие осредненные формулы:



Обозначив безбиотитовый, безгастингситовый и другие новариантные узлы как [Би], [Гр], [Кшп], [Не], [Пи], [Гас] и безнефелиновые, безбиотитовые и другие моновариантные лучи как (Би), (Гр), (Кшп), (Не), (Пи), (Гас), напишем всевозможные реакции минералообразования (бескальцитовые узел и луч в условиях избыточности CaO не рассчитывались).

Для составления уравнений реакций между минералами, осредненные составы которых приведены выше, подобраны коэффициенты, уравнивающие содержания инертных компонентов в минералах левой и правой частей равенства. Для определения коэффициентов методом детерминант нами составлена матрица (табл. 35).

Всевозможные реакционные превращения в рассматриваемой системе имеют следующий вид:



- 2) (Кпш) $7,5 \text{ He} + 3,6 \text{ Пш} + 0,3 \text{ Гас} = 5,5 \text{ Гр} + 3,27 \text{ Na}_2\text{O} + 0,795 \text{ K}_2\text{O}$,
 $\alpha = -76^\circ 30'$
- 3) (Пш) $5,4 \text{ He} + 3,6 \text{ Кпш} + 1,8 \text{ Гас} = 9,0 \text{ Гр} + 3,42 \text{ Na}_2\text{O} + 1,39 \text{ K}_2\text{O}$,
 $\alpha = -61^\circ$
- 4) (Гас) $3,3 \text{ He} + 1,8 \text{ Пш} = 0,3 \text{ Кпш} + 2,0 \text{ Гр} + 1,35 \text{ Na}_2\text{O} + 0,24 \text{ K}_2\text{O}$,
 $\alpha = -80^\circ$
- 5) (Гр) $10,5 \text{ He} + 9,0 \text{ Пш} + 0,9 \text{ K}_2\text{O} = 5,5 \text{ Кпш} + 2,0 \text{ Гас} + 2,95 \text{ Na}_2\text{O}$,
 $\alpha = +73^\circ$

[Гр]

- 6) (He) $4,5 \text{ Пш} + 6,0 \text{ Гас} + 5,7 \text{ K}_2\text{O} = 4,5 \text{ Кпш} + 10,5 \text{ Би} + 1,125 \text{ Na}_2\text{O}$,
 $\alpha = +11^\circ$
- 7) (Кпш) $4,0 \text{ Гас} + 0,675 \text{ Na}_2\text{O} + 2,6 \text{ K}_2\text{O} = 4,5 \text{ He} + 1,5 \text{ Пш} + 5,5 \text{ Би}$,
 $\alpha = -14^\circ 30'$
- 8) (Пш) $6,0 \text{ Гас} + 0,3 \text{ Na}_2\text{O} + 4,5 \text{ K}_2\text{O} = 4,5 \text{ He} + 1,5 \text{ Кпш} + 9,0 \text{ Би}$,
 $\alpha = -4^\circ$
- 9) (Гас) $6,0 \text{ He} + 6,0 \text{ Пш} + 1,6 \text{ K}_2\text{O} = 4,0 \text{ Кпш} + 2,0 \text{ Би} + 1,9 \text{ Na}_2\text{O}$,
 $\alpha = +50^\circ$

[Пш]

- 10) (He) $0,9 \text{ Кпш} + 4,5 \text{ Гас} + 1,755 \text{ K}_2\text{O} = 4,5 \text{ Гр} + 5,4 \text{ Би} + 1,53 \text{ Na}_2\text{O}$,
 $\alpha = +41^\circ$
- 11) (Кпш) $0,9 \text{ He} + 1,5 \text{ Гр} + 3,6 \text{ Би} + 0,45 \text{ Na}_2\text{O} = 2,7 \text{ Гас} + 1,485 \text{ K}_2\text{O}$,
 $\alpha = +17^\circ$
- 12) (Гас) $6,0 \text{ Гр} + 2,34 \text{ Na}_2\text{O} + 2,16 \text{ K}_2\text{O} = 4,5 \text{ He} + 2,7 \text{ Кпш} + 1,8 \text{ Би}$,
 $\alpha = -47^\circ 30'$

[He]

- 13) (Кпш) $0,9 \text{ Пш} + 5,7 \text{ Гас} + 2,895 \text{ K}_2\text{O} = 4,5 \text{ Гр} + 7,5 \text{ Би} + 1,755 \text{ Na}_2\text{O}$,
 $\alpha = +31^\circ$
- 14) (Гас) $4,5 \text{ Пш} + 6,0 \text{ Гр} + 0,915 \text{ Na}_2\text{O} + 3,36 \text{ K}_2\text{O} = 5,7 \text{ Кпш} + 3,3 \text{ Би}$,
 $\alpha = -15^\circ$

[Кпш]

- 15) (Гас) $4,0 \text{ Гр} + 2,415 \text{ Na}_2\text{O} + 0,72 \text{ K}_2\text{O} = 5,7 \text{ He} + 2,7 \text{ Пш} + 0,3 \text{ Би}$,
 $\alpha = -73^\circ 30'$

Воспользовавшись разработанными Д. С. Коржинским (1946, 1957) и В. С. Соболевым (1949) методами построения диаграмм для многокомпонентных систем, мы по данным этих реакций построили неинвариантные узлы — пучки Скрейнемаккера, увязывающиеся затем в определенные мультисистемы.

Исходя из правила фаз, отметим, что на диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$ (рис. 29) положению узла (безбиотитового, беспироксенового...) будет соответствовать неинвариантная точка, из которой исходят пять моновариантных линий, указывающих на возможность существования пяти четырехминеральных ассоциаций. В полях между этими линиями устойчивы одновременно три-четыре минерала.

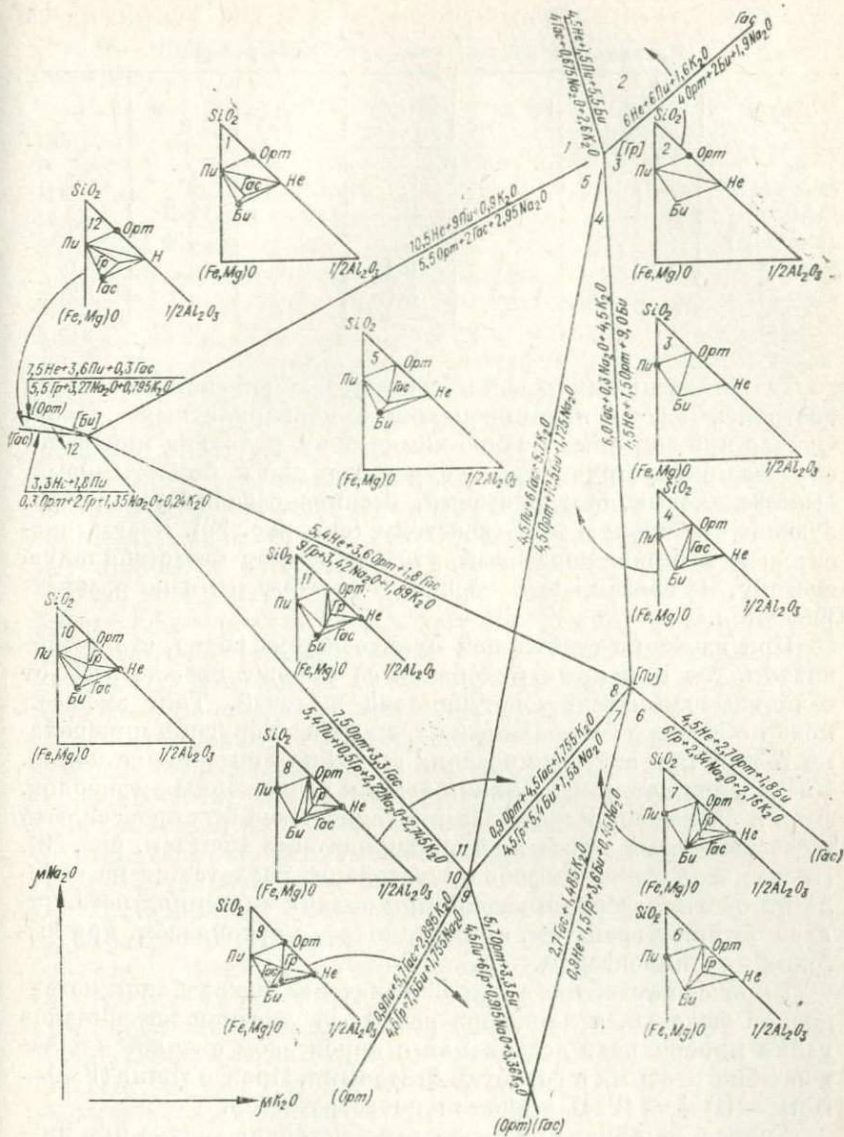


Рис. 29. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе $\text{SiO}_2\text{--}(\text{Fe,Mg})\text{O--Al}_2\text{O}_3$ в зависимости от химических потенциалов щелочей.

Матрица для расчета моновариантных реакций

Окисел	He	Kп	Пш	Гас	Гр	Би
SiO ₂	1	3	2	6	3	3
1/2Al ₂ O ₃	1	1	0	2,5	1,5	1
(Mg, Fe)O	0	0	1	4,5	0,9	3
Na ₂ O	0,8	0,4	0,1	0,6	0	0
K ₂ O	0,2	0,6	0	0,3	0	1

Теоретически для нашей шестиминеральной системы можно построить шесть пятиминеральных инвариантных узлов. Однако при заданных физико-химических условиях минералообразования устойчивость сохраняют лишь безбиотитовый, безнефелиновый, безгранатовый, беспироксеновый узлы, образующие стабильную мультисистему (см. рис. 29). Безгастингситовый и бескалишпатовый узлы образуют метастабильную систему, не связанную с первой, и поэтому нами не рассматриваются.

При изучении стабильной мультисистемы видно, что устойчивость тех или иных минералов ее зависит прежде всего от величины химических потенциалов щелочей. Так, амфибол может образовать устойчивый парагенезис с другими минералами только при каких-то средних значениях потенциала калия. Увеличение потенциала калия ведет к разложению амфиболов. Линия разложения амфибола проходит через беспироксеновый и безгранатовый узлы и их бескалишпатовые лучи (см. рис. 29). Правее этой линии амфибол неустойчив, разлагается на нефелин и биотит, ассоциирующие при низких значениях потенциалов натрия с гранатом, при средних — с ортоклазом, при высоких — с пироксеном.

Пироксен устойчив в широком интервале колебания потенциалов щелочей, и лишь при резком увеличении потенциалов калия минеральная ассоциация с пироксеном сменяется калишпат-биотитовыми и гранат-биотитовыми. Правее линии (Гас) — [Гр] — [He] — (Гас) пироксен не встречается.

Гранат, как видно из диаграммы, устойчив только при низких потенциалах натрия, пользуется широким распространением в ассоциации с пироксеном, гастингситом и ортоклазом (см. рис. 29, поля 10, 11), встречается он также в узких полях 7, 8 и 9 (в едином парагенезисе с ортоклазом, биотитом, гастингситом и пироксеном) и в полях 12 и 6, где может находиться совместно с нефелином и пироксеном, нефелином и биотитом. Увеличение потенциалов натрия ведет к разложению граната. Линия разложения граната проходит через (Кпш) — [Би] —

[Пи] — (Гас). Выше и правее этой линии гранат неустойчив, разлагается на Не—Кпш—Би, Не—Кпш—Гас и Не—Пи—Гас ассоциации.

Нефелин устойчив в широком интервале колебания потенциалов щелочей, и лишь резкое увеличение потенциалов калия и уменьшение потенциалов натрия ведет к смене Не—Пи, Пи—Гас—Не, Не—Кпш—Гас, Не—Кпш—Би ассоциаций на Кпш—Гр—Пи—Гас (поля 10 и 11), Кпш—Гас—Би—Гр (поля 7 и 8) и Пи—Кпш—Гр, Пи—Гр—Би, Би—Гр—Гас (поле 9).

Биотит устойчив только при высоких значениях потенциала калия. Уменьшение потенциала калия ведет к смене Гр—Би, Би—Кпш, Не—Пи—Би ассоциаций на Гас—Пи ассоциацию.

Калишпат пользуется широким распространением. Лишь при очень высоких значениях потенциалов натрия Кпш—Гр, Кпш—Гас, Кпш—Би ассоциации меняются на Не—Пи ассоциацию.

Из вышеприведенных моновариантных реакций видно, что парагенетические взаимоотношения основных породообразующих минералов обусловлены трех- или четырехминеральными ассоциациями. Если обратить внимание на ассоциации стабильной мультисистемы (см. рис. 29), можно заметить, что при низких потенциалах щелочей наиболее устойчивым является парагенезис ортоклаз+пироксен+гастингсит+гранат (поля 8, 10 и 11), отвечающий по составу щелочным сиенитам. Щелочные сиениты распространены на Сириктинском и на отдельных участках Сайжинского и Сайжеконского массивов. На исследованных нами массивах эти породы отсутствуют. Приходится предположить, что формирование пород массивов произошло при высоких потенциалах натрия. По-видимому, этим же можно объяснить и отсутствие на массивах пород, состоящих из пироксена, граната и биотита.

Обширное поле 5 занимает парагенезис нефелин+ортоклаз+пироксен+гастингсит. Устойчивость данного парагенезиса возможна при высоких потенциалах калия (потенциалы натрия сохраняются в тех же пределах), что обуславливает смену в данном парагенезисе пироксена на биотит (поле 4). А при дальнейшем увеличении потенциалов калия устойчив будет уже парагенезис нефелин+ортоклаз+биотит (поле 3). При этих же значениях потенциала натрия, но при небольшом содержании калия появляется ассоциация нефелин+пироксен+гранат (поле 12), встречаемая на небольших участках Мухала, Инолокты и Нижнего Бурульзая.

Нефелин-ортоклаз-пироксен-гастингситовая ассоциация характерна для нефелиновых сиенитов Верхнего и Нижнего Бурульзая, Сайжи, Амалата, Сайжекона.

На Верхнем Бурульзаяе и Сайже встречены также на небольших участках биотит-гастингситовые нефелиновые сиениты.

Биотитовые нефелиновые сиениты описаны А. А. Коневым на Сайжинском плутоне.

Нефелин-ортоклаз-пироксен-гастингситовая ассоциация (поле 5) характерна также для полевошпатсодержащих уртитов, ийолитов и ювитов Верхнего Бурульзая. Содержание калишпата в этих породах, как видим из петрографического обзора, невелико.

При очень высоких потенциалах натрия и калия устойчивым является парагенезис нефелин—пироксен и нефелин—пироксен—гастингсит (обширное поле 1).

Данная ассоциация минералов характерна для пород уртит-якупирангитового ряда. Как отмечалось выше (гл. II), уртит-якупирангитовые породы широко распространены на Нижне-Бурульзайском, Мухальском, Инолоктинском массивах и слагают небольшую площадь в пределах Верхне-Бурульзайского массива.

При увеличении потенциалов калия (потенциалы натрия сохраняются высокими) происходит смена нефелин-пироксен-гастингситовой ассоциации на нефелин-пироксен-биотитовую (поле 2). Небольшая площадь поля 2 на диаграмме отражает небольшую распространенность уртит-якупирангитовых пород, содержащих в своем составе чешуйки биотита.

Резюмируя сказанное, можно сделать следующие выводы.

1. Наиболее обширные поля на диаграмме рис. 29 отвечают областям образования щелочных пород Нижнего и Верхнего Бурульзая, Инолокты и Мухала. Нефелин-пироксеновая, нефелин-пироксен-гастингситовая и нефелин-пироксен-биотитовая ассоциации характерны для пород уртит-якупирангитового ряда (поля 1, 2), а нефелин-ортоклаз-пироксен-гастингситовая — для полевошпатовых уртитов, ийолитов и ювитов (поле 5). Нефелин-ортоклаз-биотитовая, нефелин-ортоклаз-гастингсит-биотитовая и нефелин-ортоклаз-пироксен-гастингситовая ассоциации отвечают породам типа нефелиновых сиенитов (поля 3 — 5).

2. Набор ассоциирующих минералов в треугольниках фаз прост. По-видимому, в процессе кристаллизации минералов в условиях повышенных потенциалов щелочей минералообразование идет в сторону возникновения минимального числа наиболее устойчивых минералов. И наоборот, при низких потенциалах щелочей увеличивается число вариационных сочетаний минералов, что хорошо заметно в треугольниках фаз в нижней левой части диаграммы (см. рис. 29).

3. Кристаллизация пород уртит-якупирангитового ряда происходила в условиях очень высоких потенциалов натрия, избыточности СаО и при постепенном увеличении потенциалов калия.

4. Полевошпатсодержащие ийолиты, уртиты и ювиты образовались при высоких потенциалах натрия и возрастании роли калия.

5. Нефелиновые сиениты сформированы в условиях высоких потенциалов калия и натрия, причем роль калия по сравнению с натрием возрастает в процессе кристаллизации.

ГЛАВА VI

НЕКОТОРЫЕ СУЖДЕНИЯ О ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

На основании геолого-петрографических и петрохимических наблюдений, минералотермометрических исследований и анализа парагенезиса главных порообразующих минералов предпринята попытка установить некоторые физико-химические условия, существовавшие в момент формирования щелочных пород Нижне- и Верхне-Бурульзайских, Мухальского и Инолоктинского массивов.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Для выяснения температурных условий формирования щелочных пород указанных массивов были использованы данные замеров температур гомогенизации газовой-жидких включений в минералах и результаты экспериментальных исследований некоторых силикатных систем.

Основное внимание было уделено изучению главных порообразующих минералов щелочных пород, сформированных, судя по минералогическим петрографическим наблюдениям, на ранних этапах кристаллизации магмы. Характеристика этих минералов приведена выше (гл. III). При больших увеличениях установлено, что нефелин, эгирин-авгит, гастингсит, гранаты, скаполит, канкринит содержат мельчайшие включения минералообразующей среды.

Для выявления газовой-жидких включений в указанных минералах были изготовлены полированные с двух сторон препараты-пластинки, толщина которых зависит от прозрачности исследуемого минерала. Определение первичности или вторичности газовой-жидких включений в минералах осуществлялось нами по методике, предложенной Н. П. Ермаковым (1950), В. Ф. Лесняком (1964), Т. Ю. Базаровой (1965, 1966, 1969). Гомогенизация газовой-жидких включений проводилась в высокотемпературной микротермокамере конструкции Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова (1965), позволяющей поднимать температуру до 1200°.

Ниже приведены результаты изучения включений в минералах ийолитов, уртитов, мельтейгитов, нефелиновых сиенитов.

Нефелин. Вопросам определения температур кристаллизации нефелинов посвящены многие работы. В частности, Д. Гамильтоном (Hamilton, 1961) составлена диаграмма равновесия для системы $Ne - Ks - Kv$, связывающая вариации в составе минерала с температурами его образования. Определение температур кристаллизации природных нефелинов методом гомогенизации и газовой-жидких включений отражено в работах В. П. Костюка, Т. Ю. Базаровой (1966); Т. Ю. Базаровой (1965, 1966, 1969); В. П. Костюка, Л. И. Паниной (1969); Л. И. Паниной (1966_{1,2}, 1967); Б. А. Литвиновского (1967, 1968). Температуры кристаллизации нефелиновых сиенитов, превышающие $800-1050^\circ$, были получены в результате определения температур гомогенизации включений в минералах интрузивных щелочных пород многих районов Советского Союза и некоторых зарубежных стран (Базарова, Костюк, 1969). Довольно высокие (порядка $1000-1100^\circ$) температуры гомогенизации газовой-жидких и твердых включений получены в нефелинах ийолитов Гулицкой интрузии (Костюк, Панина, 1969). Сравнительно низкие температуры кристаллизации нефелинов из ийолитов, уртитов и мельтейгитов Ковдорского массива и Тувы (за исключением нефелина из ийолитов Чикской интрузии) получены В. А. Кононовой и др. (1965) косвенным методом нанесения точек составов нефелинов на диаграмму Д. Гамильтона.

Нами изучался нефелин из мельтейгитов, ийолитов, уртитов Нижне- и Верхне-Бурульзайских, Мухальского, Инолоктинского массивов и нефелин из нефелинового сиенита Верхнего Бурульзая.

Нефелин из этих пород свежий, в шлифах водяно-прозрачный, в пластинках слабо мутноватый. Нами выбирались для исследования нефелины, лишенные вторичных минералов: либнерита, целита, канкринита.

Включения в нефелине представлены двумя генетическими типами: 1) первичными и 2) вторичными.

Первичные включения, в свою очередь, подразделяются на а) твердые кристаллические и б) двухфазовые газовой-жидкие.

Твердые кристаллические включения встречаются преимущественно в нефелинах Верхне-Бурульзайского массива. При больших увеличениях отчетливо просматриваются очень тонкие хорошо ограниченные призматические и игольчатые кристаллики зеленого клинопироксена. Призмы и иголки пироксена ориентированы параллельно оси L_6 минерала-хозяина. Наряду с пироксеном твердые включения в нефелине представлены овальными зернами кальцита.

Двухфазовые газовой-жидкие включения чаще всего расположены среди твердых первичных включений и ориентированы в большинстве случаев вдоль зон роста кристаллов нефелина. Форма всех включений зависит от ориентировки среза минерала: в сечениях, параллельных длинной оси нефелина, включения имеют вид удлиненных призм (трубчатые включения); в сечениях, перпендикулярных оси L_6 нефелина, включения имеют вид правильных пяти- и шестиугольников (округлые, прямоугольные, овальные включения).

Фазовые соотношения газ:жидкость колеблются в пределах от 25:75 до 45:55. Размеры газовой-жидких включений не превышают 0,002 мм. Первичные газовой-жидкие включения гомогенизируются в интервале температур 875—640° С (табл.36). Гомогенизация осуществляется в жидкую фазу. Герметичность включений проверялась повторной гомогенизацией.

Вторичные включения в нефелине подразделяются на вторичные газовой-жидкие и трехфазовые.

Основная масса вторичных включений представлена газовой-жидкими, они часто приурочены к плоскостям залеченных трещин, секущих нефелин, формы включений — овальные, удлиненные, реже трубчатые. Фазовые соотношения газ:жидкость колеблются от 5:95 до 25:75. Размеры включений обычно не превышают 0,001 мм. Интервал температур гомогенизации от 650 до 140° С (см. табл.36). Гомогенизация

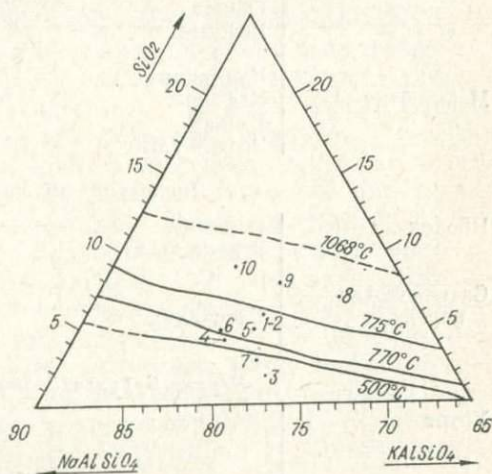


Рис. 30. Часть диаграммы равновесия для системы Не—Кс—Кв. Изотермы нанесены по данным Гамильтона, точки составов нефелинов — по данным табл. 21.

включений осуществляется преимущественно в жидкую фазу.

Трехфазовые включения в нефелине встречены в единичных случаях. По соотношению газ:жидкость и по морфологии не отличаются от вторичных газовой-жидких включений. Отличительной особенностью трехфазовых включений является присутствие в них наряду с газом и жидкостью твердой фазы. Твердая фаза, обычно растворяющаяся до 200° С, представлена прозрачными кубиками и параллелепипедами. Газовая фаза в трехфазовых включениях исчезает в интервале 300—500° С.

Температуры гомогенизации включений

Порода	Минерал	Интервал температур, °С	Тип включений
<i>Нижне-Бурульзайский массив</i>			
Уртит	Нефелин	780—640*	Первичн.
	»	620—210	Вторичн.
	Эгирин-авгит	885—680	Первичн.
	»	660—525	Вторичн.
Ийолит	Нефелин	800—720	Первичн.
	»	550—220	Вторичн.
»	Гранат	500—380	»
»	Нефелин	850	Первичн.
	»	590—350	Вторичн.
»	»	840—686	Первичн.
	»	650—220	Вторичн.
»	Гранат	550—450	»
	Нефелин	875—735	Первичн.
	»	590—200	Вторичн.
	Канкринит	320—240	»
Мельтейгит	Нефелин	480—140	»
	Гранат	420—320	»
	Эгирин-авгит	640—410	»
<i>Инолоктинский массив</i>			
Ийолит	Нефелин	800—700	Первичн.
	Эгирин-авгит	860—750	»
Скаполитовая порода	»	655—375	Вторичн.
	Скаполит	325—225	Первичн.
<i>Верхне-Бурульзайский массив</i>			
Уртит	Нефелин	800—700	»
	»	400—300	Вторичн.
	»	825—780	Первичн.
	»	610—280	Вторичн.
Нефелиновый сенин	Канкринит	300—225	»
	Нефелин	875—720	Первичн.
	»	620—330	Вторичн.
<i>Мухальский массив</i>			
Уртит	Нефелин	830—800	Первичн.
	»	400—350	Вторичн.
Ийолит	Нефелин	857—680	Первичн.
	»	650—320	Вторичн.
	Эгирин-авгит	830—800	Первичн.

Примечание. Агрегатное состояние включений при гомогенизации — жидкое.

* Температуры гомогенизации даны без поправок на давление и концентрацию.

Результаты химических анализов наших нефелинов (см. табл. 20) и расчет их на компонентные составы (см. табл. 21) позволили нам использовать избыток кремнезема в нефелине в качестве геологического термометра. С этой целью точки компонентных составов исследуемых нефелинов мы нанесли на диаграмму $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$ Д. Гамильтона (Hamilton, 1961). Точки составов наших нефелинов ложатся на диаграмме Гамильтона (рис. 30) преимущественно в поле, ограниченном изотермами $700-775^\circ$ и выше, и, таким образом, указывают на близость данных цифр к температурам, полученным методом гомогенизации. Низкие температуры для уррита Мухала и мельтейгита Нижнего Бурульзая (см. рис. 30, точки 3 и 7) в какой-то степени, по-видимому, отражают температуры кристаллизации нефелинов поздней генерации.

Пироксен. В пироксенах нам удалось гомогенизировать ограниченное число включений. Причиной этому является их густая окраска, что затрудняет просмотр в них включений. Даже в тонких (менее $0,001$ мм) пластинках пироксен полупрозрачен. Те редкие включения, которые удалось найти в эгирин-авгитах, двухфазовые трубчатой, округлой, прямоугольной формы. В пироксенах, так же как и в нефелинах, обнаружены первичные и вторичные газово-жидкие включения. Первые ориентированы преимущественно параллельно спайности пироксена. Фазовые отношения газ: жидкость в таких включениях колеблются от 30:70 до 40:60. Размеры округлых включений до $0,001$ мм, а трубчатых — до $0,005 \times 0,01$ мм. Гомогенизация первичных газово-жидких включений осуществляется в жидкую фазу в интервале температур $885-750^\circ \text{C}$ (см. табл. 36).

Вторичные газово-жидкие включения расположены в зернах пироксена в виде цепочек по трещинкам, форма их чаще всего трубчатая, фазовые соотношения газ: жидкость колеблются от 5:95 до 30:70. Эти включения гомогенизируются в жидкость в интервале $655-375^\circ \text{C}$.

Гранат. В минералогическом обзоре отмечалось, что гранаты Нижнего Бурульзая в тонких срезах более прозрачные (бледно-желтые), чем гранаты Мухала и Верхнего Бурульзая.

При больших увеличениях в препаратах-пластинках гранатов Нижнего Бурульзая были обнаружены только двухфазовые включения. Судя по ориентировке их в зернах граната, они являются вторичными. Фазовые соотношения газ: жидкость в них колеблются от 5:95 до 45:55. Размеры включений порядка $0,005$ мм, форма их округлая, прямоугольная, пятиугольная. Температура гомогенизации газово-жидких включений в гранате колеблется в интервале $550-320^\circ \text{C}$. Несомненно, что эти цифры отражают лишь температуры, существовавшие после формирования самого граната, так как включения приурочены к залеченным трещинам в минерале. Верхний предел температуры образования граната нам определить не удалось, во всяком случае он выше 550°C .

Канкринит. Минералого-петрографическими наблюдениями установлено, что канкринит — один из поздних минералов, развивающихся по нефелину.

В канкрините из ийолитов Нижнего Бурульзая были обнаружены двухфазовые газово-жидкие включения, приуроченные к трещинкам минерала. Фазовые соотношения газ:жидкость колеблются от 10:90 до 25:75. Гомогенизация включений осуществляется в жидкость при температуре от 320 до 225° С.

Скаполит. Включения в скаполите из полевошпат-скаполитовой породы Инолокты представлены редкими округлыми, реже трубчатыми формами. Температура гомогенизации газово-жидких включений в скаполите колеблется в пределах 325—225° С.

Анализ данных, приведенных в табл. 36, показывает, что температуры гомогенизации наиболее высокотемпературных включений в минералах всех изучавшихся пород отвечают интервалу 640—885° С. Сопоставление высоких температур гомогенизации с результатами экспериментальных исследований (Hamilton, Mackenzie, 1960) дает возможность говорить о существовании магматического расплава. Образование главных породообразующих минералов — нефелина и этирин-авгита в породах уртит-якуширангитового ряда и нефелиновых спенигах происходило при температуре выше 885° С, о чем свидетельствуют нижние температурные пределы гомогенизации включений.

Основная масса граната в щелочных породах образовалась при температуре выше 550° С, но ниже температур образования нефелина и пироксена, если судить по взаимоотношениям граната с этими минералами.

Температуры гомогенизации включений во вторичных минералах позволяют определить возможные температуры начала их кристаллизации. Температуры кристаллизации канкринита и скаполита были, по-видимому, выше 320—325°С, поскольку включения в этих минералах относятся к вторичным.

О ГЛУБИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

При решении вопроса о вероятных глубинах формирования щелочных пород мы прежде всего учитывали общегеологическую обстановку района, положение щелочных интрузий в стратиграфическом разрезе вмещающих толщ, а также форму, размеры массивов и характер изменений вмещающих толщ под влиянием внедрившейся щелочной интрузии.

Как отмечено выше (гл. I), рассматриваемые верхнепалеозойские щелочные интрузии сформированы в области завершённой складчатости, где геосинклинальный режим в начале ордовика сменился субплатформенным. Район бассейна верхне-

го течения р. Витима, как и все Витимское плоскогорье, начиная с нижнего палеозоя вступает в область устойчивого воздымания, и породы, слагающие данный регион, подвергаются размыву и сносу. В настоящее время в этом районе известны верхнепротерозойские и нижнепалеозойские осадочные породы. Разрез верхнепротерозойских пород начинается со сланцев, гнейсов, эффузивов суванихинской свиты мощностью до 2800 м. На них согласно залегают карбонатные породы тилимской свиты мощностью 2500—2700 м. Выше ложатся сланцы, амфиболиты и известняки якшинской свиты (около 1900 м). На верхнепротерозойских осадочных образованиях с угловым и стратиграфическим несогласием залегают нижнекембрийские терригенные породы химгильдинской свиты мощностью около 2200 м. Разрез заканчивается верхнекембрийско-нижнеордовикской толщей красноцветных терригенных пород иташинской свиты (1300 м). Таким образом, общая мощность терригенно-карбонатных пород докембрия и нижнего палеозоя в районе щелочных массивов достигает 10-11 тыс. м.

В геологическом обзоре (гл. I) уже отмечалось, что осадочно-метаморфические породы докембрия и нижнего палеозоя имеют в общем моноклиальное падение на юго-восток от ядра Верхне-Витимского антиклинория, хотя на отдельных участках отмечены смятия пород в довольно крутые (до 50—60° и более) складки. Моноклиальное падение пород дает нам возможность на основании расчета мощностей осадочно-метаморфической толщи сделать некоторые предварительные выводы о глубинах формирования щелочных массивов.

В главе II указывалось, что исследуемые щелочные породы залегают среди кристаллических известняков тилимской свиты, а на Верхнем Бурульзае содержат также ксенолиты кварцитовых песчаников предположительно нижнекембрийского возраста. Следовательно, основываясь на сводном стратиграфическом разрезе района бассейна верхнего течения р. Витима и учитывая мощность верхнепротерозойских отложений, мы можем предположить, что формирование Нижне-Бурульзайского, Инолоттинского и Мухальского щелочных интрузивов происходило на глубинах порядка 4,5—6,5 тыс. м, а Верхне-Бурульзайского — 3,5—4,5 тыс. м, т. е. наши щелочные интрузии являются гипабиссальными. На небольшие глубины формирования щелочных пород указывают также небольшие размеры интрузий (самый большой массив—Верхне-Бурульзайский — имеет размеры всего 3×7 км), штокообразные и линейные формы массивов. Петрологические наблюдения, кроме того, указывают на различную глубину формирования массивов. Действительно, нашими наблюдениями установлено, что щелочные породы Мухала, Инолотки и Нижнего Бурульзаа более насыщены магнием, в них присутствует первично-магматический кальцит, для магматических пород, пред-

ставленных уртит-якупирангитовыми породами, характерны пироксеновые минеральные фации (это в равной степени относится и к уртитам, и к мельтейгитам Верхнего Бурульзая); в приконтактной с известняками зоне эти породы довольно сильно насыщены кальцитом, а на Нижнем Бурульзае — также гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, имеют меланократовый облик; во вмещающих известняках наблюдаются новообразования брусита, серпентина, форстерита и периклаза. Нефелиновые сиениты и продукты их метасоматической переработки — либнеритовые сиениты Верхнего Бурульзая — на контакте с известняками каких-либо заметных изменений не претерпевают (незначительное обогащение кальцитом), во вмещающих известняках появляются редкие зерна форстерита, серпентина, брусита, тремолита; в составе нефелиновых сиенитов отсутствует первичный кальцит; встречены наряду с эгирин-авгитовыми разновидностями гастингситовые и биотитовые нефелиновые сиениты. На Верхнем Бурульзае широко развиты постмагматические низкотемпературные метасоматические изменения пород: канкринитизация, либнеритизация, альбитизация, микроклинизация и кальцитизация.

К сожалению, отсутствие данных о температуре, существовавшей в контакте щелочных пород с вмещающими известняками и которая, несомненно, была ниже, чем в магматическом очаге, не позволяет нам воспользоваться результатами экспериментальных исследований Харкера и Таттла (Harker, Tuttle, 1955) по диссоциации доломита на кальцит, периклаз и углекислоту и определить вероятное давление, существовавшее в магматическом очаге в период кристаллизации.

И только лишь наличие зерен периклаза, форстерита и андрадит-гроссулярового граната в известняках приконтактной зоны позволяет нам относить их к пироксен-роговиковой фации контактового метаморфизма, где при температурах до 700—900° С господствует давление от первых сотен до 3000 атм (Добрецов, Ревердатто, Соболев, 1970).

О МАГМАТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Необходимость специального рассмотрения этого вопроса диктуется тем, что некоторые исследователи (Бородин, Лапин и др.), как отмечалось выше, считают уртит-якупирангитовые породы продуктами метасоматических преобразований пироксенитов.

На магматическую природу уртит-якупирангитовых пород указывают: 1) интрузивный контакт с вмещающими породами и те изменения, которые претерпевают нефелин-пироксеновые породы и известняки на контакте (гл. II); 2) отчетливо наблюдаемые текстуры течения в щелочных породах (трахитоидность)

с крутыми углами падения, нередко огибающие ксенолиты вмещающих пород; 3) устойчивый полиминеральный состав, четкая гипидиоморфнозернистая структура и преимущественно среднезернистое сложение пород; 4) присутствие в ранних минералах (нефелине, эгирин-авгите, гастингсита) пойкилитовых включений оплавленного ксеногенного кальцита и, наконец, высокие (выше 885° С) температуры кристаллизации главных породообразующих минералов.

О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ИССЛЕДУЕМЫХ МАССИВОВ

Прежде чем перейти к существу вопроса, следует вкратце остановиться на обзоре представлений о генезисе щелочных пород бассейна верхнего течения р. Витима.

Как отмечалось в главе I, в юго-западной части Витимского плоскогорья в настоящее время известно 11 массивов щелочных пород. Одни сложены исключительно уртит-якупирангитовыми породами, другие представляют собой ассоциацию ийолитов с ультраосновными и основными породами (например, Гулхенский), а третьи в значительной мере сформированы нефелиновыми и щелочными сиенитами. В пределах Сайжинского массива, помимо ультраосновных пород, ийолитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, встречаются также тералиты, щелочные граниты и жилы карбонатитов. Все массивы этого региона небольших размеров, приурочены к зонам глубинных разломов, некоторые из них (Нижне-Бурульзайский, Мухальский, Сайжинский) обладают концентрически-зональным строением. Специфичность внутреннего строения массивов и вещественного состава (присутствие тералитов, габброидов, карбонатитов, а также залегание их среди известняков и песчаников вне связи с магматическими породами нашли отражение в работах, рассматривавших генезис щелочных пород. Так, Ю. М. Шейнманн (Шейнманн, Апельцин, Нечаева, 1961), исходя из ультраосновного щелочного состава части пород, а также наличия среди них карбонатитов, связывает образование щелочных пород с дифференциацией ультраосновной магмы, гибридизированной базальтами. Л. И. Салоп (1967) высказывает мысль, что щелочные породы этого района являются дифференциатами базальтовой магмы, обогащенной щелочами под влиянием глубинных (сквозьмагматических) растворов. Дифференциация, по его мнению, происходила непосредственно в плутонических камерах и была обусловлена в основном гравитационным фракционированием во время кристаллизации магмы. Г. В. Андреевым (Андреев, Шаракшинов, Литвиновский, 1969) было высказано предположение, что родоначальная магма этих щелочных интрузий образовалась в ре-

зультате расплавления верхней части мантии и нижней части базальтовой оболочки при нарушении равновесия в зонах разломов и под воздействием высокотемпературных глубинных растворов, несущих в качестве главных компонентов щелочи и алюминий. Б. А. Литвиновским (1968) установлено, что формирование щелочных пород кыджимит-зимовьечинской группы происходило на фронте магматического замещения кембрийской карбонатно-терригенной кровли внедрившейся гранитной магмой и связанными с нею сквозьмагматическими растворами. А. А. Коневым (1962₁) породы, слагающие Сайжинский и Гулхенский плутоны, были объединены в мезозойский трехфазовый комплекс щелочных, ультраосновных и основных пород с карбонатитами. Наиболее вероятной исходной магмой, при дифференциации которой сформированы щелочные породы комплекса, является, по мнению А. А. Конева, оливин-базальтовая магма.

Позже в состав этого сложного комплекса центрального типа А. А. Конев (1964) включил уртит-якупирангитовые породы и нефелиновые сиениты ряда массивов юго-западной части Витимского плоскогорья, в том числе Нижне-, Верхне-Бурульзайских и Инолоктинского.

Нам очень трудно судить о правомочности отнесения пород упомянутых выше массивов к сложным комплексам центрального типа. Однако имеющиеся у нас материалы не подтверждают принадлежности пород Нижне- и Верхне-Бурульзайских, Мухальского и Инолоктинского массивов к комплексу щелочных ультраосновных и основных пород. Доводом к этому послужило следующее:

1. Размещение щелочных интрузий в пределах складчатого сооружения. Как известно, все щелочные интрузии центрального типа расположены в пределах краевых частей платформы (Маймеча-Котуйский район, Алданский щит и др.) и в рифтовых зонах (Шейнманн и др., 1961; Воробьева, 1960, 1969).

2. Отсутствие в бассейне верхнего течения р. Витима основных и ультраосновных пород, а также базальтов, ассоциирующих с верхнепалеозойскими щелочными породами. Как отмечалось выше (гл. I), в районе наших щелочных массивов распространены следующие интрузивные образования: верхнепротерозойские габброиды икатского и гранитоиды баргузинского комплексов, нижнепалеозойские гранитоиды витимканского комплекса, верхнепалеозойские щелочные породы, гранитоиды мезозойского гуджирского комплекса и неогеновые базальты. Следовательно, наиболее близкими по возрасту к щелочным породам магматическими образованиями являются гранитоиды нижнепалеозойского и мезозойского возраста.

3. Встреченные в районе Нижне-Бурульзайского щелочного массива небольшие вытянутые в субмеридиональном на-

правлении в виде цепочки тела, сложенные пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро, диоритами, на основании идентичности их химического состава и состава слагающих их минералов составу аналогичных пород икатского комплекса и их минералов, а также на основании общности их геолого-структурного положения отнесены к верхнепротерозойскому икатскому комплексу. По нашему мнению, габброиды и щелочные породы имеют лишь пространственную, а не генетическую и возрастную связь. Пространственная связь их определяется приуроченностью к одному и тому же субмеридиональному разлому, заложенному, по-видимому, в верхнем протерозое и служившему подводным каналом для габброидов икатского комплекса. Впоследствии в верхнем палеозое этот разлом в связи с начавшейся тектонической активизацией района мог вновь оживиться и служить подводным каналом для щелочной интрузии. Это предположение согласуется с выводами Е. В. Павловского (1948, 1956), А. Н. Булгатова (1966₂) о том, что унаследованность структур нижнего палеозоя от структур докембрия и оживление древних разломов в последующие тектоно-магматические циклы весьма характерны для Байкальской горной области в целом, и для Витимского плоскогорья в частности.

4. Петрохимическими исследованиями установлено, что щелочные породы рассматриваемых массивов резко отличаются от пород щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной формаций высоким содержанием железа, кальция и низким — магния, титана. Коэффициент общей железистости наших пород, равный 0,72—0,82, отличается от коэффициента железистости (0,51—0,79) пород щелочно-основной и щелочно-ультраосновной формаций (гл. IV). Вариационные линии, проведенные через точки средних составов наших щелочных пород, совпадают с вариационной линией аналогичных пород Ботогольского массива, генетически связанных с кислой магмой (Костюк, Базарова, 1966).

5. Результаты геохимических исследований позволяют также предположить связь щелочных массивов с кислой родоначальной магмой. Возможность использования геохимических данных для выяснения вероятного пути происхождения магмы щелочных массивов по линии дифференциации главных типов магм — кислой, основной и ультраосновной продемонстрирована В. И. Герасимовским (1956, 1963), Б. И. Злобиным (1960, 1963) и другими. По имеющимся в нашем распоряжении результатам 800 спектральных анализов пород Нижне-, Верхне-Бурульзайских, Мухальского, Инолоктинского массивов высчитаны средние содержания редких и рассеянных элементов, а по результатам 100 химических анализов щелочных пород — петрогенных элементов (табл. 37). Здесь же для сравнения показаны величины содержания тех же элементов в глав-

Средние содержания отдельных элементов в главных типах магматических пород и в породах Нижне-, Верхне-Бурульзайских, Мухальского и Инолюктинского массивов

Элемент	По данным А. П. Виноградова (1962)			Мельтей-гиты	Ийолиты	Уртиты	Нефелино-вые сиениты
	ультраос-новные	основные	кислые				
Si	19,00	24,00	32,30	19,81	19,68	20,38	24,15
Al	0,45	8,76	7,70	4,15	5,57	6,82	5,45
Fe	9,85	8,56	2,70	8,88	7,71	2,95	4,40
Ca	0,70	6,72	1,58	10,54	7,87	5,08	2,91
Mg	25,90	4,50	0,56	1,40	1,05	0,46	0,41
Ti	0,03	0,90	0,23	0,68	0,44	0,22	0,21
Mn	0,15	0,20	0,06	0,21	0,17	0,13	0,11
Na	0,57	1,94	2,77	1,26	2,50	3,50	2,10
K	0,03	0,83	3,34	0,68	1,24	1,60	2,11
P	0,017	0,14	0,07	0,09	0,05	0,09	0,03
Ba	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$8,3 \cdot 10^{-2}$	$14,9 \cdot 10^{-2}$	$10 \cdot 10^{-2}$	$10,8 \cdot 10^{-2}$	$6,03 \cdot 10^{-2}$
Sr	$0,1 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$5,3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-2}$
Ga	$0,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,85 \cdot 10^{-3}$	$1,95 \cdot 10^{-3}$	$1,87 \cdot 10^{-3}$	$2,12 \cdot 10^{-3}$
Zr	$0,3 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$0,6 \cdot 10^{-2}$	$0,4 \cdot 10^{-2}$	$0,8 \cdot 10^{-2}$
Yb	—	$2 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	Сл.
Y	—	$2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$
La	—	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Cr	$200 \cdot 10^{-3}$	$20 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ni	$20 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$0,08 \cdot 10^{-2}$	$0,17 \cdot 10^{-2}$	$0,19 \cdot 10^{-2}$	$0,20 \cdot 10^{-2}$	$0,17 \cdot 10^{-3}$
Co	$20 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Cu	$2 \cdot 10^{-3}$	$10 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Pb	$0,01 \cdot 10^{-4}$	$0,8 \cdot 10^{-4}$	$20 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$34,7 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$
Zn	$3 \cdot 10^{-3}$	$13 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$13 \cdot 10^{-3}$	$11,5 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$11 \cdot 10^{-3}$
V	$4 \cdot 10^{-3}$	$20 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$
Sn	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$	$10 \cdot 10^{-4}$

ных типах магматических пород по А. П. Виноградову (1962).

Из сопоставления приведенных данных по 25 наиболее распространенным в породах массивов элементам можно сделать следующие выводы:

а) по содержанию шестнадцати элементов (Fe, Ca, Mg, Mn, P, Ti, Na, K, Ba, Ga, Y, Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn) щелочные породы занимают промежуточное положение в ряду основные породы — кислые породы. Причем по количеству большинства из этих элементов (Mg, Ti, Na, K, Ba, Ga, Y, Cr, Ni, P, Co, Cu, Pb) они скорее приближаются к кислым, чем к основным породам;

б) четыре элемента — Yb, La, Sr, Sn — концентрируются в щелочных породах массивов в большей степени, чем в других типах магматических пород;

в) по содержанию кремния и циркония наши породы занимают промежуточное положение между основными и ультраосновными породами, а по содержанию алюминия и марганца — между ультраосновными и кислыми породами, ближе к кислым;

г) ванадий концентрируется в щелочных породах в меньшей степени, чем в других типах магматических пород.

Таким образом, по концентрации большинства элементов в щелочных породах можно предположить, что щелочные породы исследуемых массивов сформированы в результате дифференциации кислой магмы. Примесь элементов, характерных для основной и ультраосновной магм, в щелочных породах, по-видимому, можно объяснить результатом взаимодействия щелочного расплава с ксенолитами габброидов икатского комплекса. Ксенолиты габброидов, с различной степенью интенсивности прореагировавшие с щелочным расплавом, наблюдаются в пределах массивов.

6. На отсутствие связи щелочных пород с сайжинским комплексом щелочных, ультраосновных и основных пород указывает также состав главных породообразующих минералов. По компонентному составу и коэффициенту общей железистости наши пироксены относятся к пироксенам щелочно-гранитоидной формации; высокая железистость амфиболов и низкая титаноносность граната также приближают исследуемые породы к щелочно-гранитоидной формации.

На основании вышеизложенного приходим к выводу: а) щелочные породы рассматриваемых нами массивов не принадлежат к сайжинскому комплексу щелочных, ультраосновных и основных пород; б) вероятная исходная магма, при дифференциации которой сформированы исследуемые щелочные породы, была, по-видимому, кислого субщелочного состава. О существовании магм подобного состава неоднократно отмечалось в литературе (Шейнманн и др., 1961; Костюк, Базарова, 1966; Воробьева, 1969, и др.).

ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НИЖНЕ-, ВЕРХНЕ-БУРУЛЬЗАЙСКИХ, МУХАЛЬСКОГО И ИНОЛОКТИНСКОГО МАССИВОВ

Нам представляется наиболее вероятным следующий путь образования щелочных пород.

В завершающие стадии каледонского тектогенеза, отвечающие по времени концу раннего палеозоя, по зонам пересечения северо-восточных разломов с северо-западными, субмери-

диональными и субширотными произошло внедрение небольших порций субщелочного гранитного расплава в верхние структурные этажи, в частности в известняки тилимской свиты. Этот расплав, вступая с известняками в инфильтрационное взаимодействие, обогащается кальцием, на что указывает повышенная насыщенность исследуемых щелочных пород кальцием (обилие ксенолитов известняков, присутствие в ранних породообразующих минералах пойкилитовых включений кальцита, по составу идентичных с составом кальцита вмещающих известняков, $c=3,8-7,5$). Повышенное содержание кальция способствовало, по нашему мнению, обогащению расплава щелочами, главным образом натрием. Согласно принципу кислотно-основного взаимодействия возрастание активности натрия—слабой по сравнению с калием щелочи — обуславливает увеличение активности двухвалентного железа, как более слабого основания по сравнению с кальцием (Коржинский, 1959, 1960). Как показали петрохимические и минералогические исследования, роль магния в составе щелочных пород и их минералов незначительна.

В ранние этапы кристаллизации первым выпадает эгирин-авгит, состоящий в основном из геденбергитового минерала и небольшого количества диопсида и эгирина. Одновременно с эгирин-авгитом кристаллизуется нефелин. Формируются уртит-якупирангитовые породы. Находящаяся в небольших количествах в расплаве вода, по-видимому, способствует образованию единичных зерен кальцийсодержащего феррогастингсита, встречаемых в уртит-якупирангитовых породах в едином парагенезе с эгирин-авгитом и нефелином.

В начальные стадии кристаллизации расплав был менее щелочным, чем в последующие стадии. Об этом говорят низкое содержание в пироксене эгириновой составляющей, отсутствие в уртит-якупирангитовых породах фемических минералов, свойственных агпаитовым магмам, низкие значения коэффициента агпаитности и т. д.

Наиболее важным фактором, способствовавшим формированию в районе щелочных пород из субщелочного гранитного расплава, по нашему мнению, является наступивший к началу среднего палеозоя период относительного тектонического покоя, в который накапливались в магматических камерах щелочи, вода и другие летучие компоненты. О связи тектоники с возникновением магм неоднократно подчеркивалось Ю. М. Шейнманном (1961, 1968), О. А. Воробьевой (1960, 1963, 1969), Ю. А. Кузнецовым (1964) и др.

По мере связывания натрия в пироксене, нефелине и гастингсита повышается роль второго щелочного компонента — калия. Очевидно, в магме содержание калия настолько возрастает, что этот элемент вместе с эквивалентным количеством алюминия и кремнеземом образует уже самостоятельную

фазу — калиевый полевой шпат. На этой стадии кристаллизации калишпат образуется еще в небольших количествах, часто несколько позже продолжающих выпадать из расплава кристаллов нефелина и пироксена. По-видимому, в условиях незначительного понижения потенциалов натрия и небольшого возрастания роли калия наиболее устойчивым был парагенезис нефелин + эгирин-авгит + калишпат + гастингсит. Породы, состоящие из этих минералов, закартированы нами в пределах Верхне-Бурульзайского массива (полевошпатовые ийолиты, уртиты и ювиты). Они распространены на небольших участках экзоконтакта выходов бесполевошпатовых нефелин-пироксеновых пород и имеют с ними расплывчатые контакты.

Эволюция магматического расплава при дальнейшей кристаллизации идет в сторону обогащения остаточных его порций кремнеземом, железом, калием и уменьшения количества кальция, магния, титана, алюминия, что отчетливо устанавливается при сравнении результатов химического анализа уртит-якупирангитовых пород и нефелиновых сиенитов и их породообразующих минералов.

Довольно активный на последних стадиях кристаллизации калий (количество натрия, как следует из парагенетического анализа, остается все еще значительным) связывал соответствующие количества глинозема, кремнезема в калиевый полевой шпат, который выпадал из расплава в больших количествах и теперь одновременно с нефелином, эгирин-авгитом, гастингситом. Из парагенетического анализа (гл. V) видно, что в условиях примерно равного значения потенциалов натрия и калия в системе наиболее устойчивы ассоциации: нефелин + калишпат эгирин-авгит + гастингсит, нефелин + калишпат + эгирин-авгит, нефелин + калишпат + гастингсит, т. е. минералы собственно нефелиновых сиенитов. Последние, как отмечалось выше (гл. II), наиболее широко распространены в пределах Верхне-Бурульзайского массива и образуют единичные маломощные жилы в Нижне-Бурульзайском.

Таким образом, схема образования щелочных пород Верхне- и Нижне-Бурульзайских массивов имеет следующий вид: уртит-якупирангитовые породы — нефелиновые сиениты. А становление Мухальского и Инолоктинского массивов завершилось формированием нефелин-пироксеновых пород уртит-якупирангитовой серии.

Наличие трахитоидных текстур в щелочных породах массивов указывает на то, что процесс кристаллизации сопровождался движением расплава вдоль стенок камеры. Замеры элементов трахитоидности пород говорят о довольно крутых (порядка 70—85°) стенках магматических резервуаров. Выше отмечалось (гл. II), что Нижне-Бурульзайский массив имеет зональное строение. В современном эрозионном срезе довольно отчетливо наблюдается приуроченность более меланократовых

пород — якупирангитов и мельтейгитов — к эндоконтактной части массива. По направлению к центру якупирангиты сменяются постепенно мельтейгитами, последние — ийолитами. Уртиты встречаются в центральной части массива среди ийолитов в виде трех изолированных друг от друга эллипсоидной формы тел.

В обнаженной из-под покрова неогеновых базальтов части Мухальского массива намечается также некоторая зональность в распространении щелочных пород. Нам представляется, что наиболее вероятной причиной возникновения зональности в распространении пород в пределах массивов является кристаллизационная дифференциация щелочного расплава. Это предположение базируется на нижеследующем. Нашими наблюдениями установлено, что щелочные породы вблизи контакта с вмещающими известняками более обогащены кальцием и содержат значительное число ксенолитов этих пород. Из этого следует, что щелочной расплав при внедрении в известняки вступал с ними во взаимодействие, при этом наиболее обогащенным кальцием оказался расплав, находившийся в краевой части камеры. При медленном остывании кристаллизовалась часть щелочного расплава, которая соприкасалась с более холодными вмещающим породами. По-видимому, при очень большой активности кальция в щелочном расплаве первым кристаллизуется эгирин-авгит и в гораздо больших количествах, чем нефелин. Таким образом, возникают более меланократовые породы якупирангитового состава. Дальнейшее охлаждение расплава ведет к формированию более обогащенных нефелином пород (мельтейгитов, а затем ийолитов). В центральных частях камер сосредоточивается более лейкократовая, обогащенная щелочами, алюминием, кремнеземом и обедненная магнием, кальцием, железом часть щелочного расплава, при кристаллизации которого формируются уртиты.

Формирование щелочных интрузий сопровождалось метасоматическими процессами.

При сравнительно высоких температурах (до 660°C по результатам термометрии), благодаря циркуляции высокотемпературных растворов, обогащенных щелочами, кислородом, углекислотой и кальцием, протекают процессы амфиболизации клинопироксенов, развиваются реакционные минералы на контакте нефелина с эгирин-авгитом или гастингситом, образуются зерна нефелина поздней генерации.

Образованию граната, клиноцоизита, канкринита, скаполита, цеолитов способствует воздействие на ранние минералы щелочных пород сравнительно высокотемпературных (порядка $300\text{—}550^{\circ}\text{C}$ и выше, согласно замерам температур гомогенизации газовой-жидких включений в гранате, канкрините, скаполите) водных кальцийсодержащих растворов.

Сравнительно высокотемпературные калийсодержащие растворы, циркулирующие по трещинам пород Мухальского и Инолоктинского массивов, способствовали формированию низкотемпературного калишпата, который, как установили наши наблюдения, обычно заполняет трещинки и промежутки зерен ранних минералов, нередко корродирует края или содержит в себе мелкие реликты их. Калиевый метасоматоз на этих массивах сменяется натриевым, приведшим к формированию вначале более позднего нефелина, а затем — альбита.

Наиболее интенсивно в пределах Верхне-Бурульзайского массива проявились сравнительно низкотемпературные метасоматические процессы. Довольно хорошей циркуляции постмагматических растворов способствовала высокая трещиноватость пород. Нашими наблюдениями установлена следующая последовательность в проявлении низкотемпературных метасоматических процессов: относительно высокотемпературный кальциевый метасоматоз, приведший к формированию канкринитовых сиенитов; калиевый метасоматоз, приведший к формированию либнеритовых и биотит-мусковитовых сиенитов; натриевый метасоматоз, способствовавший появлению альбитизированных сиенитов, прожилков и отдельных зерен альбита в либнеритовых и биотит-мусковитовых сиенитах. Одновременно с альбитизацией на некоторых участках Верхне-Бурульзайского массива развивается микроклинизация. В завершающие этапы постмагматического процесса циркулировали низкотемпературные кальцийсодержащие растворы, деятельность которых привела к образованию прожилков кальцита.

1. Геолого-петрографические, петрохимические, геохимические и минералогические исследования позволяют нам вывести из состава сайжинского комплекса щелочных ультраосновных и основных пород щелочные породы Нижне-, Верхне-Бурульзайских, Мухальского и Инолоктинского массивов.

2. Формирование щелочных пород указанных массивов происходило в условиях относительного тектонического покоя в результате кристаллизационной дифференциации десилицированной при ассимиляции известняков субщелочной магмы кислого состава.

3. Возраст щелочных пород на основании данных определения абсолютного возраста — верхнепалеозойский.

4. Установлена приуроченность щелочных массивов к зонам пересечения глубинных разломов северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простираний.

5. Образование уртит-якупирангитовых пород и нефелиновых сиенитов происходило из магматического очага при температуре выше 885°C в гипабиссальных условиях.

6. Основной причиной разнообразия щелочных пород явилось изменение режима щелочности. В условиях первоначально высокого потенциала натрия и избыточности кальция происходило формирование уртит-якупирангитовых пород. С некоторым падением потенциалов натрия и возрастанием потенциалов калия связано образование ювитов, полевошпатовых уртитов и ийолитов. Последующее возрастание активности калия способствовало возникновению нефелиновых сиенитов.

Становление Мухальского и Инолоктинского массивов завершилось формированием уртит-якупирангитовых пород, а Верхне- и Нижне-Бурульзайских массивов — уртит-якупирангитовых пород и нефелиновых сиенитов.

Зональное строение Нижне-Бурульзайского, Мухальского массивов обусловлено большой ролью кристаллизационной дифференциации щелочного расплава, насыщенного кальцием.

7 По химическому составу щелочные породы принадлежат к породам с явно выраженным миаскитовым характером. Установлено, что изменение химического состава пород и минералов при кристаллизации идет в сторону обогащения ос-

таточных его порций кремнеземом, щелочами, железом и обеднения кальцием, магнием, титаном, алюминием.

8. В пределах массивов широко развиты процессы метасоматоза (амфиболитизация нефелинизация, либнеритизация, биотитизация, альбитизация, канкринитизация).

С пневматолито-гидротермальными растворами связано образование постмагматического граната (при температуре несколько выше 550°), канкринита, скаполита (при температуре выше 300°), клиноцоизита, сфена.

9. Нижне-Бурульзайский и Мухальский массивы могут стать источниками глиноземистого сырья. Среднее содержание глинозема в урритах и ийолитах этих массивов выше 25%.

10. Геолого-структурное положение массивов щелочных пород позволяет предположить наличие новых выходов щелочных пород на северо-восточном и юго-западном продолжении зоны тектонической активизации.

Андреев Г. В. Роль тектонических факторов в образовании щелочных магм на примере Западного Забайкалья. — В кн.: Труды отдела геологии БФ СО АН СССР. Вып. 1 (9). Улан-Удэ, 1969.

Андреев Г. В., Шаракишинов А. О. Новые данные о возрасте комплекса ультраосновных — щелочных пород на Витимском плоскогорье. — «Доклады АН СССР», 1967, 174, № 4.

Андреев Г. В., Шаракишинов А. О., Литвиновский Б. А. Интрузии нефелиновых сиенитов Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.

Андреева Е. Д. О феррогастингситах из жильного нефелинового сиенита (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1965.

Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.

Арсеньев А. А. О возрасте витимских базальтов. — «Доклады АН СССР», 1938, т. XIX, № 3.

Базарова Т. Ю. Минералотермометрические исследования включений в минералах некоторых нефелиновых пород. — «Доклады АН СССР», 1965, т. 161, № 5.

Базарова Т. Ю. Физико-химические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1966.

Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М., «Наука», 1969.

Базарова Т. Ю., Костюк В. П. Температурные условия образования некоторых типов щелочных пород складчатых областей. — В кн.: Материалы IV Всес. петрогр. совещ. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., ИЛ, 1956.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья. М., «Наука», 1969.

Беличенко В. Г., Комаров Ю. В., Мусин Ю. Б. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). — В кн.: Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. Поздние молласы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области. — «Доклады АН СССР», 1961, т. 138, № 6.

Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных — щелочных пород. — «Известия АН СССР», серия геол., 1957, № 5.

Бородин Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолитов-мельтейгитов. — «Известия АН СССР», серия геол., 1958, № 6.

Бородин Л. С. О циркониевом шорломите. — «Доклады АН СССР», 1962, т. 141, № 6.

Булгатов А. Н. О некоторых различиях внутренних структур разновозрастных интрузий в бассейне верхнего течения р. Витима. — В кн.: Материалы совещ. по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960.

Булгатов А. Н. Новое место выхода известняков с нижнекембрийской фауной в верховье р. Лев. Олдынды.— В кн.: Материалы по геол. и пол. ископаемым Бурятской АССР. Вып. VII. Улан-Удэ, 1961₁.

Булгатов А. Н. К вопросу о возрасте базальтов бассейна верхнего течения р. Витима.— В кн.: Краеведческий сб. Бурятского филиала геогр. общ-ва СССР». Вып. 6. Улан-Удэ, 1961₂.

Булгатов А. Н. О кайнозойской истории Витимского плоскогорья и Икатского хребта (бассейн верховья р. Витим).— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Булгатов А. Н. О границе протерозойской и раннекембрийской геосинклиналиальных систем в юго-западной части Витимского плоскогорья.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 7.

Булгатов А. Н. Позднепротерозойские гранитоиды севера Бурятии. В кн.: Труды БурКНИИ СО АН СССР, серия геол. Вып. 22. Улан-Удэ, 1966₁.

Булгатов А. Н. Тектоника Ципа-Витимского междуречья (Западное Забайкалье). (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск, 1966₂.

Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеча-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7.

Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации.— В кн.: Магматизм и связь с ним. Полезных ископаемых. М., 1960. (Тр. II Всес. петрограф. совещ. АН СССР).

Воробьева О. А. Проблема щелочного магматизма.— В кн.: Проблема магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Воробьева О. А. Главные особенности размещения и формирования щелочных пород.— В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии Т. II. М., «Наука», 1969.

Гарифуллин А. Г. Мезозойские граниты Витимского плоскогорья (Бурятская АССР).— В кн.: Материалы по геол. и пол. ископаемым Бурятской АССР. Вып. II. Улан-Удэ, 1960.

Герасимовский В. И. Геохимия и минералогия нефелин-сиенитовых интрузий.— «Геохимия», 1956, № 5.

Герасимовский В. И. Геохимические факторы в решении вопроса о генезисе нефелиновых интрузий на примере Ловозерского массива.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Дворкин-Самарский В. А. Формация гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1965.

Дворкин-Самарский В. А., Бажин Ю. М. Гранитоиды и пегматиты Баргузино-Муйской структурно-металлогенетической зоны.— В кн.: Труды БурКНИИ СО АН СССР, серия геол. Вып. 12. Улан-Удэ, 1963.

Дворкин-Самарский В. А., Туговик Г. И. О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области.— В кн.: Труды БурКНИИ СО АН СССР, серия геол. Вып. 22. Улан-Удэ, 1966.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Порообразующие минералы. Т. 1—5. М., «Мир», 1965—1966.

Добрецов Н. Л., Пономарев Л. Г. О пироксенах эклогитовой фации жадеитовых пород и глаукофановых сланцев.— В кн.: Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 30. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Доброхотова Е. С. К вопросу о классификации амфиболов.— «Бюлл. МОИП», новая серия, отд. геол., 1968, т. XXII, вып. 1.

Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов и расплавов при высоких температурах.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 1. М., «Наука», 1965.

Елисеев Н. А. К вопросу о классификации нефелиновых горных пород.— «Записки Всес. мин. об-ва», 1957, т. 86, № 5.

Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Л., «Наука», 1967.

Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.

Заварицкий А. П. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Заварицкий А. П., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Злобин Б. И. Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор Сандык (Северная Киргизия).— «Известия АН СССР», серия геол., 1960, № 2.

Злобин Б. И. О гибрилизме щелочных магм по геохимическим данным.— В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Иванова Т. Н. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Коваленко В. И., Понолитов В. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. М., «Наука», 1970.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития континентальных мезозойд Восточной Азии.— «Доклады АН СССР», 1963, т. 151, № 4.

Конев А. А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье). Иркутск, 1962г.

Конев А. А. О новых массивах нефелиновых пород на Витимском плоскогорье.— «Записки Вост.-Сиб. отд. Всес. мин. об-ва», 1962г., вып. 3.

Конев А. А. Комплекс щелочных, ультраосновных и основных горных пород Витимского плоскогорья.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXV. Ч. I. М., «Недра», 1964.

Кононова В. А. О нефелинизации пироксенитов и мраморов.— «Известия АН СССР», серия геол., 1958, № 6.

Кононова В. А. Уртит-ийодитовые интрузии Юго-Восточной Тувы и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 60. М., 1961.

Кононова В. А. Первично-расслоенная Баянкольская интрузия геденбергитовых нефелиновых сиенитов.— В кн.: Труды ИГЕМ АН СССР. Вып. 76. М., 1962.

Кононова В. А. О взаимодействии нефелиновых сиенитов и мраморов Чахыртойского инъекционного поля (юго-восток Тувы).— В кн.: Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М., «Наука», 1965.

Кононова В. А., Органова Н. И., Ломейко Е. П. О составе и температуре кристаллизации нефелина из пород ийодит-мельтейгитовой серии.— «Известия АН СССР», серия геол., 1965, № 7.

Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях.— В кн.: К 70-летию академика Д. С. Белянкина. М., Изд-во АН СССР, 1946.

Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— «Доклады АН СССР», 1959, т. 128, № 2.

- Коржинский Д. С.** Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и постмагматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960.
- Костюк В. П., Базарова Т. Ю.** Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1966.
- Костюк В. П.** Нефелин как возможный геологический термометр. I. Некоторые сведения о кристаллохимических особенностях нефелина. В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. Новосибирск, «Наука», 1967.
- Костюк В. П., Панина Л. И.** К проблеме генезиса нефелинсодержащих пород в ультраосновных щелочных комплексах.— В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещ. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., 1964.
- Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А.** Парагенезис и кристаллохимические особенности титановых гранатов из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова.— Уч. записки Ленинградского гос. ун-та, серия геол. наук, 1962, № 312.
- Ланин А. В.** Нефелинизация пироксенитов и жильные нефелиты в Ковдорском массиве ультраосновных щелочных пород (Кольский полуостров).— «Известия АН СССР», серия геол., 1963, № 5.
- Лесняк В. Ф.** Основы анализа физико-химических свойств минералообразующих растворов по включениям в минералах. Львов, изд. Львовского ун-та, 1964.
- Литвиновский Б. А.** О находке магнезиальных скарнов в кристаллических известняках.— В кн.: Материалы по геол. и пол. ископаемым Бурятской АССР. Вып. IX. Улан-Удэ, 1965.
- Литвиновский Б. А.** Минералотермометрические исследования включений в нефелинах некоторых щелочных массивов Витимского плоскогорья.— В кн.: Материалы по геол. и пол. ископаемым Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ, 1967.
- Литвиновский Б. А.** Геология и петрология щелочных пород низовьев р. Киджимита и среднего течения р. Бамбуйки (Витимское плоскогорье). (Автореф. канд. дисс.). Новосибирск — Улан-Удэ, 1968.
- Лосицкий В. И., Зеленский Е. Е.** Новые данные по стратиграфии древних толщ Амалатского междуречья.— В кн.: Материалы по геол. и пол. ископаемым Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ, 1967.
- Михеев В. П.** Рентгенометрический определитель минералов. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Морковкина В. Ф.** Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., 1964.
- Нагибина М. С.** Формация и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Нагибина М. С.** Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Очиров Ц. О., Булнаев К. Б., Доржиев В. С. и др.** Развитие мезозойских структур Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1965.
- Павловский Е. В.** Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— В кн.: Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол. Вып. 98, № 31. М., 1948.
- Павловский Е. В.** Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— «Известия АН СССР», серия геол., 1956, № 10.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г.** Верхний докембрий. Западное и Восточное Прибайкалье. Стратиграфия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Панина Л. И.** О генезисе нефелиновых сиенитов Боргоя.— «Геол. и геофиз.», 1966₁, № 8.
- Панина Л. И.** Некоторые данные о температурных условиях формирования Сырнырского щелочного массива.— «Доклады АН СССР», 1966₂, т. 170, № 6.

Пашина Л. И. Минералого-генетическая характеристика некоторых щелочных массивов Прибайкалья. (Автореф. канд. дисс.) Новосибирск, 1967.

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., «Наука», 1964.

Салон Л. И. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— «Геол. и геофиз.», 1963, № 1.

Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Салон Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., «Недра», 1967.

Соболев В. С. Петрография Ботогольского щелочного массива. Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. Иркутск, ОГИЗ, 1947.

Соболев В. С. Введение в минералогия силикатов. Львов, изд. Львовского гос. ун-та, 1949.

Соболев В. С. Федоровский метод. М., Госгеолтехиздат, 1954.

Соболев Н. В. Классификация породообразующих гранатов.— «Доклады АН СССР», 1964, т. 157, № 2.

Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., «Наука», 1964.

Трегер В. Е. Оптическое определение породообразующих минералов. М., «Недра», 1968.

Шаракшинов А. О. Геолого-структурное положение массивов ультраосновных — щелочных пород в юго-западной части Витимского плоскогорья.— «Геол. и геофиз.», 1968, № 11.

Шаракшинов А. О. Геология и петрохимические особенности щелочных пород Нижне-Бурульзайского массива.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ, 1969.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1932, т. X, № 3, 4.

Шахварстова К. А. Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 1948, т. XXXIII, № 5.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии (о связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968.

Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Печаева Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.— «Геол. м-ний редких элементов», 1961, вып. 12, 13.

Эйтель В. Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.

Язмир М. М. К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны (структурно-фацциальное районирование).— В кн.: Труды БурКНИИ СО АН СССР, серия геол. Вып. 21. Улан-Удэ, 1966.

Язмир М. М. Региональные биостратиграфические шкалы раннего палеозоя Бурятии.— В кн.: Материалы к геол. конф., посвященной 50-летию Советского гос-ва и 10-летию Бурятского геол. упр-ия, Улан-Удэ, 1967.

Яшина Р. М. Харлиевский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования.— В кн.: Щелочные породы Сибири. М., 1962. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 76).

Hamilton D. L. Nephelines as crystallization temperature indicators.— «J. Geol.», 1961, v. 69, № 3.

Hamilton D. L., Mackenzie W. S. Nepheline solid solution in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 .— «J. Petrolog.», 1960, № 1.

Harker R. J., Tulle O. F. Studies in the system CaO — MgO — CO_2 . Part. I. The thermal dissociation of calcite, dolomite and magnesite.— «Am. J. Sci.», 1955, v. 253, № 4.

ОГЛАВЛЕНИЕ

<i>Введение</i>	3
<i>Глава I. Особенности геологического строения района</i>	5
Стратиграфия	6
Магматизм	10
Тектоника	18
<i>Глава II. Геолого-петрографическая характеристика щелочных массивов</i>	23
<i>Глава III. Породообразующие минералы щелочных пород</i>	76
Калинатровый полевой шпат	77
Плагиоклаз	79
Нефелин	81
Моноклинный пироксен	85
Амфибол	97
Гранат	101
Слюды	105
Кальцит	107
Клиноцоизит	110
<i>Глава IV. Петрохимические особенности щелочных пород</i>	111
<i>Глава V. Анализ парагенезисов минералов</i>	124
<i>Глава VI. Некоторые суждения о физико-химических условиях формирования щелочных пород</i>	131
Температурные условия формирования щелочных пород	131
О глубинах формирования щелочных пород	136
О магматической природе щелочных пород	138
О генетической природе щелочных пород исследуемых массивов	139
Возможные пути формирования щелочных пород Нижне-, Верхне-Бурульзайских, Мухальского и Инолоктинского массивов	143
<i>Заключение</i>	148
<i>Литература</i>	150

Александр Осипович Шаракшинов

ПЕТРОЛОГИЯ
НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ
ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

Ответственный редактор
Вадим Павлович Костюк

Редактор *Н. Г. Рязанова*]
Художественный редактор *В. И. Желнин*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *Р. П. Пташкина*
Корректоры *Л. А. Гуринович, В. К. Тришина*

Сдано в набор 15 марта 1974 г. Подписано к печати 4 февраля 1975 г.
МН 01518. Формат 60×90^{1/16}. Бумага машиномелованная 9,75, печ. л. +1 вкл.,
10,2 уч.-изд. л. Заказ № 55 Тираж 1000 экз. Цена 1 р. 02 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск-99, Советская, 18.
4-я типография изд-ва «Наука». 630077, Новосибирск-77, Станиславского, 25.

8

Цена 1 р. 02 к.

1568