

В. П. КОСТЮК, Т. Ю. БАЗАРОВА

**ПЕТРОЛОГИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ
ПОРОД
ВОСТОЧНОЙ
ЧАСТИ
ВОСТОЧНОГО
САЯНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА



А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
И Н С Т И Т У Т Г Е О Л О Г И И И Г Е О Ф И З И К И
С И Б И Р С К О Е О Т Д Е Л Е Н И Е А Н С С С Р

В. П. Костюк, Т. Ю. Базарова

ПЕТРОЛОГИЯ
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ВОСТОЧНОГО САЯНА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1966

У.Д.К. 552.331.(235.223)

Ответственный редактор
академик В. С. СОБОЛЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Несмотря на то, что щелочные породы на фоне многих других петрографических типов изверженных горных пород распространены относительно ограниченно, изучению их в геологии уделяется весьма большое внимание. Это не случайно. Вопросы генезиса щелочных пород остаются для петрологии до сих пор наиболее дискуссионными. Было предложено множество гипотез, пытающихся либо объяснить отдельные стороны генетической природы, либо дать универсальную схему, которая могла бы объяснить возможные пути образования щелочных пород во всем разнообразии их проявления.

Общий обзор взглядов на происхождение щелочных и, в частности, фельдшпатитовых пород был в свое время сделан Р. Дэли (1936). Теоретическому обоснованию возможных путей образования щелочных пород в общем плане освещения физико-химических процессов, протекающих в магматических расплавах гранитоидного состава, большое место уделено в работах Д. С. Коржинского (1953, 1955, 1956, 1959, 1960 и др.). В последнее время в связи с выявлением ряда своеобразных щелочных образований типа ультраосновных — щелочных пород, приуроченных к карбонатитам, появились теории происхождения нефелинсодержащих пород путем гидротермально-метасоматического преобразования первичных пироксенитов или иных пород основного состава при непосредственном участии в этом процессе существенно карбонатных пород (карбонатитов). Такие представления у нас в Союзе усиленно развивают Л. С. Бородин (1957, 1958 и др.) для месторождений Кольского полуострова, Е. Л. Бутакова (1959 г.) и другие — для щелочных пород севера Сибирской платформы. Значительную роль отводят метасоматозу В. А. Кононова (1957) и Р. М. Яшина (1962, 1963) при объяснении процессов формирования щелочных и нефелиновых сиенитов Юго-Восточной Тувы.

Интерес, проявляемый к щелочным породам, объясняется прежде всего той их ролью, которую они подчас играют как аккумуляторы своеобразного комплекса полезных ископаемых.

Объектом первого этапа нашего изучения служат щелочные породы, известные в восточной части Восточного Саяна (в пределах Урик-Окинского междуречья). Они здесь являются посторогенными образованиями и приурочены к сложному в тектоно-магматическом отношении складчатому сооружению, выполненному в подавляющей своей массе древними докембрийскими метаморфизованными толщами. Среди последних чрезвычайно большие поля заняты изверженными породами и докембрийского, и палеозойского этапов магматизма, в том числе интрузиями щелочных пород.

Щелочные породы располагаются в труднодоступной высокогорной области центрально-саянского плато. Морозное выветривание в гольцовой части хребтов почти всюду создает хаотическое нагромождение делювиальных глыбовых россыпей, затрудняющих систематический отбор материала по определенным разрезам, изучение приконтактных зон и т. д. С этим, очевидно, могут быть связаны возможные пробелы при попытках выяснения деталей парагенетических взаимоотношений минералов в тех или иных

типах пород. Такого же рода затруднения возникают часто на северных склонах гольцов, обычно слабо обнаженных под сплошным покровом горной тундры (марей). Общий орографический и эконом-географический очерк этой части Восточного Саяна, дающий полное представление о районе работ, имеется в работе В. П. Солоненко (1947).

Изучение комплекса щелочных пород было начато в 1960 г. сотрудниками Института геологии и геофизики СО АН СССР В. П. Костюком и Т. Ю. Базаровой. При этом Т. Ю. Базаровой принадлежит некоторая часть данных по светопреломлению минералов в породах Ботогола, но главным образом ею проведены все минералотермометрические исследования, по материалам которых и составлен раздел о температурных условиях формирования щелочных пород всего описываемого района.

Первые результаты изучения щелочных пород района изложены в настоящей работе. Естественно, их следует рассматривать в качестве одного из этапов, требующих в ряде случаев своего подтверждения и дополнения на более обширных материалах, которые предстоит пополнить в дальнейшем при исследовании аналогичных образований в других частях региона. Открывающаяся перед нами возможность выяснить термодинамические условия формирования щелочных пород (как и всех иных магматогенных образований) позволит со временем подойти к выяснению их генетической природы с помощью числа и меры и таким образом внести объективные критерии в познание процессов минералообразования, осуществляющихся в эндогенных условиях.

В относительном соседстве с изучаемыми нами породами расположены щелочные породы Северо-Восточной Тувы, описанные В. С. Кудриным, и Юго-Восточной Тувы, известные по работам В. А. Кононовой и Р. М. Яшиной. Вместе с тем, несмотря на многие черты сходства в минералогическом и петрографическом отношении и близкое структурно-тектоническое положение, эти последние, судя по опубликованным материалам, очевидно, обладают некоторыми индивидуальными чертами генетической природы. Сопоставление в дальнейшем всех этих образований с целью выяснения особенностей каждого генетического типа и выявления причин, породивших такое разнообразие, представляется крайне интересным и необходимым.

Авторы выражают свою большую признательность академику В. С. Соболеву, оказавшему ряд ценных консультаций и советов, Ю. А. Долгову, Л. Ш. Базарову, И. Т. Бакуменко за консультации и предоставленную возможность технически осуществить эксперимент по микротермометрическим исследованиям включений в минералах, Д. К. Архипенко, под руководством которой проводились рентгеноскопические исследования ряда минералов, В. Б. Василенко, а также всем сотрудникам Института, способствовавшим выполнению данной работы.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Восточный Саян — юго-западное звено в цепи складчатого обрамления Сибирской платформы, по своей истории формирования относится к сложному в геологическом отношении сооружению. Здесь выделяются три крупных орогенических этапа: архейский, верхнепротерозойский и каледонский. В каждом из них породы пережили геосинклинальную, затем складчатую фазу развития. Равным образом каждый из этих этапов сопровождался интенсивной многофазной магматической деятельностью.

Наименее отчетливыми чертами индивидуальности обладает архейский магматический цикл, так как ортопороды самого древнего Шарыжальгайского комплекса вместе с вмещающими их породами настолько интенсивно метаморфизованы, что подчас установление их принадлежности к несомненно изверженным образованиям чрезвычайно затруднено. По существу они превращены в гранито-гнейсы, плагиоклазовые амфиболиты, гнейсы, кристаллические сланцы и иные подобные типы пород. Более молодые изверженные породы, начиная с протерозоя и выше по разрезу, развиты в пределах района чрезвычайно широко и относительно хорошо изучены. Так, А. И. Сулоев (1960) подсчитал, что магматические образования в Восточном Саяне составляют до 46% его площади, в том числе среднепалеозойские кислые и щелочные гранитоиды, являющиеся объектом нашего исследования, занимают 40%.

Отсылая читателя к работам И. А. Молчанова (1934), В. А. Обручева (1939), С. В. Обручева (1942, 1949), Н. С. Ильиной (1945), М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1950, 1952), В. П. Арсентьева (1960), А. Л. Додина и В. Н. Гурьяновой (1960), А. Л. Додина (1961), Т. Н. Ивановой (1961), А. Д. Смирнова и др. (1963) и иных исследователей, освещающих геологическое строение региона и место в общих стратиграфических разрезах изверженных пород, отметим, что специально вопросу изучения изверженных пород, их петрографических и петрохимических особенностей как в целом для Восточно-Саянского региона, так и его восточной части, также посвящено несколько работ (Сулоев, 1960; Крылов и др., 1962; Смирнов, Булдаков, 1962).

Сложность геологического строения региона, в стратиграфическом разрезе которого распространены преимущественно докембрийские метаморфизованные толщи, отсутствие пока строго разработанной геохронологической шкалы, создают соответствующие затруднения в датировании возраста интрузий. «Общее количество выделяемых интрузивных комплексов, — отмечают А. Л. Додин и В. Н. Гурьянова (1960), — их возрастные соотношения и металлогенетическая характеристика спорны. Так, например, в согласованной легенде для геологических карт Восточного Саяна выделяется двадцать интрузивных комплексов». Сами упомянутые авторы выделяют для региона только 14 разновозрастных интрузивных комплексов, семь из которых отнесено к палеозойскому возрасту. Т. Н. Иванова (1961) в палеозое Восточного Саяна выделяет девять интрузивных комплексов. В обзорной работе И. Н. Крылова с соавторами (1962), посвященной специально петрографии метаморфических и магматических

пород региона, фигурируют десять обособленных палеозойских комплексов изверженных пород. По иному пути пошли А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962). В своей сводной работе по магматизму Восточного Саяна они выделяют четыре тектоно-магматических цикла: шарыжалгайский (архей или нижний протерозой), верхнерифейский, кембрийский и девонский. В пределах каждого уже размещаются определенные комплексы пород по принципу их петрографических и петрохимических особенностей и приуроченности к тем или иным тектоническим структурам региона.

Дело, однако, не в количестве выделяемых магматических комплексов или их номенклатурной несогласованности (хотя и это для читателя весьма существенно), но в том, что в каждую предложенную схему вкладываются свои представления исследователей об истории развития магматизма.

Поскольку почти все исследователи Восточного Саяна принимают палеозойский (точнее — даже среднепалеозойский) возраст щелочных пород, в дальнейшем при ссылках на ту или иную стратиграфическую схему мы будем касаться только тех интрузивных образований, которые заведомо отнесены к палеозою.

Т а б л и ц а 1

Стратиграфическая схема для среднепалеозойского (девонского) этапа магматизма
(по А. И. Сулоеву, 1960)

Формация	Фаза	Состав пород
Кислые и щелочные гранитоиды	IV	Малые интрузии и жильные породы
	III	III подфаза — уртиты, ийолиты, лейкократовые нефелиновые сиениты
		II подфаза — нефелиновые и щелочные сиениты
		I подфаза — нормальные сиениты
	II	Граниты, субщелочные граниты, граносиениты, сиениты, гранодиориты, кварцевые монцониты, нордмаркиты
	I	Граниты, адамеллиты, гранит-рапакиви
Эффузивы основного, кислого и щелочного состава		Кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, ортофиры, кератофиры, порфириты

Для иллюстрации приведем одну из таких схем (табл. 1), предложенную И. А. Сулоевым (1960), в которую включены изучаемые нами породы. Все указанные магматические комплексы Сулоев относит к образованиям платформенного типа, равно как и последующий магматизм верхнепалеозойского, нижнемезозойского и кайнозойского времени. Образование платформенных магматических комплексов автор генетически связывает с тектонической активизацией древних жестких платформенных областей Восточного Саяна, утратившего в юго-восточной части региона черты своего геосинклинального развития уже в конце кембрия.

Обзор представлений предыдущих исследователей, касающихся истории развития и формирования гранитоидных интрузий девонского времени, полно освещен в работе А. Д. Смирнова и В. В. Булдакова (1962).

Во всех опубликованных работах и приводимых в них стратиграфичес-

ких схемах района место щелочных пород определяется по-разному. Так, Б. М. Куплетский (1925а), не приводя прямых указаний о возрасте щелочных пород Ботогольского массива, связывает их генетически с гранитами Буруктуйского гольца. А. Л. Додин и В. Н. Гурьянова (1960) наряду с более древними выделяют в верхней части стратиграфического разреза палеозоя ряд интрузивных комплексов, в том числе огнитский и зиминский. Огнитский комплекс отнесен ими к средним, а зиминский — к поздним этапам развития каледонской складчатости; в последний включены нефелиновые сиениты и карбонатиты р. Зимы. О щелочных породах центральной части Восточного Саяна не упоминается, однако на приложенной схематической карте Ботогольский массив попадает в зиминский комплекс.

В принципе подобную же схему несколько позднее дает Т. Н. Иванова (1961). Она выделяет огнитский интрузивный комплекс (нижний девон) и зиминский (верхний палеозой — нижний мезозой); к зиминскому комплексу отнесены щелочные габброиды, уртиты и карбонатиты.

В. П. Арсентьев (1960) к так называемому сархойскому нижнепалеозойскому интрузивному комплексу относит гранодиориты, граниты, граносиениты и сиениты. При этом он ссылается на Ф. К. Волколакова, который предлагает включить сюда также нефелиновые сиениты Ботогола как образования завершающей фазы формирования сархойского комплекса.

По А. И. Сулоеву (1960), девонский комплекс кислых и щелочных гранитоидов (см. табл. 1) претерпел многофазный процесс формирования. «В первую фазу образовались биотитовые порфировидные граниты и адаметеллиты, переходящие в эндоконтактах в рапакиви, монцититы и гранодиориты; во вторую — лейкократовые граниты и граносиениты, а также субщелочные граниты и сиениты; в третью — нормальные пироксеновые сиениты (первая подфаза), затем щелочные и нефелиновые пироксеновые и рибекитовые сиениты (вторая подфаза) и в последнюю, третью подфазу — лейкократовые нефелиновые сиениты и ультращелочные породы — ийолиты и уртиты с кварцевыми сиенитами и граносиенитами в экзоконтактах».

Иные представления о щелочных породах восточной части Восточного Саяна у Л. П. Рик (1961). Весь комплекс сиенитов щелочного и субщелочного состава, а также граносиениты, граниты, реже — гранодиориты, т. е. примерно все те магматические породы, которые А. И. Сулоев отнес к девонским образованиям, объединены Рик в единый огнитский комплекс. Этот комплекс «...представляет интрузию субщелочного и щелочного характера, внедрившуюся в два или три этапа в расслабленные зоны Протеросаяна, расположенные к югу от большого Саянского разлома. Наиболее крупные сложно дифференцированные массивы находятся в центральных частях складчатой зоны, чему способствовала сильно развитая глыбовая тектоника». Формирование огнитского комплекса связывается с завершающим этапом каледонской или, возможно, уже началом герцинской складчатости. Автор параллелизует огнитский комплекс Восточного Саяна с девонским (сютхольским) интрузивным комплексом Восточной Тувы, причем, подобно восточно-саянскому, для щелочных гранитов сангиленского комплекса Тувы допускается генетическая связь с девонскими гранитами.

Приведенные Л. П. Рик величины абсолютного возраста нормальных и щелочных гранитоидов Урик-Окинского междуречья, т. е. тех же пород, какие изучаются нами, по-видимому, существенно занижены. Так, калий-аргоновым методом в разных случаях получены значения от 88—138 до 267 млн. лет, что соответствует диапазону верхний мел — триас. Правда, делается оговорка, что все породы были в разной степени альбитизированы и, следовательно, имеющиеся определения оказываются беспредметными.

ляет крупный Окинский антиклинорий, сложенный в ядре метаморфическими сланцами и песчаниками, а на крыльях — монгольскими известняками.

В юго-восточной оконечности описываемой структуры располагается Ботогольский массив щелочных и нефелиновых сиенитов, а также несколько относительно более мелких массивов щелочных сиенитов и нордмаркитов левобережья Урика.

К северу и северо-западу от Ботогола крупные массивы щелочно-земельных сиенитов находятся в Шебелинском и северном Сорокском гольцах. Далее к западу, параллельно широтному течению Оки, простирается крупный массив граносиенитов хр. Каландарашвили. Собственно сиенитовые разности, как принято считать, — краевые фации еще более крупных, доминирующих среди интрузивных образований гранитных массивов. Граносиениты широко развиты также по левобережью Оки; здесь, в междуречье Сенцы и Жом-Болока, они слагают крупные поля. Наибольший интерес при этом представляют щелочные и нефелиновые сиениты, появляющиеся на водоразделе Бурят-Гола и Сенцы среди граносиенитов (хр. Нюрган).

Геологическая позиция отдельных массивов щелочных пород и щелочно-земельных сиенитов в исследованном районе далеко не одинакова.

Щелочные и нефелиновые сиениты Ботогола полностью расположены в толще протерозойских кристаллических известняков, чередующихся с достаточно мощными горизонтами метаморфических сланцев. Между изверженными породами массива и известняками устанавливаются сложные взаимоотношения. С одной стороны окружающая массив карбонатная толща палеозоя вмещает ботогольские сиениты, с другой стороны многочисленные блоки и клинья известняков протяженностью подчас десятки метров, а также их ксенолиты размерами от первых метров до долей метра находятся среди щелочных и нефелиновых сиенитов; последние, таким образом, становятся уже вмещающими для этих известняков, которые сохранились здесь как реликты эродированной кровли интрузива.

Щелочные сиениты левобережья Урика помещаются в зоне стыка между гранитами более древнего Буруктуйского массива и вмещающей карбонатной толщей. Нордмаркиты при этом образуют два обособленных вследствие эрозии массива. Они слагают достаточно протяженный водораздельный гребень между верховьями р. Хошагола и долиной р. Урика и в геоморфологическом отношении являются юго-западным отрогом Буруктуйского массива. Нордмаркиты прорывают известково-сланцевую метаморфическую толщу, реликты которой в виде крупных стратифицированных блоков отмечаются в срединной, местами сильно эродированной части массива. Однако тесного переплетения между известняками и щелочными породами, как в Ботогольском массиве, здесь не наблюдается.

Крупный массив щелочно-земельных сиенитов северных Сорокских гольцов находится в тесной пространственной и, очевидно, генетической связи с гранитами и граносиенитами. Последние создают периферическое обрамление сиенитам, занимающим в этом комплексе центральное, а в стратиграфическом разрезе — более высокое положение. Поэтому сиениты лишь на отдельных участках непосредственно контактируют с вмещающей толщей известняков. Реликты этих известняков в виде отдельных, иногда достаточно крупных блоков встречаются и непосредственно среди сиенитов, но они выступают здесь скорее как отторженцы, выведенные из первоначального залегания интрузией сиенитов. На большем своем протяжении сиениты контактируют с гранитами или граносиенитами.

Площадь распространения этих сиенитов, которые А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962) называют «северным массивом», по-видимому, значительно преувеличена в восточной их части. Выходы собственно сиенитов на востоке, по нашим наблюдениям, ограничены правобережьем

самого верхнего отрезка течения р. Сороки, так как по ее левобережью залегают мелкозернистые биотитовые граниты, частично граноспелиты. Северосорокские спелиты эти авторы объединяют с гранитами так называемого «южного массива» в единый Яхошопский гранитоидный массив, который они относят к девонскому интрузивному циклу.

В контактах между блоками известняков и спелитами совершенно не выявляется какое-либо воздействие этих пород друг на друга. Некоторая мраморизация известняков, возможно, в большей мере была обусловлена общим предшествовавшим региональным метаморфизмом, чем самой интрузией. Такое положение отмечают также А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962): «...В спелитах совершенно отсутствуют ксенолиты боковых пород, и почти незаметно контактно-метаморфических изменений во вмещающих толщах». Они считают, что такое положение, вероятно, связано с межформационным внедрением спелитов в виде мощной покровной залежи.

Действительно, вблизи водораздела верховьев р. Сороки (ее притока Буруун-Гол-Дабан и правых притоков широтного течения Оки) между спелитами и известняками наблюдаются весьма необычные взаимоотношения. Спелиты несомненно перекрывают известняки, нигде не прорывая их, и внешне очень напоминают пластовую интрузию. Плоскость контакта на значительном протяжении совершенно горизонтальна. В подстилающих известняках отсутствуют метаморфогенные минералы; обнаружены лишь небольшие количества сфена. Тем более не обнаруживается никаких изменений вещественного состава или структурно-текстурных особенностей в эндоконтактах спелитов. Однако в остальных случаях, в частности, в долине р. Сороки и в других местах между спелитами и известняками отмечаются типичные интрузивные взаимоотношения, но опять без какого-либо изменения химизма этих разнородных пород в приконтактных зонах. Правда, Д. В. Титов и О. П. Алексеева, производившие здесь съемку, отмечают, что в северных Сорокских и Шебелинских гольцах иногда появляются участки спелитов шлупоподобного характера, содержащие нефелин или обогащенные цветными минералами, и что такие гибридные породы обычно находятся в тесной связи с ксенолитами известняков.

В массиве спелитов и граноспелитов междуречья Сенцы и Бурят-Гола (хр. Нюрган по левобережью Оки), впервые закартированного И. А. Кобеляцким и О. П. Алексеевой, обнаружены в ряде мест щелочные нефелиновые спелиты в контакте с известняками. Авторы считают, что обогащение спелитов щелочами, приведшее к ярко выраженному их щелочному составу, обязано ассимиляции интрузирующей магмой вмещающих известняков.

Щелочные и нефелиновые спелиты в хр. Нюрган нами также были исследованы. В минералого-петрографическом отношении и по химизму породообразующих минералов они очень напоминают ботогольские породы. Можно указать лишь на различие их геологической позиции: Ботогольский массив представляет собой индивидуализированное тело щелочных пород, находящееся вне какой-либо видимой связи с другими интрузивными породами, щелочные же породы Нюргона и пространственно и генетически отчетливо связаны с окружающими их граноспелитами.

Более подробные геолого-петрографические сведения о щелочных породах Нюргона даны ниже. Здесь мы лишь упомянем, что специально проведенным нами изучением контактов вмещающих известняков с массивами щелочных пород и щелочно-земельных гранитоидов района ни в одном случае не установлено какое-либо заметное химическое взаимодействие между этими весьма разнородными по вещественному составу породами. Даже на Ботоголе воздействие магмы на известняки проявляется только некоторой перекристаллизацией последних и возникновением в

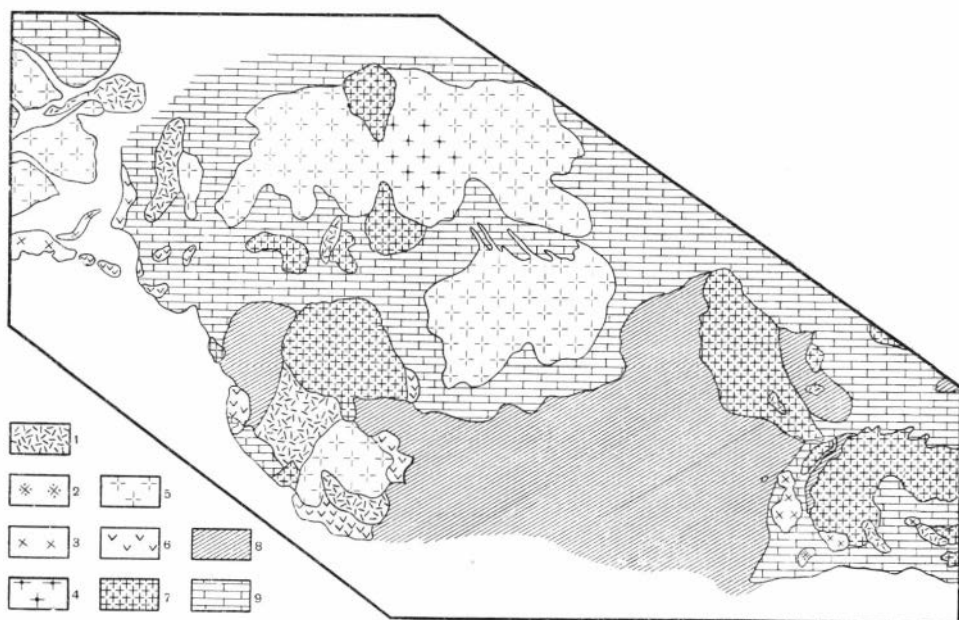


Рис. 1. Схема геологического строения Окинского синклиория (по материалам А. Д. Смирнова, В. В. Булдакова, Д. В. Титова, О. П. Алексеевой, В. П. Солоненко с некоторой интерпретацией по В. П. Костюку)

1 — базальты; 2 — нордмаркиты (девон); 3 — щелочные и нефелиновые сиениты (девон); 4 — сиениты огнистого комплекса (девон); 5 — граниты, граносиениты и сиениты огнистого комплекса (девон); 6 — диориты и гранодиориты; 7 — граниты и гнейсо-граниты (верхний рифей); 8 — метаморфические сланцы, кварциты, песчаники (протерозой); 9 — карбонатные породы (протерозой)

узкой экзоконтактовой полосе таких метаморфогенных минералов, как диопсид и волластонит, гораздо реже — гранат (гроссуляр) и форстерит. Явления метасоматоза или биметасоматоза обычно выражены очень слабо. Также не наблюдаются какие-либо признаки десиликации щелочно-земельной магмы, хотя бы в эндоконтактах, и повышение в связи с этим ее щелочности. Геологическое положение гранитоидных интрузивов, включая щелочные породы, в изучаемом районе показано на схеме (рис. 1).

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД БОТОГОЛА

Ботогольский массив в общем комплексе щелочных пород центральной части Восточного Саяна представляется наиболее интересным и наиболее индивидуальным. Поэтому имеет смысл отдельно рассмотреть особенности, присущие породообразующим минералам щелочных пород этого массива. Характеристика минералогического состава других массивов щелочных пород и щелочно-земельных спеников дается в соответствующих разделах параллельно с петрографическим описанием пород этих массивов.

Некоторые сведения о минералогическом составе щелочных пород Ботогольского массива можно почерпнуть из опубликованных работ, в которых освещается петрография массива.

Ботогольский массив щелочных и нефелиновых спеников стал известен более ста лет назад благодаря открытию здесь Алибером уникального по своему качеству месторождения графита. Однако вмещающие графит породы были описаны лишь в конце XIX столетия (Ячевский, 1899). Затем, в 1907 г. А. Н. Заварицкий опубликовал результаты изучения ряда породообразующих минералов из образцов нефелиновых спеников массива, хранящихся в коллекции Геологического музея АН СССР. Из-за недостаточности материала он ограничился лишь кристаллооптической характеристикой некоторых минералов, хотя приведенные константы для того времени, по существу, были первыми и наиболее полными.

Планомерное изучение месторождения началось в 1924 г. Достаточно подробное петрографическое исследование щелочных пород Ботогольского массива и отдельных породообразующих минералов провел Б. М. Куплетский (1925 а, б). Описание минералов массива, к сожалению, не сопровождается какими-либо сведениями об их химизме и кристаллооптическими данными, сделали Е. Е. Костылева и А. Н. Лабунцов (1925). Весь комплекс минералов они разделяют на две группы: 1) минералы собственно щелочной магмы и 2) минералы, образовавшиеся в результате контактного взаимодействия щелочной магмы с известняками.

В статьях Б. П. Некрасова (1928) и И. И. Орешкина (1931) встречаются также лишь самые краткие сведения о составе некоторых минералов, полученные по кристаллооптическим константам.

Все упомянутые работы по минералогии Ботогола для нас сейчас представляют лишь исторический интерес. Исключение составляет только статья Б. М. Куплетского (1925б), специально посвященная всестороннему изучению пренита, встречающегося в некоторых гидротермально измененных спениках или метасоматических образованиях. Наряду с описанием минерала приводится его полный и вполне доброкачественный химический анализ, которым мы воспользуемся в дальнейшем. Однако химические анализы ряда других минералов из щелочных пород массива, имеющиеся в более поздней работе Б. М. Куплетского (1937), не вполне доброкачественны. Так, не вызывает доверия полученное для граната и клинопироксена соотношение между окисным и закисным

железом, а в анализах нефелина и канкринита отмечается значительный избыток щелочей по сравнению с содержанием глинозема. Все это не позволяет воспользоваться упомянутыми анализами минералов.

Наиболее ценные соображения в отношении особенностей химического состава породообразующих минералов встречаются у В. С. Соболева (1947), и наши исследования в ряде случаев будут служить дополнением в смысле обоснования некоторых высказанных там положений. В частности, отмечается своеобразный состав клинопироксена, который при необычно малом для комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов содержании эгиринового компонента отличается своей чрезвычайно высокой железистостью. Общий химизм щелочных магм, в которых магний либо отсутствует совершенно, либо его количества практически неощутимы, накладывает отпечаток и на состав всех фемических минералов, что отчетливо видно из их характеристик.

Поскольку целью проводимого нами изучения щелочных пород было прежде всего выяснение их генетической природы, при минералогических исследованиях, естественно, внимание акцентировалось на выявлении химического состава последних. Это позволило наметить схему парагенетических взаимоотношений минералов в зависимости от изменения тех или иных параметров в различных физико-химических системах.

Не касаясь здесь петрографии щелочных пород массива, мы лишь упомянем, что наиболее распространенная разновидность щелочных сиенитов сложена преимущественно двумя минералами: каликатровым полевым шпатом (микропертит) и клинопироксеном эгирин-геденбергитового состава, иногда биотитом. В аксессуарных количествах присутствуют апатит, сфен и графит. В дальнейшем, при повышении потенциала натрия по пироксену начинает развиваться амфибол (гастингсит), который подчас образует хорошие индивиды.

Нефелиновые сиениты отличаются от щелочных сиенитов лишь присутствием нефелина. Между ними существуют все переходы — от щелочных сиенитов с очень небольшим содержанием нефелина (5—10%) до уртитов, в которых количество калишпата снижается до нуля. В типичных для Ботогола нефелиновых сиенитах отношение между нефелином и калишпатом близко к 1:1, обычно с некоторым преобладанием последнего.

Заметим, что строго отграничить щелочные сиениты от нефелиновых при картировании массива почти не удастся. Первые преимущественно распространены на восточном и западном периферических крыльях вытянутого в субмеридиональном направлении массива, в особенности в его южной половине. Нефелиновые сиениты тяготеют главным образом к северному куполу, но имеются и южнее. Кое-где, например на северной и южной оконечностях массива, они непосредственно контактируют с вмещающими известняками.

Среди как щелочных, так и нефелиновых сиенитов можно выделить ряд вариаций, определяемых насыщенностью фемическими минералами — от меланократовых до лейкократовых разновидностей. Лейкократовые нефелиновые сиениты чаще содержат биотит. Меланократовые их разновидности, в особенности пойкилитовые ийолиты, как правило, обогащены клинопироксеном. Ийолиты обычно выявляются в виде жилкообразных тел мощностью от одного до нескольких метров, секущих нефелиновые сиениты. Общая особенность всех щелочных пород массива та, что определяющим фемическим минералом в них служит клинопироксен, содержание которого лишь в мало распространенных биотитовых нефелиновых сиенитах может резко снижаться.

Кроме названных пород, которые с полным основанием следует относить к магматическим образованиям, т. е. пород, кристаллизовавшихся

обычным путем из расплавов (правда, при некоторых специфических условиях), на Ботоголе встречаются и иные генетические типы. Достаточно распространена группа пород метасоматического и гидротермального происхождения, а также отчасти гибридного. Здесь следует различать породы, возникшие кое-где в приконтактной полосе между вмещающими известняками и сиенитами, представленные диоритовыми разностями в эндоконтактах, с одной стороны, и породы обширных участков в срединной части массива, где выявляется положение интенсивных гидротермальных процессов на сиениты и ранее скарнированные образования.

Процессы метасоматоза, протекавшие в контактах щелочных пород с блоками или ксенолитами известняков, создали довольно пеструю гамму минеральных ассоциаций и проявились прежде всего в интенсивном развитии волластонита, клинопироксена, граната, нередко пренита, калинатрового полевого шпата; кроме того, нередко они обогащены кальцитом, поскольку все это развивается в экзоконтактах известняков.

Щелочной метасоматоз в собственно нефелиновых сиенитах дополняется существенной канкринитизацией нефелина, реже — развитием содалита и мусковита.

Скарновые и гидротермальные процессы проявляются далеко не повсеместно и не являются региональными в пределах массива. Скорее можно говорить о локальном развитии метасоматически-скарповых и гидротермальных пород лишь там, где к этому были определенные предпосылки. Метасоматоз, например, протекал преимущественно в контактах щелочных пород с известняками блоков или крупных ксенолитов, которые были захвачены внедряющейся магмой из пород кровли. Гидротермальные процессы наиболее интенсивно протекали в зонах тектонических нарушений. Наибольший по своим масштабам участок измененных пород выявляется в широкой полосе (200—250 м), пересекающей весь массив в поперечном направлении; вероятнее всего, он приурочен к зоне тектонического разлома типа грабена.

Таким образом, по своему вещественному составу и химизму минералов породы, обязанные своим происхождением указанным процессам, весьма существенно разнятся. Все это учтено при минералогическом и петрографическом обзоре.

Несколько обособленное место занимают известняки в экзоконтактах вмещающей толщи, мраморизованные под воздействием интрузии щелочной магмы. Наиболее примечателен здесь клинопироксен, резко отличающийся от клинопироксена, типичного для всех остальных первично-магматических пород массива и их производных. Этот пироксен соответствует почти чистому диопсиду. Вместе с ним изредка встречается магнезпальный форстерит.

Для характеристики вещественного состава щелочных пород района и установления парагенетических взаимоотношений в них мы располагаем 25-ю полными химическими анализами силикатных минералов (главным образом фемических). Кроме того, мы воспользовались одним анализом пренита, заимствованным у Б. М. Куплетского (1925б).

Главное внимание уделялось изучению породообразующих минералов наиболее ранней генерации, т. е. минералов собственно щелочных пород. Преимущественно для них же были проведены химические анализы, хотя частично эти анализы характеризуют и минералогический скарновых процессов. Для части минералов проводились рентгенометрические и спектральные исследования. Однако наибольшая по объему часть исследований приходится на кристаллооптическое изучение породообразующих, прежде всего фемических минералов.

Описание мы начнем с главнейших породообразующих минералов для собственно щелочных пород наиболее ранней стадии, затем дадим

краткую характеристику минералов гидротермальной стадии. Поскольку процессы высокотемпературного метасоматоза подчас протекают одновременно со стадией формирования щелочных пород и большинство породообразующих минералов для них — общие или разнятся лишь качественно (гранат, иногда пироксен), характеристика их дана совместно с указанием генетической природы в тех или иных случаях.

Калинатровый полевой шпат

Калинатровый полевой шпат — один из ведущих минералов в комплексе щелочных пород, так как он содержится во всех главнейших типах за исключением мало распространенных разновидностей — уртитов и пойкилитовых ийолитов. В щелочных сиенитах калинатровый полевой шпат — почти единственный калиево-натриевый минерал. Изредка встречаются породы, внешне очень напоминающие пойкилитовые ийолиты, однако общий фон их определяется не нефелином, а крупными табличками калишпата, переполненными мельчайшими (десятые и сотые доли миллиметра) включениями густо-зеленого клинопироксена, отчего порода в штуфе выглядит совершенно темной.

Калинатровый полевой шпат чаще представлен решетчатым микроклином. Как правило, его таблички переполнены микро- и криптопертитовыми вростками альбита, имеющими форму мельчайших линзочек. Количество таких вростков обычно 15—20% и более, благодаря чему содержание альбитовой молекулы в минерале становится вполне ощутимым. Оно может возрастать при последующей постмагматической альбитизации калинатрового полевого шпата. Вследствие этого точное установление истинного содержания альбита в первоначальном твердом растворе минерала по его химическому анализу весьма затруднительно. Вторичный альбит в ботгольских породах обычно развивается в виде узкой каймы по периферии табличек полевого шпата, создавая подчас своеобразные венцовые структуры. Альбит изредка выделяется также в мелких хорошо ограненных табличках, приуроченных к микрозонкам тектонических нарушений.

У нас имеется два химических анализа калинатровых полевых шпатов, выполненных в лаборатории ИГиГ СО АН СССР И. К. Кузнецовой: 1) из крупнозернистого нефелинового сиенита (обр. 87) и 2) из среднезернистого нефелинового сиенита трахитоидной текстуры, в котором содержание нефелина резко подчинено полевому шпату:

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	65,31	60,34	MnO	0,01	—
TiO ₂	0,05	0,06	CaO	0,40	1,25
Al ₂ O ₃	19,51	22,79	Na ₂ O	5,93	6,74
Fe ₂ O ₃	0,20	0,27	K ₂ O	8,04	7,89
FeO	0,19	0,09	П.п.п.	0,57	0,61

Сумма . . . 100,21 100,24

После вычитания соответствующих количеств возможной очень небольшой примеси клинопироксена получим составы для анализа 1:



(ортоклаз 48%, альбит 52%) и для анализа 2:



Пренебрегая несущественным количеством железа в анализе, можно допустить, что весь кальций использован в анортите. Исключая этот

второстепенный компонент, получим состав минерала: ортоклаза 45,5%, альбита 54,5%.

В обоих случаях отражено некоторое преобладание альбитовой молекулы над ортоклазовой, что, вероятнее всего, объясняется альбитизацией минерала. Во всяком случае он резко отличается от первичного санидина из лейцит-нефелинового долерита Фогельсберга (Германия), который, согласно Тилли (Tilley, 1958), имеет состав $Or_{73,0}Ab_{22,9}An_{0,3}Cs_{3,8}$ или, без учета второстепенных компонентов ортоклаза 75%, альбита 25%.

Таблица 2

Оптические свойства калинатовых полевых шпатов

Образец	Координаты двойниковой оси			Закон двойникования	Координаты $\perp$ шва			Координаты $\perp$ спайности (001)			$-2V$	$Np: [100]$
	Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np		
3/3								90	5	86	71°	4
28/1	90	16	74	[001]	6	85	87	85	15	77	88	13
29/1a	90	16	74	[001]	6	85	87	—	—	—	86	—
34/1	90	16	74	[001]	4	87	82	82	20	71	—	20
34/1	90	13,5	76,5	[001]	2	89	88	86	17	73	86	18
40/1	88	19	71	[001]	8	83,5	86	86	5	89	80	8
103/1a	89	15,5	74,5	[001]	4	88	87	88	16	74	86	17
18/3								85	15	76		
18/3								87	3	90	88	

Результаты кристаллического изучения полевого шпата даны в табл. 2. С несомненностью устанавливается лишь его принадлежность к низкотемпературной модификации, поскольку угол $2V$ везде превышает 65° (Соболев, 1954). Далеко не всегда удастся однозначно отнести минерал к ортоклазу или микроклину. Согласно Винчеллу (1949), первый имеет угол $2V = 70^\circ$, второй 83° . У В. Е. Трегера (1958) эти вариации гораздо более широкие, однако в обоих случаях для аноклаза указывается угол $2V$ менее 60° . Судя по данным иных исследователей (Монич, 1952, 1953), к аноклазам относятся калишпаты, для которых величина $2V$ варьирует от 30 до 90° . А. Н. Нурылбаев (1960) называет микроклинами разности с углом $2V = 50-52^\circ$.

Расположение элементов двойникования в наших калинатовых полевых шпатах аналогично: все они относятся к двойникам второго рода; следовательно, они должны давать сращения только по карлсбадскому закону. Координаты нормали шва также ложатся вблизи кривой $\perp (010)$, что еще раз подтверждает закон двойникования. Это с учетом замечания В. С. Соболева (1954, стр. 202) оказывается неблагоприятным для распознавания сингонии минерала.

Ориентируясь на след пересечения отчетливой спайности по (001) для одного индивида и плоскости двойникового шва по (010), т. е. считая, что этот индивид фиксирует положение первой кристаллографической оси, можно заключить, что только в двух случаях (обр. 3/3 и 40/1) мы встречаем ортоклаз. Для всех остальных решение о сингонии может в какой-то мере основываться на величине угла $2V$, колеблющегося в пределах $86-88^\circ$. Координаты перпендикуляра спайности (001) по методу, изложенному В. К. Моничем (1952, 1953) и широко применяемому А. Н. Нурылбаевым (1960), в нашем случае не дают однозначного решения. Можно лишь заключить, что, очевидно, нерешетчатые калинатовые полевые шпаты не полностью упорядочены в отношениях

атомов Al и Si, т. е., что в них наряду с преобладающей триклинной сингонией присутствуют типы с переменной и промежуточной степенью триклинности. Координаты нормали спайности (001) обычно располагаются на некотором удалении от точек для типичных ортоклаза и микроклина, фигурирующих на кривой В. В. Никитина.

В большинстве случаев из каликатровых полевых шпатов в щелочных и нефелиновых сиенитах преобладает микроклин. Несомненный микропертитовый ортоклаз встречается гораздо реже, причем улавливается его приуроченность только к щелочным сиенитам. Возможно, это свидетельствует о несколько более раннем и соответственно несколько более высокотемпературном этапе минералообразования в щелочных сиенитах по отношению к нефелиновым сиенитам.

Плагноклаз

Плагноклаз не относится к минералам, свойственным комплексу собственно щелочных пород. Он встречен в двух генетически разнородных породах.

В некоторых приконтактовых гибридных породах типа монзонитов плагноклаз по содержанию обычно подчинен калишпату, хотя в отдельных случаях может являться единственным калищеским минералом (приконтактовые диориты); основность его здесь повышается до № 47, в то время как в ассоциации с калишпатом она заметно ниже — № 27—23. В гидротермально измененных щелочных породах содержится либо очень кислый плагноклаз, либо (чаще) альбит.

Вторую группу составляют породы, которые по предположению Н. А. Флоренсова (1947), возможны, связаны с ботогольской щелочной интрузией даже генетически. Имеются ввиду локальные выходы диоритов и габбро-диоритов в районе горы Крестовой. Это или отдельные глыбы размером 0,5—1 м, или достаточно крупные блоки темно-серой мелко- или изредка среднезернистой породы, включенной в щелочные и нефелиновые сиениты; последние в ряде случаев инъецируют диоритовые блоки, явно указывая на возрастные взаимоотношения этих пород.

На фоне щелочных пород массива диориты и габбро-диориты выглядят совершенно аномально. Из калищеских минералов в них содержится только плагноклаз (30—50%). Между диоритовыми породами и сиенитами осуществлялись некоторые реакционные процессы, сказавшиеся в том, что изредка в первых появляются небольшие количества калишпата и, наоборот, сиениты несколько обогащаются плагноклазом. Плагноклаз диоритов соответствует основному андезину № 43—45, однако ввиду отчетливой зональности состав незначительно колеблется в разных частях таблиц.

Нефелин

Содержание нефелина в ботогольских щелочных породах, как было отмечено, весьма неравномерно — от единичных зерен в поле шлифа до количеств, при которых он становится почти единственным минералом из калищеских. В лейкократовых разностях нефелиновых сиенитов его содержание может возрастать до 70—80%, однако настоящие уртиты встречаются в виде исключения. Как правило, в нефелиновых сиенитах наряду с нефелином в тех или иных количествах присутствует каликатровый полевой шпат. Связь между нефелиновыми и щелочными сиенитами настолько тесная и настолько подобна в них химизм всех остальных порообразующих минералов (в частности, фемических), что провести строгое оконтуривание тех и других на геологической карте довольно сложно; зачастую это может быть сделано несколько условно.

В массивных среднезернистых нефелиновых сиенитах и их пегматонидных разновидностях нефелин хорошо диагностируется в штуфах по отчетливому темно-зеленоватому цвету и жирному блеску на изломе, в то время как таблицы калишпата светло-серого или белого цвета. Размеры кристаллов нефелина в отдельных случаях могут достигать 3—5 см, иногда и более. Показатели его светопреломления: $N_g' = 1,537$, $N_p' = 1,532$.

Под микроскопом в таблицах нефелина часто выявляется своеобразная решетка (напоминающая сагенитовую), с закономерным расположением то совершенно мелких субмикроскопических, то более крупных резко удлинённых игольчатых кристаллов, расположенных вдоль плоскостей несовершенной спайности минерала. Линии сосредоточения этих иголок совершенно прямые; они либо параллельные, либо пересекаются под углом 60° . Эти кристаллы, представляющие собой твердые включения в нефелине, принадлежат клинопироксену. Судя по показателям преломления $N_g' = 1,738$, $N_p' = 1,718$, он должен соответствовать геденбергиту, по-видимому с небольшой примесью эгириновой и диопсидовой молекул. Невозможность получения иных констант, в частности угла $2V$, не позволяет уточнить состав минерала, но, очевидно, он немногим отличается от клинопироксена ранних генераций, присутствующих в крупных выделениях (см. ниже).

Кристаллы нефелина в шлифах обычно имеют округлые или правильные полигональные разрезы. Минерал в породах, не подвергшихся постмагматическим изменениям, также остается совершенно свежим, водяно-прозрачным. Замещение канкринитом не вызывает помутнения нефелина. Однако в случаях замещения его пелитом или серицитом (а изредка в дальнейшем — и либнеритом) прозрачность может быть потеряна совершенно и минерал превращается в бурый тонкозернистый бесструктурный агрегат. Относительно редко по нефелину наряду с канкринитом развивается синий содалит.

Таблица 3

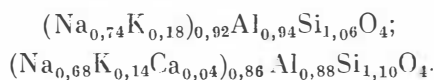
Химический состав нефелинов

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,36	46,34	44,56	41,44	42,38	44,75
Al ₂ O ₃	33,20	30,85	32,24	34,34	35,80	32,00
Fe ₂ O ₃	—	—	0,24	0,57	0,60	0,05
MgO	—	—	—	0,11	—	0,06
CaO	0,24	1,84	1,52	1,12	0,68	0,05
Na ₂ O	15,45	14,15	14,82	14,46	15,37	14,70
K ₂ O	5,72	4,59	5,81	6,42	5,62	6,45
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,18	0,23	—
H ₂ O ⁻	—	—	0,70	0,46	—	—
П.п.п.	1,03	1,34	—	0,42	—	1,20
CO ₂	—	—	0,55	—	—	—
	100,00	99,11	100,46	99,52	100,68	99,71

Мы располагаем двумя химическими анализами нефелина из нефелиновых сиенитов Ботогола (табл. 3): 1) из обр. 110/8 и 2) из обр. 87 в ассоциации с проанализированным калинатровым полевым шпатом (анализы выполнены Э. С. Гулецкой). Для сравнения приводим три

анализа нефелинов из щелочных пород Тувы: 3 и 4 — по Р. М. Яшиной (1962) и 5 — по В. А. Кононовой (1961), а также анализ 6 — нефелин в ассоциации с богатым калием щелочным полевым шпатом Зардалекского массива по Л. Л. Перчуку (1964). Их составы нанесены на диаграмму рис. 34.

Кристаллохимические формулы ботогольских нефелинов:



После вычитания соответствующих количеств железа и CaO на примесь эгирина (или эгиринизированного клинопироксена), а также исключения анортитового компонента получаем следующий состав минералов нефелина (*Неф*), кальсилита (*Кс*) и избыточного кремнезема (*Кв*) (в вес. %):

Минерал	1	2	3	4	5	6
Нефелин	73,2	72,4	72,1	70,8	76,5	69,5
Кальсилит	20,0	17,4	20,8	23,2	19,5	22,5
Кварц	6,8	10,2	7,1	6,0	4,0	8,0

Осредненные значения: *Неф* — 73%, *Кс* — 20%, *Кв* — 7%.

Ботогольский нефелин содержит в среднем около 8 вес. % избыточного кремнезема. В тувинских нефелинах его несколько меньше, но в общем случае для минерала из нефелиновых сиенитов и ийолит-иртитов (анализы 3 и 4) эта величина близка к осредненному значению. Можно принять, что химизм минерала этих двух районов почти аналогичен.

Полученные реальные составы, существенно отличающиеся от теоретической (нормативной) формулы, не случайны. Еще И. Морозевич (Morozewicz, 1928) установил, что состав природного минерала должен соответствовать $4\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{KAlSiO}_4 \cdot \text{SiO}_2$. Идеальный состав нефелина по Бергеру (Buerger, 1947) выражается формулой: $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$.

Причину этого В. С. Соболев объясняет (1949, стр. 73) следующим образом: «Как известно, в нефелине обычно наблюдается некоторый избыток SiO_2 , что, конечно, связано не с каким-то гипотетическим внедрением кремнезема, а просто с выпадением некоторого количества анионов Na^+ по схеме $\text{Na}^+ + \text{Al}^{3+} = \text{Si}^{4+}$. Понятно, что, придерживаясь общепринятой физико-химической трактовки, такой нефелин можно рассматривать как ограниченный твердый раствор кремнезема в компоненте NaAlSiO_4 , причем это совершенно не ограничивает кристаллохимическую трактовку этого раствора и вовсе не требует какого-то внедрения кремнезема в решетку нефелина...» По мнению Эйтель (1962, стр. 51), «оба минерала, нефелин и карнегиит, вбирают в себя несколько альбитовых молекул, что вызывает образование кристаллохимических растворов. С увеличением содержания кремнезема повышается температура превращения, потому что по сравнению с карнегиитом нефелин содержит больше кремнезема в виде насыщенного кристаллического раствора». Нефелин состава $\text{KNa}_3\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$, как считают Гамильтон и Маккензи (Hamilton, Mac-Kenzie, 1960), по-видимому, представляет собой уже упорядоченный твердый раствор.

Поскольку с нефелином тесно связан разрывающийся по нему канкрипит, упомянем о нем здесь же.

Процесс канкрипитизации нефелина настолько обычен, что отмечается почти повсеместно. Очень часто при таких реакционных взаимодействиях в контактах с зернами нефелина присутствует кальцит. Канкрипит

образуется как постмагматический минерал и сам процесс канкринитизации должен был протекать при участии водных растворов по схеме: $\text{NaAlSiO}_4 + \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Этот минерал прекрасно диагностируется в породе благодаря своему ярко-желтому (канареечному) цвету. Зерна канкринита не обладают сколько-нибудь индивидуализированными кристаллографическими очертаниями. В виде сплошных масс или мелких бесструктурных вкраплений он обычно внедряется в таблицы нефелина. Содержание его в породах весьма неравномерно: от долей процента в случае развития мелких розеточных форм, определяемых только под микроскопом (рис. 2), до первых десятков процентов в некоторых канкринитизированных нефелиновых сиенитах, где этому минералу уже принадлежит ведущая роль. Последняя разновидность пород уже выделяется, точнее — оконтуривается на геологических картах Ботокольского массива. Вместе с тем это не должно иметь ничего общего с представлениями о какой-либо самостоятельной генетической природе данных пород, поскольку сам процесс — постериорный, наложенный на первичные нефелиновые сиениты.

Для канкринита получены показатели преломления $N_g' = 1,519$, $N_p = 1,494$.

Вместе с канкринитом часто ассоциирует лазурно-синий макроскопически содалит в мелких зернах с распылчатыми контурами. Природа его подобна канкриниту, так как он также развивается по нефелину. Однако по своим масштабам этот процесс весьма незначительный, и говорить о содалите как породообразующем минерале не приходится.

Моноклинный пироксен

Подобно калинатовому полевому шпату и нефелину моноклинный пироксен стносится к наиболее распространенным минералам ботокольских щелочных пород. Среди фемических минералов клинопироксен, как правило, преобладает и в щелочных и в нефелиновых сиенитах, а подчас он — единственный их представитель. Исключение составляют лишь изредка встречающиеся разновидности биотитовых нефелиновых сиенитов, где клинопироксен либо подчинен количественно биотиту, либо отсутствует. Еще реже можно обнаружить такие сиениты, где роль амфибола резко увеличивается по отношению к пироксену.

Следует различать два генетически различных клинопироксена: один из них связан с комплексом собственно щелочных пород и частично метасоматических образований; второй приурочен к экзоконтактам метаморфизованных известняков вмещающей Ботокольский массив толщи. Эти минералы весьма резко разнятся своим внешним обликом и химическим составом. Клинопироксен щелочных пород имеет макроскопически

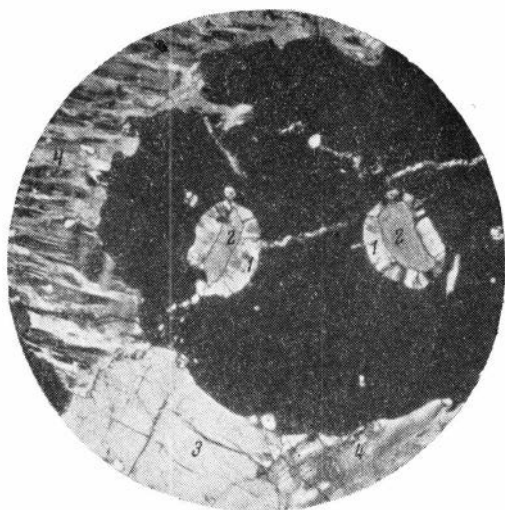


Рис. 2. Развитие оторочек канкринита вокруг пойкилитовых включений кальцита в крупном зерне нефелина. Обр. 503/45. Ник. +

1 — канкринит, 2 — кальцит, 3 — нефелин (темное); 4 — пертитовый калинатовый полевой шпат.



Рис. 3. Метасоматически измененный нефелиновый сиенит. Обр. 147/15. Ник. +

Титанистый пироксен (1), замещаемый каймой ярко-зеленого пироксена, переполненного пойкилитовыми включениями (2); кальцит (3), отделяющийся оторочкой граната (темно-) от нефелина (4) и волластонита (5)

$= 1,740$, $Np' = 1,720$) почти не отличаются от показателей для зеленого пироксена каймы ($Ng' = 1,738$, $Np' = 1,718$), но углы их оптических осей заметно разнятся: они равны соответственно $+70^\circ$ и $+60^\circ$. Состав зеленой каймы, снятый с диаграммы, соответствует 85 мол. % геденбергита и 15 мол. % диопсида. Титанистый пироксен существенно отличается от зеленого совершенно иным соотношением компонентов (см. анализ № 8 в табл. 4). Такой обогащенный титаном пироксен тяготеет к зонам скарирования, и, надо полагать, он возник позднее главной массы породообразующего пироксена щелочных пород вследствие сохранения титаном достаточно высокой степени подвижности даже на относительно более низкотемпературных стадиях формирования массива.

Зеленый пироксен, как и титанистый, обладает отчетливым плеохроизмом по схеме $Np > Nm > Ng$. Цвета при этом изменяются от густых тонов до достаточно светлых желтовато-зеленых.

Клинопироксен приконтактовых известняков характеризуется прежде всего мелкими размерами кристаллов, редко превышающими 1 мм. Форма их овальная, что особенно отчетливо выступает под микроскопом (рис. 4). Цвет в штуфе бутылочно-зеленый; в шлифе минерал совершенно бесцветный. Химический состав его также сильно отличается от пироксена щелочных пород.

Содержание клинопироксена в щелочных породах варьирует в значительных пределах: обычно оно составляет 10—25%, но в участках, тяготеющих к контактам с известняками, может повыситься до 50% и более. Эти породы чаще тяготеют к периферической зоне массива, где преимущественно развиты безнефелиновые породы; поэтому их следует относить уже к шонкинитам и меланократовым малиньитам, хотя выделить в качестве обособленных геологических тел не удастся. Резко обогащены пироксеном также пойкилитовые ийолиты.

Состав темных пироксенов щелочных пород Ботогольского массива по существу еще не исследован. Вместе с тем имеется указание В. С. Соболева (1947, стр. 212) о том, что «особого внимания заслуживает химизм

черный цвет. В тонких срезах шлифа цвет минерала интенсивно-зеленый, чаще — с грязноватым оттенком. Так как щелочные породы Ботогола в целом характеризуются заметно повышенными содержаниями титана, эта особенность очень отчетливо выступает в клинопироксене: часто в шлифах окраска его становится пятнистой, когда участки, окрашенные в зеленые тона, чередуются с фиолетовыми. Изредка встречаются богатые титаном разности типа титан-авгита. В крупных кристаллах титан-авгит приурочен к центральной их части, периферическая же кайма образована ярко-зеленым пироксеном. Последняя обычно переполнена мелкими овальными по форме пойкилитовыми включениями нефелина, содержание которых к центральной части (титан-авгитовой) резко уменьшается (рис. 3). Показатели преломления титанистого пироксена ($Ng' =$

фемического минерала ботогольских щелочных пород», поскольку «здесь распространен необычный пироксен, очень темноокрашенный, но содержащий, судя по оптическим константам, лишь очень немного эгиринового компонента».

И действительно, если сопоставить клинопироксены комплекса щелочных и нефелиновых сиенитов только одной структурной зоны — восточной части Восточного Саяна и Тувы, то для них резко подчеркнута выступает своеобразие состава. Массовые кристаллооптические определения, подтверждаемые семью химическими анализами, свидетельствуют о том, что мы сталкиваемся здесь не с обычным клинопироксеном, описываемым в аналогичных же комплексах иных районов (эгирин-авгит, титанистый авгит, эгирин), а с минералом геденбергитового состава.

В. А. Кононова (1962) и Р. М. Яшина (1962) наряду с изученными ранее (Яшина, 1957) ферроавгитами и авгитовыми геденбергитами из щелочных пород Юго-Восточной Тувы приводят два анализа эгирин-геденбергитовых пироксенов, близких к нашим. Правда, В. С. Кудрин (1962), описывая нефелиновые сиениты и пуласкиты северо-восточной Тувы, указывает для них пироксен типа эгирина и диопсид-эгирина. К сожалению, для подтверждения этого автор не приводит ни одного химического анализа или хотя бы кристаллооптических констант. В то же время, судя по многочисленным валовым химическим анализам этих пород, близко напоминающих наши ботогольские и также содержащих ничтожно малые количества магния (см. табл. 17), можно предположить, что и пироксены должны быть близки к геденбергиту.

Своеобразие ботогольского клинопироксена объясняется, как считает В. С. Соболев (1947), либо резко выраженными восстановительными условиями, возникшими в процессе формирования щелочных пород, либо относительно низкой концентрацией щелочей, при которой окисное железо не может быть связано в эгириновую молекулу. Последнее допущение, как нам кажется, не совсем правомочно, поскольку содержание Na_2O в валовом составе ботогольских щелочных пород в общем случае лишь незначительно ниже среднего содержания его в подобных же породах по Р. Дэли (1936) и обычно колеблется в пределах 5,5—7 вес.%, хотя иногда превышает даже 9% (табл. 15, 17).

Химические анализы клинопироксенов Ботогольского массива сведены в табл. 4. Для сравнения цитируем также четыре анализа пироксенов из щелочных пород Юго-Восточной Тувы, заимствованные у В. А. Кононовой и Р. М. Яшиной (анализы 13, 14, 16 и 18).

Таким образом, густоокрашенные зеленые пироксены Ботогола, судя по их анализам и массовым кристаллооптическим определениям (см. табл. 25), в щелочных и в нефелиновых сиенитах почти не разнятся между собой. Для первых показатели преломления колеблются в пределах: $N_g = 1,754\text{—}1,760$ (изредка поднимаются до 1,767), $N_p = 1,730\text{—}1,737$, $2V = +65^\circ, +70^\circ$, для вторых немного выше: $N_g = 1,760\text{—}1,770$, $N_p = 1,732\text{—}1,744$, $2V = +62^\circ, +72^\circ$. Угол cN_g у тех и других



Рис. 4. Метаморфизованный известняк из приконтактной зоны массива щелочных пород. Обр. 3/4а. Ник. +

1 — диопсид, 2 — оливин, 3 — кальцит

Таблица 4

Химический состав и оптические константы клинопироксенов Ботогольского массива

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	13	14	16	18
SiO ₂	47,05	43,88	48,09	49,33	47,44	45,18	44,21	42,85	44,48	44,46	45,65	46,15
TiO ₂	0,04	1,26	0,40	0,23	0,70	0,94	0,90	2,00	1,46	1,28	1,38	2,72
Al ₂ O ₃	—	5,73	3,24	2,47	2,87	6,03	5,85	10,66	4,80	5,46	3,38	2,37
Fe ₂ O ₃	8,17	7,50	5,23	3,74	1,65	5,42	5,10	3,01	5,08	5,54	6,52	7,65
FeO	19,92	19,88	20,41	19,37	22,67	20,18	21,52	10,13	18,05	17,63	20,45	16,65
MnO	0,77	0,61	0,68	1,04	0,42	0,41	0,60	0,15	0,46	0,39	0,18	0,62
MgO	1,35	0,28	0,80	2,14	0,94	1,04	0,37	5,16	2,27	2,72	1,25	2,92
CaO	18,11	19,19	19,07	20,02	23,12	19,75	18,68	20,68	21,33	21,05	18,36	18,12
Na ₂ O	2,83	1,91	2,36	1,78	0,26	1,19	1,74	1,92	1,60	1,08	2,15	2,87
K ₂ O	—	0,32	0,13	0,14	0,33	0,32	0,48	0,52	0,07	с.п.	—	0,12
H ₂ O ⁺	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,21	0,30	0,21	0,06
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	0,18	—	0,47
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,30	0,34	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—
Сумма	100,45	100,56	100,41	100,53	100,40	100,46	99,45	—	100,39	100,43	99,98	100,72
$N_{g'}$	1,767	1,767	1,765	1,754	1,750	1,760	1,762	1,740	1,755	1,759	1,758	1,754
$N_{p'}$	1,739	1,742	1,737	1,726	1,728	1,734	1,734	1,720	1,727	1,729	1,728	1,732
cNg , град.	62	60	63	50	54	64	60	—	60	—	66	80—82
+ 2V »	72	68	68	65	62	66	68	63	76	—	80	84—86
Уд. вес	3,439	3,331	—	3,462	3,509	3,439	—	—	—	—	—	—

1 — эгиринизированный геденбергит из шпир в нефелиновом сиените (обр. 77/1); 2 — то же, из среднезернистого нефелинового сиенита (обр. 13/1); 3 — то же, из перматонидного нефелинового сиенита (обр. 24/5); 4 — зеленый пироксен из экзоконтакта блока известняка, включенного в нефелиновый сиенит (обр. 48/6); 5 — светлый (обесцвеченный) пироксен (обр. 68/1); 6 — темный пироксен (обр. 68/2) из метасоматической породы (образцы 5 и 6 отобраны в 3—5 см друг от друга); 7 — эгиринизированный геденбергит из нефелинового сиенита (обр. 147/1); 8 — титанистый пироксен (титан-авгит) из метасоматически измененного нефелинового сиенита (обр. 147/15). Образец 1 изготовлен в лаборатории ИГиГ СО АН СССР, образцы 2—8 — в лаборатории ИГЕМ под руководством А. И. Покровской; пироксены Юго-Восточной Тувы: 13 — натровый авгит-геденбергит из шорломитового ийолита; 14 — то же, из силикатно-карбонатной породы ксенолита мрамора (Кононова, 1957); 16 — натровый геденбергит Баянкольской интрузии (Кононова, 1962); 18 — эгирин-геденбергит Харлинского массива (Яшина, 1962).

Кристаллохимические формулы и компонентный состав (в мол. %) *:

- $(Na_{0,24}Ca_{0,80})_{1,04}(Mg_{0,09}Mn_{0,02}Fe_{0,69}^{2+}Fe_{0,20}^{3+})_{1,00}[Fe_{0,05}^{3+}Si_{1,95}O_6]$; геденбергита 71, диопсида 9, эгирина 20.
- $(Na_{0,16}Ca_{0,83}Mn_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,02}Mn_{0,01}Fe_{0,67}^{2+}Fe_{0,24}^{3+}Al_{0,08})_{1,02}[Al_{0,19}Ti_{0,04}Si_{1,77}O_6]$; геденбергита 67, диопсида 2, эгирина 15,5, молекул Чермака 15,5.
- $(Na_{0,20}Ca_{0,83})_{1,03}(Mg_{0,05}Mn_{0,03}Fe_{0,70}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Al_{0,05})_{0,99}[Al_{0,04}Ti_{0,01}Si_{1,95}O_6]$; геденбергита 74, диопсида 5, эгирина 16, молекул Чермака 5.
- $(Na_{0,14}Ca_{0,85})_{0,99}(Mg_{0,13}Mn_{0,03}Fe_{0,65}^{2+}Fe_{0,10}^{3+}Al_{0,09})_{1,00}[Al_{0,04}Si_{1,96}O_6]$; геденбергита 68, диопсида 18, эгирина 10, молекул Чермака 4.
- $(Na_{0,02}Ca_{1,0})_{1,02}(Mg_{0,06}Fe_{0,79}^{2+}Fe_{0,05}^{3+}Al_{0,08})_{0,98}[Al_{0,06}Ti_{0,02}Si_{1,92}O_6]$; геденбергита 83,6, диопсида 6,2, эгирина 2, молекул Чермака 8,2.

изменяется от 54—57 до 65—69°. Поскольку n_{Ng} чистого геденбергита не превышает 48°, заметное увеличение значения этой константы следует относить за счет примеси эгирина. Цвета плеохроизма: Np — густо-зеленые, Nm — также интенсивно-зеленые и Ng — желтовато-зеленые, достаточно светлые.

Расчет реальных составов свидетельствует о многокомпонентности наших пироксенов, включающих не менее четырех молекул. Упрощение его (расчет до трехкомпонентного состава) не позволяет все же снимать близкие к действительности составы с диаграммы Винчелла (1949, рис. 155). Совершенно не удовлетворяет этим требованиям также диаграмма Л. Л. Перчука (1962). Заметим, что вблизи геденбергитового угла в ней содержится лишь три опорные точки, поэтому все кривые здесь — чисто гипотетические, и их нельзя считать достоверными.

При расчете состава анализированных саянских клинопироксенов (см. табл. 4 и текст далее), и клинопироксенов, взятых из литературных источников с целью дополнения диаграммы диопсид — геденбергит — эгирин ($Di - Ged - Ee$), принималось, что натрий полностью связывается в эгирине, но не в жадеите. Алюминий в четверной координации (иногда Fe^{3+}) образуют силикат Чермака CaR_2SiO_6 (где $R = Al, Fe^{3+}, Ti^{3+}$). А. И. Цветков (1951), исследовавший форму вхождения четырехвалентного титана в решетку клинопироксена, считает, что в кремнекислородном радикале минерала может происходить либо изовалентное замещение Si^{4+} на Ti^{4+} , либо гетеровалентный изоморфизм с замещением Mg^{2+} на Ti^{4+} при компенсирующей замене Si на трехзарядные ионы с образованием соединения типа $CaTiAl_2O_6$.

Наибольшие затруднения возникают при выборе рациональной системы распределения алюминия. Среднее его содержание в 27-ми существенно геденбергитовых пироксенах равно 3,7 вес.%, что соответствует 8 мол.% компонента $CaAl_2SiO_6$. Алюминий может изоморфно входить в диопсид, причем такое его количество повышает светопреломление последнего лишь на 0,004 (Цветков, 1945, 1951). Таким образом, влияние Al на светопреломление минерала в нашем случае мало ощутимо.

Согласно принятому нами расчету с упрощением четырехкомпонентного состава до трехкомпонентного, Al^{VI} отнесен в диопсид, а избыточное (после образования эгирина) Fe^{3+} — в геденбергит. Среднее содержание титана в 27-ми существенно геденбергитовых пироксенах равно

6. $(Na_{0,10}Ca_{0,85}Mn_{0,02})_{0,97}(Mg_{0,06}Fe_{0,68}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Al_{0,12})[Al_{0,16}Ti_{0,03}Si_{1,81}O_6]$; геденбергита 67, диопсида 6, эгирина 9,7, молекул Чермака 17,3.
7. $(Na_{0,16}Ca_{0,82}Mn_{0,02})_{1,00}(Mg_{0,03}Fe_{0,73}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Al_{0,11})_{1,03}[Al_{0,17}Ti_{0,03}Si_{1,80}O_6]$; геденбергита 71, диопсида 3, эгирина 15,5, молекул Чермака 10,5.
8. $(K_{0,02}Na_{0,14}Ca_{0,88})_{1,04}(Mg_{0,30}Fe_{0,34}^{2+}Fe_{0,09}^{3+}Al_{0,26})_{0,99}[Al_{0,24}Ti_{0,06}Si_{1,70}O_6]$; геденбергита 34, диопсида 30, эгирина 10, молекул Чермака 26.
13. $(Na_{0,07}Ca_{0,92})_{0,99}(Mg_{0,13}Mn_{0,02}Fe_{0,60}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Al_{0,07})_{0,98}[Al_{0,16}Ti_{0,05}Si_{1,79}O_6]$; геденбергита 63,3, диопсида 13,3, эгирина 7,1, молекул Чермака 16,3.
14. $(Na_{0,08}Ca_{0,90}Mn_{0,01})_{0,99}(Mg_{0,16}Fe_{0,60}^{2+}Fe_{0,16}^{3+}Al_{0,09})_{1,01}[Al_{0,17}Ti_{0,04}Si_{1,79}O_6]$; геденбергита 60, диопсида 16, эгирина 8, молекул Чермака 16.
16. $(Na_{0,16}Ca_{0,80}Mg_{0,04})_{1,00}(Mg_{0,03}Fe_{0,70}^{2+}Fe_{0,20}^{3+}Al_{0,07})_{1,00}[Al_{0,11}Ti_{0,04}Si_{1,85}O_6]$; геденбергита 67,3, диопсида 6,7, эгирина 15,4, молекул Чермака 10,6.
18. $(Na_{0,22}Ca_{0,77}Mn_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,17}Mn_{0,01}Fe_{0,55}^{2+}Fe_{0,24}^{3+}Al_{0,04})_{1,01}[Al_{0,08}Ti_{0,08}Si_{1,84}O_6]$; геденбергита 56, диопсида 17, эгирина 22, молекул Чермака 5.

* Для расчета принят состав молекулы Чермака (Fe^{2+}, Ca) $Fe^{3+}[AlSiO_6]$ (Добрецов, Пономарева, 1964).

0,93 вес. %, избыточного Fe_2O_3 — 0,88 вес. %. Некоторая часть Fe^{3+} , вероятно, аналитически завышается за счет Fe^{2+} , однако частично железо, несомненно, остается трехвалентным и перечисление его на геденбергитовый компонент — условное упрощение. Установлено (Цветков, 1951), что 1 вес. % каждого из них повышает светопреломление бесщелочных пироксенов на 0,005, т. е. в нашем случае суммарно на 0,009. Очевидно, для чистого геденбергита $N_p = 1,727^*$ (у типичного по Винчеллу, 1949, $N_p = 1,732$). Для природного геденбергита вычисленное нами $N_p = 1,7395$. При этом оказывается уже учтенной усредненная поправка на избыточное Fe^{3+} и TiO_2 , если содержание каждого из них не превышает 1 %. Однако в титан-авгитах (точки 8, 12, 32, рис. 5), имеющих сиреневую окраску в шлифах и дисперсию погасания, где $\text{TiO}_2 = 2\%$ и более, влияние последнего на повышение светопреломления сказывается весьма резко, и воспользоваться предлагаемой диаграммой без соответствующей поправки не представляется возможным.

Характерно, что в направлении к существенно диопсидовым или эгириновым членам ряда содержание титана заметно снижается, поэтому поправку на него (а для эгирина, естественно, и на избыточное Fe^{3+}) вводить нет необходимости.

Ниже приведен пример расчета для точки 5 компонентного состава (в мол. %):

Эгирин	$\text{Na}_{0,02}\text{Fe}_{0,02}^{3+}$	2,1	$\text{Na}_{0,02}\text{Fe}_{0,02}^{3+}$	2,1
Молекула Чермака	$\text{Ca}_{0,08}\text{Al}_{0,03}^{\text{VI}} \times \text{Al}_{0,06}^{\text{IV}}\text{Ti}_{0,02}$	8,2	—	—
Диопсид	$\text{Ca}_{0,06}\text{Mg}_{0,06}$	6,2	$\text{Ca}_{0,14}\text{Mg}_{0,06} \times \text{Al}_{0,08}$	14,4
Геденбергит	$\text{Ca}_{0,82}\text{Fe}_{0,79}^{2+} \times \text{Fe}_{0,03}^{3+}$	83,5	$\text{Ca}_{0,82}\text{Fe}_{0,79}^{2+} \times \text{Fe}_{0,03}^{3+}$	83,5

При определении показателей преломления эгирин-геденбергитов в обычных иммерсионных наборах наиболее точные результаты получают лишь для оси N_p , что отметил и И. А. Островский (1946). Для N_m и N_g эта точность заметно снижается.

И. А. Островский (1946) экспериментально изучил систему диопсид — эгирин с максимальным содержанием эгирина в твердом растворе 45,68 мол. %. На построенной этим автором диаграмме поле, тяготеющее к геденбергитовым составам, осталось незаполненным. Вместе с тем, намеченную там конфигурацию кривых для N_p и отчасти для $2V$ подтверждают данные точек анализированных саянских пироксенов. Нами при этом учтено указание И. А. Островского (1957) о том, что у искусственного эгирина $N_p = 1,768$, но не 1,776, как отмечается в справочниках.

Методом математической статистики¹ для существенно геденбергитовых пироксенов установлена высокая коррелятивная связь между N_p и Du ($r = -0,884$, $t = 6,786$), N_p и $Гед$ ($r = +0,574$, $t = 3,222$), Du и $Гед$ ($r = -0,849$, $t = 6,264$) при вероятности для всех коэффициентов корреляции 99,9 %. Это позволило вычислить по уравнению трехмерной прямойлинейной регрессии (Лукомский, 1958) $Z_{xy} = a + bx + cy$ светопре-

* В. Е. Трегер (1958).

¹ Даются лишь конечные результаты без иллюстрации расчетов.

ломление по Np для серии точек в правой части диаграммы и провести прямые до линии салит — эгирин (высоты треугольника). Здесь x и y — содержание соответственно $Ди$ и $Гед$ (в мол. %), снятое для заданной точки с диаграммы для различных сечений при постоянном значении эгирина. Вычисленные по данным статистической обработки величины равны: $b = -1,05$, $c = -0,3$, $a = 69,7$. В левой части диаграммы (рис. 5) оставле-

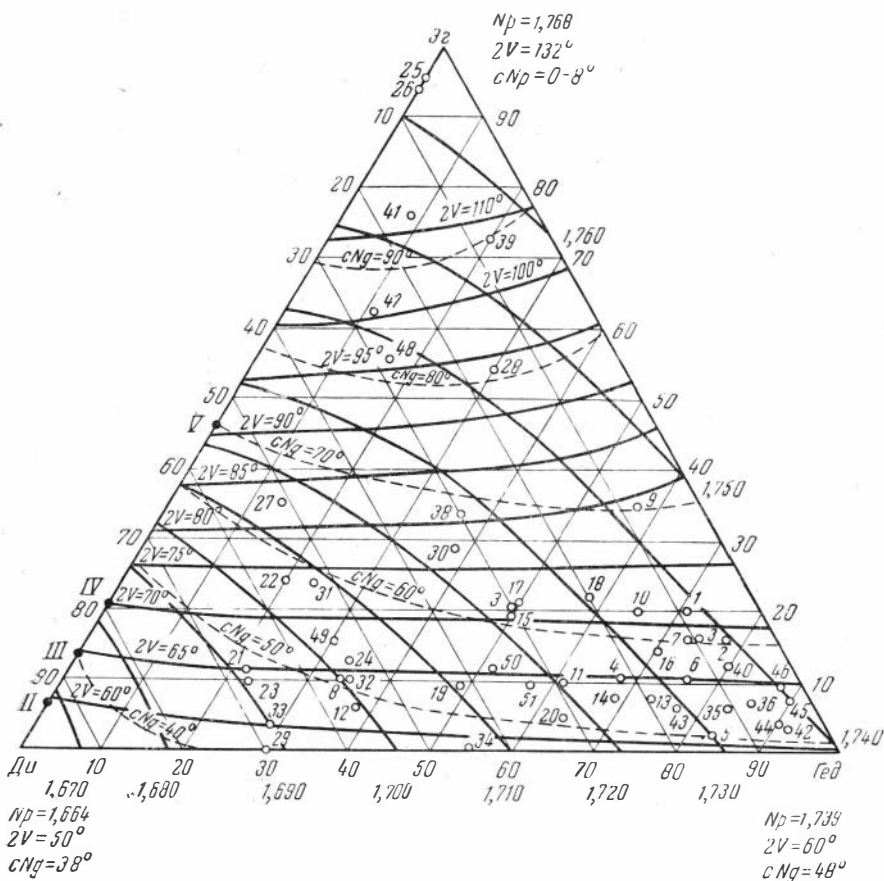


Рис. 5. Диаграмма состав — свойства для изоморфной серии диопсид — геденбергит — эгирин применительно к анализированным пироксенам из щелочных пород Восточного Саяна (Костюк, 1964)

на общая конфигурация всех кривых по И. А. Островскому (1946), лишь с некоторым уточнением положения части из них на высоте треугольника.

Как показали расчеты, коррелятивная связь между Np и $2V$ для разных соотношений $Ди$ — $Гед$ не постоянна — она уменьшается от линии салит — эгирин, где $r = 0,95$ (при вероятности $> 95\%$), до $r = 0,5$ (при вероятности несколько меньше 95%) вблизи геденбергита. Поэтому $2V$ рассчитывалось дифференцированно для двух вертикальных колонок, соответствующих 50 — $57,5\%$ и 75 — $82,5\%$ $Гед$. Интерполированные между расчетными точками кривые располагаются достаточно близко от кривых (и параллельно им), проведенных через точки достоверно измеренных углов $2V$ в наших пироксенах (точки 1 — 7 и 10). В нижней части диаграммы эти кривые хорошо увязываются с кривыми, намеченными ранее И. А. Островским для существенно диопсидовых пироксенов.

Литературные данные по связи химического состава пироксенов и углов cNg настолько разнохарактерны (табл. 5), что построить по ним

Таблица 5

Связь химического состава пироксенов и углов cNg

Точка	Мол. %			Ng	Np	cNg	+ 2V	TiO ₂ , вес. %	Источник
	Эг	Ди	Гед						
1*	20	9	71	1,767	1,739	62	72	0,04	Наша данные
2*	16	6	68	1,767	1,742	60	68	1,26	
3*	16,3	9,2	74,5	1,765	1,737	63	68	0,40	
4*	10	22	68	1,754	1,726	50	65	—	
5*	2,1	14,4	83,5	1,750	1,728	54	62	0,70	
6*	10	15	75	1,760	1,737	64	66	0,94	
7*	15,5	13,0	71,5	1,762	1,734	60	68	0,90	
8	10	56	34	1,740	1,720	—	63	2,0	
9*	35,3	7,7	57	1,772	1,745	70	78	0,89	
10*	20	15	65	1,762	1,736	63	72	1,61	
11*	9	29,7	61,3	1,742	1,720	—	63	0,83	Кононова (1957)
12	6	56	38	1,748	1,722	53—56	55	2,67	
13*	7,1	20,4	72,5	1,755	1,727	60	76	1,46	
14	8	24	68	1,759	1,729	—	—	1,28	
15*	20	30	50	1,749	1,721	56	80	0,86	
16*	15	15	70	1,758	1,728	66	80	1,38	
17*	21	30,5	48,5	1,746	1,725	70	80	1,16	
18	22	20	58	1,754	1,732	80	94	2,72	
19*	10	42	48	1,737	1,714	64	85	1,31	
20*	4	32	64	1,743	1,719	50	66	0,03	
21	11	67	22	1,711	1,691	50	66	0,03	Свешникова, Шабунин (1961)
22	24	56	20	1,738	1,710	63	75	0,40	
23	9	68	23	1,720	1,692	46	74	0,53	
24	12	54	34	1,734	1,704	50	64—70	0,14	
25	95	5	—	1,830	1,760	87	126	0,09	Бондаренко-Дагес- лайский (1960)
26	93,5	6,5	—	1,840	1,760	—	—	0,04	
27	35	51	14	1,740	1,715	60—65	78	0,60	Половинкина (1951)
28	54	16	30	—	—	81	—	—	
29	0	70	30	1,712	1,687	41	56	0,17	Самойлова (1962)
30*	29	33	38	1,760	1,723	65	77	0,71	
31	23,5	53	23,5	1,735	1,708	56	75	0,56	Полканов (1940)
32	9,7	55,3	35	1,733	1,710	53	63	1,87	
33	4	67,6	28,4	1,719	1,692	45(?)	59	0,20	Перчук (1962)
34	—	45	55	1,735	1,710	44(?)	54,5	1,47	
35*	6	11	83	1,755	1,726	48	62,5	0,37	Бутакова, Егоров (1962)
36*	7,5	7,5	85	1,772	1,743	47	—	1,69	
37*	22,2	28,2	49,6	1,741	1,721	55	85	0,84	Кононова (1957)
38*	33,5	30	36,5	1,768	1,730	76	90	0,82	
39	73	7	20	1,800	1,751	89	107	0,65	Hess (1947)
40*	12	8	80	1,765	1,735	56,5	70	0,28	
41	76,7	15,3	8	1,797	1,757	—	118	1,32	Веселовская (1950)
42*	4	5	91	1,765	1,737	43	50	1,21	
43*	6	16	78	1,753	1,726	44	49	1,22	Hodder (1961)
44*	3,8	5,6	90,6	1,765	1,735	47	56	0,60	
45*	7	3	90	1,771	1,745	41	52	0,75	Larsen (1942)
46*	9	3	88	1,772	1,743	47	58	1,69	
47	62	27	11	1,787	1,742	88	99	2,57	Sabine (1950)
48	55,7	27,8	16,5	1,789	1,741	78	95	1,59	
49	14,3	55,1	30,6	1,735	1,705	78(?)	72	0,75	Hess (1949)
50	10,6	37	52,4	—	1,708	—	62	—	
51	10,0	33,0	57,0	1,739	1,722	47	66	1,67	Ресора (1942)

* Помечены точки, дополняющие геденбергитовый угол диаграммы, использованные для математической статистики.

достоверные осредненные кривые не удастся. Самая общая конфигурация кривых cNg для нижней части диаграммы, по-видимому, близка к изображенной нами. С некоторыми изменениями они опять отражают общее направление кривых для диопсид-эгириновой части диаграммы И. А. Островского (1946).

Результативное положение кривых Np , $2V$ и cNg в нашей интерпретации изображено на рис. 5 (Костюк, 1964). При снятии результатов кристаллооптических определений с диаграммы рис. 5 получаем для клинопироксенов из нефелиновых сиенитов пределы колебаний: геденбергита 75—80 мол.%, диопсида 5—10%, эгирина 10—15%. Для пироксенов из щелочных сиенитов и некоторых метасоматитов эти величины изменяются лишь незначительно. В общем виде результаты хорошо согласуются с данными химических анализов; таким образом, при массовом исследовании подобных пироксенов кристаллооптические константы дают вполне надежные результаты.

То, что все фемические минералы щелочных пород, как показано выше, содержат совершенно ничтожные количества магния и относятся к ряду чрезвычайно железистых составов, позволяет нам в дальнейших расчетах реакций при построении парагенетических диаграмм пренебречь магниевым компонентом. При этом для клинопироксена получается еще несколько более упрощенный осредненный состав, соответствующий содержанию 85 мол.% геденбергитового и 15% эгиринового компонентов.

Близкие в общих чертах результаты получаются для цитируемых клинопироксенов юго-восточной Тувы. Некоторое отклонение в сторону большей магнизальности отмечено лишь для клинопироксена из работы Р. М. Яшиной (1962). Наряду с существенно геденбергитовыми минералами В. А. Копонова (1957) указывает минералы, заметно обогащенные диопсидовой молекулой, именуемые авгит-геденбергитами и титанистыми ферроавгитами. Вероятнее всего, это отчасти связано с повышением содержания в них титана (в среднем 1,5%, иногда до 2%) и отклонением к составам титан-авгитов, отчасти — с принадлежностью пироксенов к комплексу более основных пород. Заметим, однако, что собственно авгитовая молекула появляется в них редко. Часть избыточного глинозема и окисного железа распределяется лишь в молекуле Чермака, содержание которой примерно эквивалентно в ботокольских и в тувинских пироксенах, как и содержание эгириновой молекулы.

Кристаллизация геденбергита осуществлялась в наиболее ранние фазы минералообразования; он повсеместно находится в равновесии с каликатровым полевым шпатом-микропертитом и нефелином. По реально наблюдаемым взаимоотношениям в шлифах устанавливается, что пироксен нигде не развивается путем замещения других фемических минералов: наоборот, последние обычно возникают в результате разложения пироксена. При дальнейших расчетах реакций минеральных превращений мы исходим из предположения, что геденбергит был эгиринизирован еще в магматическую стадию путем окисления части железа.

Химизм клинопироксена гораздо сложнее проследить тогда, когда он не связан генетически с интрузивными щелочными породами.

Процесс «сухого», т. е. преимущественно термального метаморфизма в экзоконтактах массива с вмещающими известняками, по существу, сопровождался лишь перекристаллизацией последних. Новообразования силикатных минералов принадлежит хотя и различная, но в общем случае небольшая роль. Здесь обычно появляются клинопироксен, волластонит, реже — гранат и форстерит. Незначительное проявление или даже полное отсутствие метасоматоза накладывает отпечаток прежде всего на состав пироксена. Судя по кристаллооптическим данным (табл. 6), он близок к чистому диопсиду, так как содержит лишь до 10% геденбергитовой молекулы и только иногда — до 30 мол.%. Минерал в шлифе бес-



Рис. 6. Скарнированный известняк с существенно геденбергитовым клинопироксеном. Обр. 48/6. Ник. —

цветный, но иногда окрашен в светло-зеленоватые тона; плеохроизм отсутствует.

Поскольку щелочные породы крайне бедны магнием, даже при допущении обменных реакций с известняками трудно ожидать привноса MgO из интрузии. Поэтому его источник следует отыскивать *in situ*. Многократные определения состава известняка также не указывают на содержание в нем доломита (по $N_g = 1,662-1,666$ и $N_p = 1,444-1,448$ — это кальцит). По-видимому, при полном отсутствии железа во вмещающей толще и инертном его поведении в магме поставщиком магния могла служить только примесь доломитового или мергелистого состава в известняках.

Образование наряду с пироксеном иных силикатов, а также обнаружение в известняках небольших количеств кварца указывают на загрязненность карбонатной толщи терригенным материалом, так как необходимые для обменных реакций количества SiO_2 , а тем более глинозем едва ли могли привноситься непосредственно из интрузии (первая из-за недонасыщенности щелочных магм, второй — из-за крайне малой подвижности).

К следующей генетической разновидности следует отнести пироксены, обязанные своим происхождением наложению интенсивных постагматических процессов, приведших к образованию гибридных и скарновых пород, измененных в той или иной мере гидротермально в зонах тектонических нарушений. Провести четкие границы между упомянутыми процессами не удастся. Так, достаточно типичные скарны возникают в контактах сиенитов с включенными в них блоками или ксенолитами

Таблица 6

Кристаллооптические свойства пироксена

Образец	N_g'	N_p'	cN_g	+2V	Железистость, мол. %	Ассоциация
3/2	1,714	1,633	43	55	30	Вол, Γp ; $N_p = 1,760$
8a/1	1,713	1,686	37	58	30	Γp
16/1	1,704	1,674	38	51	15	Вол
31/1	1,693	1,671		54	10	Вол, Амф
33/3	1,700	1,674		55	10	Вол, Амф
18/5	1,693	1,671	41	55	10	Вол, Γp ; $N = 1,735$
23/12	1,693	1,674			10	Вол
48/8	1,700	1,671			10	Вол
46/2	1,700	1,671		52	10	Γp ; $N = 1,735$
2/6	1,702	1,676		59	12	Фоп; $N_g = 1,676$, $N_p = 1,634$, $2V = +80^\circ$
3/4a	1,700	1,676			12	Фл; $Nm = 1,582$. Фоп; $N_g = 1,670$. $N_p = 1,632$

известняков. Однако эти же известняки появляются среди широкой полосы гидротермально измененных пород, и последний процесс здесь частично накладывается на скарновый.

В отличие от явлений, наблюдаемых в контакте спеников с вмещающими известняками, в скарнированных известняках образуется зеленый клинопироксен (рис. 6) существенно геденбергитового состава (анализ 4 в табл. 4), что указывает на течение обменных реакций между этими породами.

Таблица 7

Оптические константы клинопироксенов
скарново-метасоматических пород

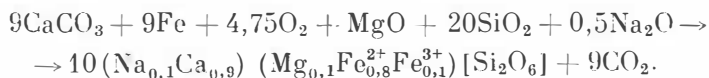
● образец	N_g'	N_p'	$+2V$	Геденбергит, мол. %	Ассоциация
11/5	1,764	1,740		90	Вол, Кшп, Гр, Сф, Клц*
11/3	1,754	1,730		90	Кшп, Пр, Эн, Клц, Аб
11/3а	1,760	1,732	58	90	Кшп, Вол, Эн, Гр, Клц, Мск, Сф
11/1	1,764	1,735		90	Кшп, Амф, Пр, Сф, Аб, Клц
12/1	1,742	1,719		74	Кшп, Сф
12/2	1,745	1,718	57	70	Кшп, Эн, Гр, Аб, Сф
22/2	1,754	1,732	60	90	Кшп, Вол, Пл, Аб, Ап, Сф
23/1	1,745	1,722	51	76	Кшп, Пл, Амф, Сф, Эн, Бт, Хл, Аб
23/2	1,754	1,728	57	84	Кшп, Аб
23/3	1,745	1,722		78	Кшп, Аб
48/6	1,754	1,726	65	68	Клц, Кшп, Сф
47/2	1,754	1,730		90	Кшп, Вол
58/2	1,756	1,734	58	93	Кшп, Амф, Гр, Эн, Сф
58/4	1,734	1,710		62	Кшп, Вол, Клц
68/1	1,748	1,722	55	80—82	Гр, Пр, Сф, Аб
68/2	1,763	1,737	58,62	95	Гр, Пр, Сф, Аб
107/3	1,754	1,730		90	Кшп, Вол, Клц
107/4	1,754	1,728	61	80	Кшп, Вол, Клц, Ап
141/6	1,760	1,733		93	Вол, Пл, Клц, Гр
147/8	1,756	1,734		93	Кшп, Вол, Гр, Клц, Ап
147/15	1,733	1,718	60	70	Неф, Кн, Вол, Гр, Аб, Клц, Сф

* Здесь и в дальнейшем: Аб — альбит, Амф — амфибол, Ап — апатит, Бт — биотит, Вол — волластонит, Гр — гранат, Клц — кальцит, Кшп — калишпат, Кн — канкринит, Мск — мусковит, Неф — нефелин, Пл — плагиоклаз, Пр — пренит, Сф — сфен, Хл — хлорит, Эн — энидот, Фор — форстерит, Фл — флогопит.

Из табл. 7 видно, что независимо от генетических признаков там, где образование породы сопровождалось гидротермальными процессами (даже поступлением растворов в мономинеральные известняки без каких-либо следов их скарнирования), клинопироксен имеет весьма железнитый состав, близкий к составу его в щелочных породах, вмещающих блоки известняков. По химическому анализу 4 (обр. 48/6) содержание эгирина равно 10%, по диоксидового компонента несколько больше (около 20 мол.%) по сравнению с пироксенами щелочных пород.

Типично метасоматические пироксены возникали только в контактах известняков с спениками. Для их образования требовался ощутимый

привнос железа, а возможно, и SiO_2 в приконтактные участки ксенолитов. Схематически реакцию можно изобразить так:



Еще В. С. Соболев (1947) обратил внимание на своеобразное явление обесцвечивания клинопироксена. В породах, подвергшихся воздействию постмагматических гидротерм, часто наблюдается пятнистая окраска пироксена, когда темноокрашенные его участки к периферии зерна или вблизи секущих трещинок постепенно становятся бледно-зелеными, а затем и совершенно бесцветными. «Несомненно,— пишет В. С. Соболев,— что при низкой температуре преобразования становятся неустойчивыми изоморфные смеси с большой разностью ионных радиусов и пироксен должен очищаться от эгиринового компонента и от трехвалентных ионов Fe^{3+} , Al и Ti с переходом из типа авгита в диопсид-геденбергитовый ряд. Остается открытым вопрос, является ли измененный пироксен чистым геденбергитом или некоторая часть железа заменяется магнием и он несколько обогащается диопсидовым компонентом...».

Нами были отобраны для анализа образцы пироксена (5 и 6, табл. 4) из одного штуфа гранат-пренитовой породы — в исходном состоянии щелочного сиенита, где такая граница между совершенно темным и обесцвеченным минералом хотя и несколько расплывчатая, но совершенно отчетливая.

Выявляется, что действительно в обесцвеченном минерале заметно меньше глинозема, окисного железа и натрия. Практически содержание эгиринового компонента здесь близко к нулю, в то время как в темном пироксене его 10 мол. %. Содержание титана, очевидно, не сказывается на изменении окраски, хотя, как это установлено в других случаях, более интенсивные бурые оттенки в необесцвеченных пироксенах в значительной мере объясняются вхождением в кристаллическую решетку минерала повышенных количеств TiO_2 .

Амфибол

Амфибол относится к достаточно распространенным минералам щелочных и нефелиновых сиенитов, в которых он образует ряд ассоциаций, устойчивых с другими минералами. Образование амфибола можно представить по схеме, отраженной в расчете реакций минеральных превращений мультисистемы (рис. 16). Хотя целый ряд таких реакций свидетельствует о равновесности ассоциации амфибола и пироксена, в действительности в наблюдаемых реальных и наиболее распространенных парагенезисах поля устойчивости амфибола определяются рядом условий.

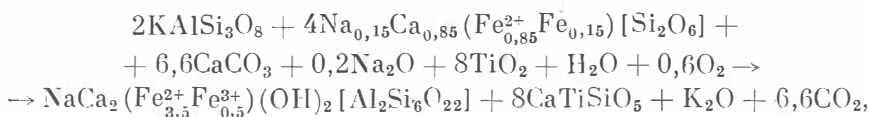
Из анализа диаграммы рис. 16 видно, что устойчивость амфибола определяется относительно низкими химическими потенциалами K_2O при достаточно высоких потенциалах Na_2O . Наиболее обычны при этом реакции с образованием амфибола в результате разложения пироксена + калишпата + биотита, пироксена + граната + биотита и пироксена + биотита + нефелина.

Достаточно высокой устойчивостью обладает парагенезис амфибола с пироксеном и нефелином, но лишь в безбиотитовых разностях пород. Здесь он возникает даже при относительно высоких потенциалах калия.

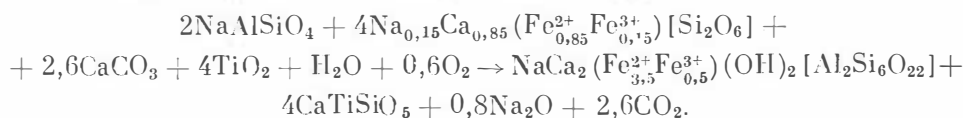
В безнефелиновых ассоциациях амфибол может проявлять устойчивость с биотитом даже при относительно высоких потенциалах калия, но в нашем случае такие взаимоотношения наблюдаются очень редко.

Амфибол охотнее всего развивается по клинопироксену, причем такое замещение может быть либо частичным, либо даже полным с образованием сравнительно крупных (до 4—6 мм) его кристаллов.

Учитывая реальные составы наших минералов, можно сделать вывод, что реакция амфиболизации клинопироксена (сопровождаяемая, очевидно, выпадением столь обычного здесь сфена) в щелочных сиенитах должна протекать с поглощением незначительных количеств натрия, т. е. при некотором повышении его потенциала:



а в нефеллиновых сиенитах и породах типа уртитов и пойкилитовых ийолитов — с выделением небольших количеств натрия:



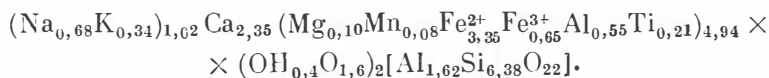
Нам трудно сейчас решить, на какой стадии происходила эгиринизация пироксена. Наблюдениями устанавливается, что эгиринизацией отчасти затронут и амфибол. Если допустить более позднюю эгиринизацию этих минералов вследствие повышения на определенной стадии потенциала натрия (возможно, даже в стадию натрового метасоматоза), то написание реакций амфиболизации несколько упростится, т. е. замещаться амфиболом будет только геденбергит, но при этом вместо 0,6 потребуются 0,75 молекулы кислорода для окисления железа. Тем не менее, как отметил еще В. С. Соболев (1947), для всех реакций минералообразования ранних стадий в ботогольских породах общим фоном являлась восстановительная обстановка, так как железо феррических минералов паходится преимущественно в закисной форме. Поэтому даже при насыщенности магмы натрием процесс эгиринизации лимитировался прежде всего низкими потенциалами кислорода.

Мы располагаем лишь одним химическим анализом амфибола из нефелинового сиенита (обр. 147/1, изготовленный в лаборатории ИГЕМ под руководством А. И. Покровской):

SiO ₂	—33,85	FeO	—24,43	Na ₂ O	—2,18
TiO ₂	— 1,74	MnO	— 0,56	K ₂ O	—1,66
Al ₂ O ₃	—11,25	MgO	— 0,37	H ₂ O ⁺	—0,37
Fe ₂ O ₃	— 5,22	CaO	—13,41	H ₂ O [—]	—0,25

Сумма 100,26

Кристаллохимическая формула:



$$\text{Железистость} \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 95 \text{ мол. \%}.$$

Амфибол, таким образом, соответствует сильно железистому гастингситу и в этом отношении уподобляется минералу, приводимому Розенбушем (1934, стр. 122) из умптекитов Швеции. Показатели преломления нашего минерала (см. табл. 25) варьируют так: $N_g = 1,724\text{—}1,732$, $N_p = 1,694\text{—}1,714$; $2V =$ от -59 до -70° . Удельный вес — 3,438.

Ориентировка оптической индикатрисы подтверждает принадлежность минерала к гастингситу (табл. 8). Плоскость Nm Np совпадает с (010), а ось Ng перпендикулярна к ней и совмещена с осью b . Ось Nm при этом

Таблица 8

Оптические константы гастингсита в ботогольских породах

	34/2		45/3		46/4		78/3		54/2
	[031]	⊥ сп	[031]	⊥ сп	[031]	⊥ сп	[031]	⊥ сп	⊥ сп
<i>Ng</i>	90	63	90	62	90	62	90	50	62
<i>Nm</i>	5	89	14	78	6	84	14	79	72
<i>Np</i>	85	27	76	30	84	29	76	32	35
2 <i>V</i>	—51°		—70°		—66°				

образует углы с третьей осью от 5 до 14°, что характерно только для гастингсита¹. Плеохроизм по обычной схеме: *Ng* — интенсивно-зеленый бурых тонов, *Nm* — зеленый с желтоватым оттенком, *Np* — светло-зеленый, желтоватый.

В исключительно редких случаях гастингсит ботогольских пород по периферии или вдоль трещин спайности замещается «лапчатыми» агрега-

Таблица 9

Рентгенометрические исследования амфибела (обр. 147/1)

(Режим съемки: кобальтовый антикатод; диаметр камеры 57,3 мм, образца — 0,4 мм; экспозиция 10 час.)

Обр. 147/1				Гастингсит (по Гинз- бург и др., 1961)		Обр. 147/1				Гастингсит (по Гинз- бург и др., 1961)			
I		$\frac{d}{n} \alpha$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha$	I		$\frac{d}{n} \alpha$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha$		
1	8	8,72	310 β	4	3,425	18	2	1,774	600 β; 113 β; 53ī	2	1,766		
2	2	5,08				19	2	1,738					
3	2	4,61				20	4	1,708					
4	1	4,02				21	5	1,661	46ī; 601	8	1,659		
5	7	3,39				22	3	1,632	621; 333	4	1,629		
6	9	3,23	151	2	2,965	23	3	1,596	600; 113	8	1,595		
7	6	2,958				24	3	1,564	402; 620	1	1,549		
8	9	2,746				25	4	1,514	0,12; 0; 55ī	4	1,510		
9	10	2,622—	202; 002	5,5	2,614—	26	1	1,488	442; 533; 661 712; 62ī; 731 710; 641 730; 224 0,14; 0,643	1	1,481		
		2,585			2,554								
10	8	2,393	400; 350; 31ī		2,393	27	6	1,459		9	1,450		
11	2	2,247				28	3	1,377		5	1,371		
12	8	2,190				29	3	1,352		6	1,347		
13	8	2,05	202	6	2,031	30	3	1,329	7	1,320			
14	1	1,979	42ī	2	1,901	31	3	1,308	0,14; 0,643	6	1,303		
15	3	1,914				32	3	1,289					
16	3	1,873				33	2	1,195				3	1,193
17	2	1,829				34	7	1,058				6	1,058

Параметры элементарной ячейки для нашего образца: a_0 —9,97 кХ, b_0 —18,24 кХ, c_0 —5,708 кХ, что позволяет отнести его к ферро-гастингситу.

¹ А. Г. Бетехтин (1950) называет такой амфибол тарамитом. Однако, поскольку подобная ориентировка индикатрисы вообще характерна для гастингсита, выделение особой разновидности его едва ли оправдано.

тами интенсивно синего по *Np* амфибола (резко плеохроирующего почти до бесцветных тонов), который, вероятнее всего, принадлежит рибекиту.

Гастингситовый характер амфибола в обр. 147/1 подтверждает также рентгенометрический анализ, выполненный в лаборатории ИГиГ СО АН СССР под руководством Д. К. Архипенко. Индицирование отражений на порошковой рентгенограмме производили по И. В. Гинзбург с сотрудниками (1961) (табл. 9).

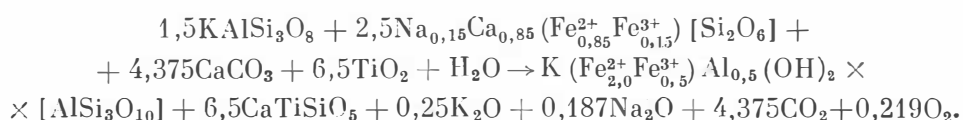
Биотит

Устойчивость биотита в щелочных породах Ботогольского массива определяется прежде всего химическим потенциалом калия. Таким образом, теоретически он должен отражать одну из наиболее ранних стадий минералообразования, поскольку эти условия существовали в момент формирования щелочных сиенитов.

Биотит может быть назван антиподом амфибола: в безбиотитовом и безамфиболовом узлах (рис. 16) расположение устойчивых минеральных ассоциаций совершенно аналогично, но оба эти минерала исключают друг друга, находясь в метастабильных соотношениях. Иначе говоря, при повышении химической активности калия наиболее устойчивыми оказываются парагенезисы с биотитом, но они становятся неустойчивыми и разлагаются при увеличении потенциала натрия; процесс смещается в сторону расширения полей амфибола.

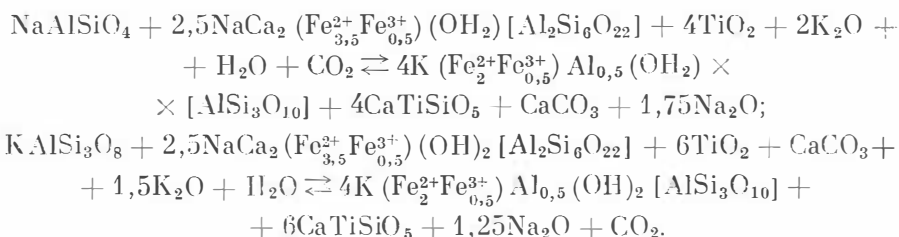
Мы уже упоминали, что чисто биотитовые разности щелочных и нефелиновых сиенитов относительно редки, и едва ли оправданы попытки выделения их на геологической карте. К ним могут быть отнесены лишь достаточно лейкократовые беспироксеновые разности и некоторые вариации крупнозернистых пород пегматоидной структуры. Биотит здесь подчас развивается в форме достаточно крупных агрегатов из чешуй биотита или уплощенных призматических кристаллов. Обычно же биотиту свойственны скопления мелких чешуй типа гломеропорфировых, где он тесно ассоциирует со сфеном, кальцитом, титаномagnetитом, графитом. Судя по реакциям мультисистемы, биотит чаще образует устойчивые парагенезисы с калишпатом, а также с нефелином, и только в двух случаях в беспироксеновом узле он развивается за счет этих минералов, но с участием амфибола. Для развития биотита в нефелиновых породах требуется возрастание потенциала калия. В условиях общей направленности процесса в сторону увеличения активности натрия (на Ботоголе) такая реакция едва ли могла осуществляться, и вероятнее всего, она не имеет реального смысла.

Кроме реакций, указанных в мультисистеме, вероятно, правомочна реакция развития биотита за счет калишпата и клинопироксена также с участием кальцита, так как каемки биотита на стыке этих минералов отмечаются повсеместно:



Встречающаяся ассоциация таких минералов с графитом неясна. Возможно часть графита (в виде тонкозернистой сыпи) возникает здесь при диссоциации освободившейся углекислоты по реакции Будуара (Соболев, 1947; Соболев, Флоренсов, 1948). Однако для такого процесса необходима восстановительная обстановка, в то время как наша реакция протекает с выделением кислорода. Очевидно, выпадение графита обязано иному процессу, и здесь мы его не рассматриваем.

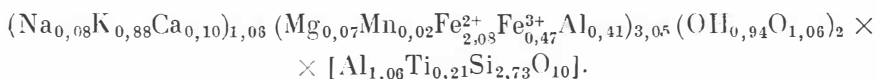
Несомненно также замещение биотитом амфибола на стыках его либо с нефелином, либо с калишпатом, причем в этих случаях устанавливается подвижное равновесие реакции. Иначе говоря, реакция образования биотита при возрастающем потенциале калия идет до тех пор, пока количество выделяющегося натрия не достигнет уровня, достаточного для поддержания устойчивости амфибола, после чего становятся правомочными оба эти минерала:



У нас имеется один химический анализ ботогольского биотита из крупнозернистого нефелинового сиенита, изготовленный в лаборатории ИЕМ под руководством А. И. Покровской:

SiO ₂ — 31,36	FeO — 29,26	Na ₂ O — 0,47
TiO ₂ — 3,34	MnO — 0,33	K ₂ O — 8,23
Al ₂ O ₃ — 14,76	MgO — 0,56	H ₂ O ⁺ — 1,64
Fe ₂ O ₃ — 7,29	CaO — 1,18	H ₂ O ⁻ — 0,76
Сумма		99,68
Уд. вес.		3,239

Кристаллохимическая формула:



$$\text{Железистость} = \frac{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \cdot 100 = 97 \text{ мол. \%}.$$

Таким образом, наш биотит относится к ряду лепидомелана. С этими данными хорошо согласуются значения железистости биотита, полученные по многочисленным определениям показателя преломления (см. табл. 25) и колеблющиеся для несомненно первичного минерала в пределах $n_m = 1,694-1,704$. При снятии состава с диаграммы И. А. Островского и В. П. Петрова (1940) получаем лепидомелан с небольшой примесью (до 10 мол. %) оксилепидомелана.

Минерал обладает интенсивной коричнево-бурой окраской по *Ng* и резким плеохроизмом, с изменением цвета до соломенно-желтого по *Np*. Макроскопически он совершенно черный. Более поздний, вторичный биотит, развивающийся изредка по иным фемическим минералам, имеет обычно более светлую или отчетливо зеленоватую окраску в шлифах.

Гранат

Гранат нельзя отнести к распространенным в ботогольских породах минералам. Можно выделить две его разновидности, принадлежащие к уграндитовой группе, несколько различающиеся по соотношениям Al_2O_3 и Fe_2O_3 .

В нефелиновых сиенитах появляется гранат, наиболее насыщенный апдрадитовой молекулой (более 40 %); в метасоматических породах это значение снижается до 20—25 %, а в некоторых, совершенно измененных щелочных породах и известняках появляется гранат, соответствующий почти чистому гроссуляру. Последний легко диагностируется по своей бесцветности в шлифах и показателю преломления 1,735—1,745.

В нефелиновых сиенитах концентрация граната эпизодически может возрасти до количеств, когда он становится одним из главных породообразующих минералов. Отдельные его кристаллы имеют достаточно отчетливые кристаллографические очертания, иногда размерами до 2—3 см, но мелкие зерна в шлифе чаще ксеноморфны по отношению к нефелину и каликатровому полевому шпату, хотя и находятся в равновесном парагенезисе с ними. По гранату частично развивается лишь амфибол.

Гранат нефелиновых сиенитов окрашен в шлифе в интенсивно-розовые тона с красноватым оттенком. Метасоматические породы также подчас обильно насыщены гранатом.

Возможные пути образованияgrossуляр-андрадитового граната отражены в соответствующих реакциях к мультисистеме рис. 16. Возникновение чистого grossуляра возможно также по реакции: $2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 6\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + 3\text{CaSiO}_3 + 6\text{CO}_2 + \text{K}_2\text{O}$, причем такие взаимоотношения, когда на стыках между пойкилитовыми включениями кальцита в калишпате развивается оторочка граната, встречаются довольно часто. В метасоматических породах обычно также ассоциация с гранатом волластонита.

Труднее представить себе процесс образования grossуляра на контактах нефелина с кальцитом, так как ощущается дефицит кремнезема. Вероятно, в реакции должен участвовать волластонит: $2\text{NaAlSiO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + \text{CaSiO}_3 \rightarrow \text{Ca}_3\text{Al}_2[\text{SiO}_4]_3 + \text{Na}_2\text{O} + 2\text{CO}_2$. Но поскольку для нефелиновых сиенитов обычно характерен не чистый grossуляр, а андрадитgrossуляр, такая реакция осуществляется лишь в присутствии других

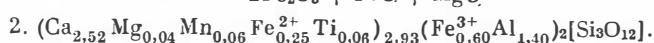
Т а б л и ц а 10

Химический состав гранатов

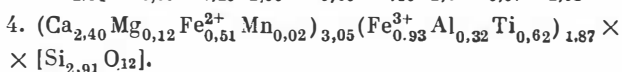
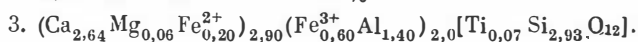
Оксид	1	2	3	4
SiO ₂	37,44	37,96	37,40	35,55
TiO ₂	1,16	0,97	1,27	9,97
Al ₂ O ₃	12,64	15,24	15,29	3,26
Fe ₂ O ₃	13,15	10,26	13,64	14,86
FeO	3,10	3,78	—	7,21
MnO	0,45	0,87	—	0,35
MgO	0,28	0,37	0,50	1,03
CaO	31,00	29,93	31,55	27,04
Na ₂ O	0,22	0,21	—	0,33
K ₂ O	0,16	0,16	—	0,02
Сумма	99,81	99,75	99,65	99,62
Показатель преломления	1,800	1,798—1,782	1,790	1,915
Уд. вес	3,699			



$$\text{Общая железистость } \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 97 \text{ мол. \%}.$$



Общая железистость 95 мол. %.



фемических минералов. Действительно, чистый гроссуляр встречен только в сильно измененных метасоматически щелочных сиенитах совместно с эпидотом, кальцитом, калишпатом и др.

У нас имеется два проанализированных граната (табл. 10): из нефелинового сиенита (обр. 8/1) и из пироксен-гранатовой метасоматической породы (обр. 68/1). Анализы изготовлены в лаборатории ИГЕМ под руководством А. И. Покровской. Для сравнения приводим также два образца гранатов из тувинских щелочных пород (по В. А. Кононовой, 1957): 3) андрадит-гроссуляр из измененного ийолит-уртита и 4) шорломит из ийолита.

Т а б л и ц а 11

Компонентный состав гранатов
(в мол. %)

	По химическому анализу				По диаграмме Винчелла (1949)	
	1	2	3	4	1	2
Андрадит	40,5	30,0	35,5	52,4	35	32
Гроссуляр	51,0	58,0	62,0	26,5	52	56
Альмадин	6,8	8,6	—	16,7	13	12
Пироп	1,0	1,4	2,5	4,0	—	—
Спессартин	0,7	2,0	—	0,6	—	—

Компонентный состав гранатов сведен в табл. 11 (заметим, что в анализе 3 ощущается некоторый избыток полуторных окислов по отношению к основаниям).

При расчете возможных реакций образования граната мы исходим из состава, близкого к реальному в ботогольских щелочных породах, приняв для него соотношение $(\text{Ca}_{2,7} \text{Fe}_{0,3}^{2+})$ и $(\text{Fe}^{3+} \cdot \text{Al}) = 1:1$, т. е. с отнесением всего железа в андрадитовый компонент.

Принадлежность наших анализированных гранатов к ряду гроссуляр-андрадитов подтверждают и рентгенометрические исследования (табл. 12). Так, для гроссуляра, по В. И. Михееву (1957), длина ребра элементарной ячейки $a = 11,839 \pm 0,004$, для андрадита $a = 12,026 \pm 0,003$. В первых трех образцах пределы колебаний $a = 11,86 - 11,93$. Действительно, обр. 8/1 содержит заметно больше андрадитовой молекулы (40,5%), чем обр. 68/1 (30%). В неанализированном гранате обр. 141/2 это количество должно быть промежуточным между указанными, судя по величине $a = 11,88$ и показателю преломления 1,800. По диаграмме М. А. Гневуше-ва с соавторами (1956) наш гранат содержит 35% андрадита, что совпадает с данными анализа.

К чистому гроссуляру относится лишь образец 18/5 с $a = 11,834$ и показателем преломления $N = 1,735 \pm 0,002$. Он принадлежит мраморизованному известняку из приконтактной зоны, вмещающей Ботогольский сиенитовый массив толщи. Кроме граната здесь в небольших количествах содержатся магнезиальный пироксен (до 90% диопсидовой молекулы), волластонит и терригенный кварц.

Это еще раз подтверждает чрезвычайно ничтожную миграцию железа за пределы массива. Более того, даже в сиенитовом массиве гранат с андрадитовой молекулой появляется чаще только в непосредственных контактах с ксенолитами известняков. Однако и здесь он возникает в результате реакционных процессов, т. е. главным образом при перераспределении, но не привносе железа.

Таблица 12

Результаты рентгенометрических исследований гранатов,
произведенных в лаборатории ИГиГ под руководством
Д. К. Архипенко

(Режим съемки: Со — антикатод; диаметр камеры 573 мм,
образца 0,4 мм; экспозиция 9—12 час.)

№ п.п.	Обр. 8/1			Обр. 68/1			Обр. 141/2			Обр. 18/5		
	I	$\frac{d}{n} \alpha$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha$	hkl	I	$\frac{d}{n} \alpha$	hkl
1										1	3,316	400
2	4	2,988	400	3	2,982	400	9	2,988	400	6	2,982	400
3	10	2,673	420	10	2,668	420	10	2,668	420	10	2,664	420
4	1	2,550	322	2	2,538	322	1	2,570	322	3	2,526	322
5	4	2,438	422	4	2,434	422	4	2,444	422	3	2,423	422
6	2	2,352	431	3	2,337	431	3	2,346	431	3	2,313	431
			510			510			510			510
7	3	2,174	521	4	2,165	521	3	2,170	521	4	2,152	521
8	4	1,939	611	4	1,930	611	7	1,936	611	5	1,920	611
			532			532			532			532
9				1	1,880	620	1	1,886	620	0,5	1,873	620
10										0,5	1,740	631
11	3	1,723	444	3	1,720	444	3	1,723	444	4	1,705	444
12	7	1,659	640	7	1,655	640	7	1,659	640	5	1,639	640
13				0,5	1,620					1	1,613	
14	10	1,599	642	10	1,591	642	10	1,599	642	10	1,577	642
15				3	1,491							
16	2	1,496	800	1	1,471	800	3	1,494	800	3	1,477	800
17										0,5	1,457	840
18										0,5	1,416	842
19	3	1,328	840	4	1,327	840	4	1,329	840	3	1,322	840
20	5	1,299	842	7	1,295	842	8	1,296	842	5	1,289	842
21	3	1,269	664	3	1,264	664	3	1,266	664	2	1,261	664
22				1	1,252	754	1	1,253	754	1	1,248	754
						930			930			930
						851			851			851
23	1	1,203	853	1	1,199	853	2	1,202	853	0,5	1,193	853
24				1	1,164	862	0,5	1,165	862	1	1,160	862
25				1	1,132		0,5	1,134		0,5	1,127	
26	4	1,106	864	8	1,102	864	9	1,104	846	3	1,097	864
27	4	1,087	10·42	7	1,083	10·42	7	1,085	10·42	6	1,081	10·42
28										0,5	1,061	12·22
												10·64
29	3	1,053	880	8	1,049	880	8	1,051	880	8	1,046	880
30	3	0,9948	12·00 884									
31				3	0,9901							
32				3	0,9844							
33	3	0,9809	12·20 12·22									
34	9	0,9676	10·64									
$a =$	$11,93 \pm 0,01 \text{ \AA}$			$11,86 \pm 0,01 \text{ \AA}$			$11,88 \pm 0,001 \text{ \AA}$			$11,834 \pm 0,002 \text{ \AA}$		

Волластонит



Рис. 7. Залечивание крупных расколотых кристаллов волластонита (1) микропертитовым микроклином (2) в щелочном сиените. Видна тонкозернистая сыпь графита. Обр. 49/1. Ник. +

Волластонит либо приурочен к известнякам вмещающей карбонатной толщи, где возникает вместе с бесцветным клинопироксеном (диопсидом) и другими минералами как контактовый метаморфический минерал, либо (чаще) встречается в скарнированных известняках, захваченных интрузирующей магмой.

Мелкие ксенолиты известняков (5—20 см в поперечнике) при этом полностью превращаются в почти мономинеральную волластонитовую породу. На контактах сиенитов с более крупными ксенолитами известняков последние по периферии нередко окружены волластонитовым чехлом (3—5 см и более), также почти мономинеральным. В отличие от волластонита метаморфогенного, у которого размеры овальных в срезх шлифа

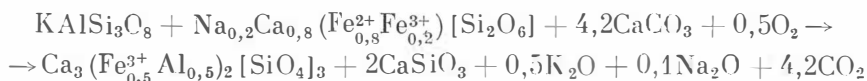
табличек не превышают десятых долей миллиметра, в скарнированных участках кристаллы волластонита измеряются первыми сантиметрами (иногда до 5 см). Кристаллооптические константы минерала обычные: $N_g = 1,630$; $N_p = 1,615$; $2V = -38, -42^\circ$; $N_m = b$.

Наряду с явно метасоматическим и метаморфическим волластонитом, по-видимому, наиболее ранняя его генерация отражает выделение в высокотемпературную стадию. Это в особенности справедливо по отношению к щелочным сиенитам, обладающим достаточно высоким содержанием кремнезема при избыточных количествах кальция. О высокотемпературности условий образования волластонита могут свидетельствовать случаи залечивания крупных его таблиц микроклином с обильными микропертитовыми линзочками, т. е. со структурой распада калинатровых полевых шпатов (рис. 7).

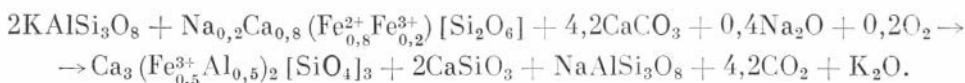
Ниже подробнее освещены термодинамические условия, в которых формировались щелочные породы Ботогола. Сейчас лишь упомянем, что используемый в качестве «геологического термометра» микропертитовый калинатровый полевой шпат свидетельствует о том, что распад твердого раствора происходил при температурах около 700° . Следовательно, залеченные таким минералом расколотые таблицы волластонита не могли образоваться ниже этой температуры.

Надо полагать, что процесс образования волластонита во вмещающих известняках и их ксенолитах аналогичен и осуществляется по реакции $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$. В метаморфизованных экзоконтактовых известняках, где общее содержание волластонита относительно невелико и он рассеян равномерно во всей породе, такая реакция, вероятнее всего, происходила за счет терригенного кремнезема. Для образования волластонита в скарнированных почти мономинеральных зонах требуются уже значительные количества SiO_2 ; в этом случае надо допускать только реакционный путь его возникновения за счет кремнезема, содержащегося в алюмосиликатах, с выносом, а точнее — с местным перераспределением глинозема. Несомненное замещение калишпата волластонитом в метасоматических зонах устанавливается повсеместно.

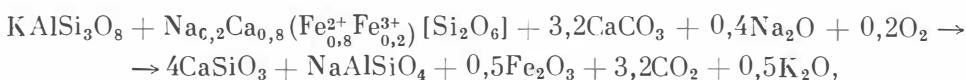
В случаях образования совместно с волластонитом андрадит-гроссулярового граната в реакции должен участвовать клинопироксен, так как железо наряду с алюминием и кремнеземом в наших породах не испытывало сколько-нибудь существенных перемещений, и все вариации минералогического состава определяются только перераспределением этих компонентов. Приняв несколько упрощенные составы анализированных нами минералов, можно написать следующие реакционные схемы:



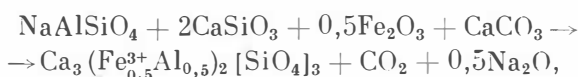
или в случае образования альбита:



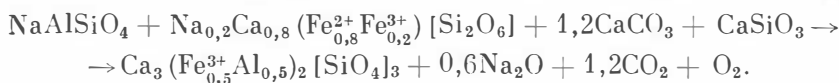
Изредка волластонит можно встретить совместно с нефелином в пределах одного шлифа. Однако установлено, что эта ассоциация неравновесна, и, как правило, между ними всегда возникает реакционная оторочка граната, альбита или пироксена (гранат одновременно развивается в оторочках вокруг кальцита), т. е. процесс, очевидно, протекает в два этапа. На первых стадиях может осуществляться реакция



а далее между волластонитом и нефелином возникает оторочка граната либо за счет сброшенного железа



либо вследствие дальнейшего участия в реакции пироксена по схеме:



Т а б л и ц а 13

Оптические свойства клинопироксена
и волластонита

№ п.п.	Образец	Угловое расстояние между осями индикатрисы *		
		$Ng' Ng''$	$Nm' Nm''$	$Np' Np''$
1	11/5	78	85	30
2	11/5	82	90	73
3	11/5	68	14	67
4	87/41	58	8	58
5	87/41	86	70	60
6	48/10	47	61	65
7	107/4 а	46	34	43
8	107/4 а	74	20	77
9	141/3	52	18	54

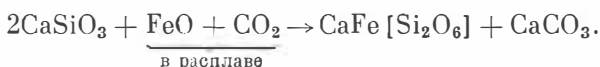
* Ng' , Nm' , Np' — для клинопироксена, Ng'' , Nm'' , Np'' — для волластонита.



Рис. 8. «Микропертитовые» срастания волластонита и клинопироксена (1) в скарновой породе (2 — кальцит). Обр. 87/41. Ник. +

лов не отражает строго выдержанной закономерности расположения их индикатрис (табл. 13), которая должна была бы наблюдаться в случаях одновременной (эвтектической) кристаллизации либо распада твердых растворов. Вместе с тем установлено, что отдельные группы мельчайших востков пироксена в волластоните ориентированы между собой совершенно одинаково (судя по их погасанию) и отражают определенный распад этих молекул, выпавших в высокотемпературных условиях, возможно в магматическую стадию минералообразования.

Дальнейший процесс приводит к частичному замещению волластонита геденбергитом по схеме:



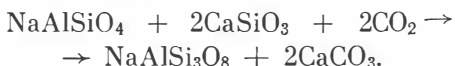
Такое замещение волластонита клинопироксеном устанавливается повсеместно не только там, где волластонит встречается среди карбонатных пород, претерпевших несомненно значительную переработку магмой (частично ассимилированные ксеногенные известняки), но и среди обычных щелочных пород массива.

Сфен

Относить сфен к категории акцессорных минералов едва ли было бы справедливо, поскольку подчеркнуто выступает насыщенность этим минералом иногда и собственно щелочных пород, и в особенности эндо- и экзо-контактных зон между блоками и ксенолитами известняков, с одной стороны, и щелочных пород — с другой. В этих случаях сфен уже является обычным породообразующим минералом. Правда, в магматических щелочных породах средние содержания сфена подчас не превышают акцессорных количеств. Вместе с тем сфен очень редко появляется в зонах при-контактных мраморизованных известняков вмещающей толщи. Это позволяет считать, что выпадение сфена происходило преимущественно в магматическую стадию кристаллизации пород и в стадию высокотемпературного метасоматоза при достаточно высокой подвижности TiO_2 , во

(Поскольку такие взаимоотношения чаще всего выявляются в случае наложения на щелочные породы метасоматических процессов, вероятнее всего правомочна последняя реакция).

Еще позднее может происходить разложение этих минералов с образованием альбита:



Своеобразной особенностью наших пород является почти повсеместная тесная ассоциация волластонита с клинопироксеном. В одних случаях наблюдаются как будто закономерные срастания их в виде «микропегматита», в других — отмечается почти несомненное замещение пироксеном волластонита (рис. 8). Определенное ориентировки этих двух минералов

всяком случае гораздо более высокой, чем подвижность, которая присуща алюминию, кремнезему и железу.

Наиболее совершенные кристаллографические очертания отмечаются для сфена, концентрирующегося в метасоматизированных известняках, наиболее крупные его экземпляры (до 5—7 мм и больше) имеют отчетливые клиновидные уплощенные или дипирамидальные изометрические формы. В плоскости шлифов они имеют облик правильных ромбических разрезов. Наблюдается отчетливый плеохроизм от красновато-бурых тонов до светло-желтых. В более крупных кристаллах такая окраска становится пятнистой, т. е. с разной интенсивностью тонов. Мелкие овальные выделения сфена, напоминающие пшеничные зерна, расположенные в шлифе в виде цепочек, чаще приурочены к агрегатам, сложенным кальцитом и развивающимися по нему биотитом и амфиболом.

Кальцит

Кальцит если и не относится по количественному содержанию к главнейшим порообразующим минералам в комплексе щелочных пород, то все же его присутствие отмечается здесь почти повсеместно. Роль кальцита в процессах минералообразования при становлении массива щелочных пород Ботогола была весьма существенной и совершенно несомненной.

Ниже при рассмотрении реакций минеральных превращений в породах Ботогольского массива подчеркнуто выступает одна особенность — во всех без исключения случаях обязательно участвует кальцит. Это находит довольно простое объяснение, когда речь идет о метасоматически-гидротермальных процессах, где источник кальцита можно усматривать в многочисленных блоках и ксенолитах известняков, заключенных среди щелочных пород.

Однако для процессов магматической стадии такое предположение может оказаться не совсем беспорным. В крупнозернистых разностях нефелиновых сиенитов, в особенности среди отвалов рудника Алибера наряду с каликатровым полевым шпатом, нефелином, клинопироксеном или биотитом встречаются достаточно крупные (1—1,5 см) кристаллы кальцита с относительно высокой степенью идиоморфизма. Характерно, что сами породы при этом — лейкократовые, без обогащения пироксеном, как в приконтактных зонах с блоками известняков. Следовательно, здесь не было насыщения щелочной породы кальцитом путем его привноса из известняков.

На природу кальцита, связанного со щелочными породами, проливают некоторый свет мелкие, как правило — овальные или совершенно круглые в срезе шлифа («каплевидные») зерна кальцита, находящиеся в виде пойкилитовых включений в нефелине, реже — в каликатровом полевошпате и клинопироксене. Это проявляется настолько ясно, что отмечалось при всех петрографических описаниях пород (Куплетский, 1925, 1937; Соболев, 1947). Примечательно, что очень часто вокруг таких пойкилитовых включений кальцита образуются каемки фемических минералов, обычно амфибола и биотита (рис. 9 и 10), реже — эгиринизированного пироксена. При этом либо зерна кальцита частично или полностью оторочены одним из указанных минералов, либо наблюдаются две кольцевые зоны: внутреннюю по кальциту образует амфибол, а вокруг него разрастается каемка биотита. Биотит своими мелкими чешуйками, расположенными перпендикулярно к контуру зерна кальцита, обычно «лапчато» внедряется в окружающие зерна нефелина или каликатрового полевошпата. Как правило, возле таких новообразований концентрируются скопления мельчайших зернышек сфена и рудного минерала, а также мелкие чешуйки графита, присутствие которого в щелочных породах весьма типично (рис. 11).



Рис. 9. Каемки амфибола (1) вокруг пойкилитовых включений кальцита (2) и включений рудного минерала (темное) в нефелиновом сиените (3—нефелин, 4—калинатровый полевой шпат, 5 — биотит, 6 — пироксен). Обр. 34/1. Ник. +

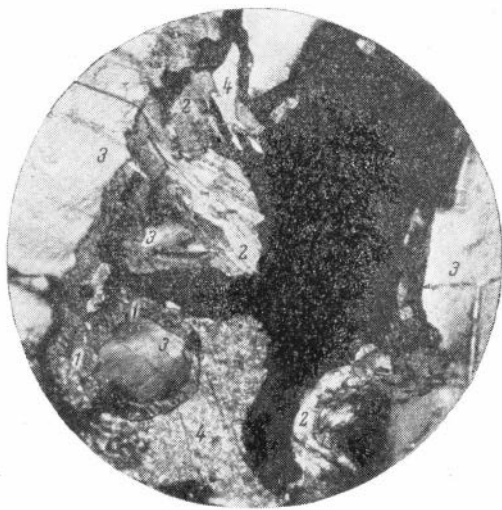


Рис. 10. Каемки амфибола (1) и биотита (2) вокруг зерен калишпата (3) в контакте с включениями кальцита (4) и рудного минерала (темное). Нефелиновый сиенит. Обр. 23/16. Ник. +

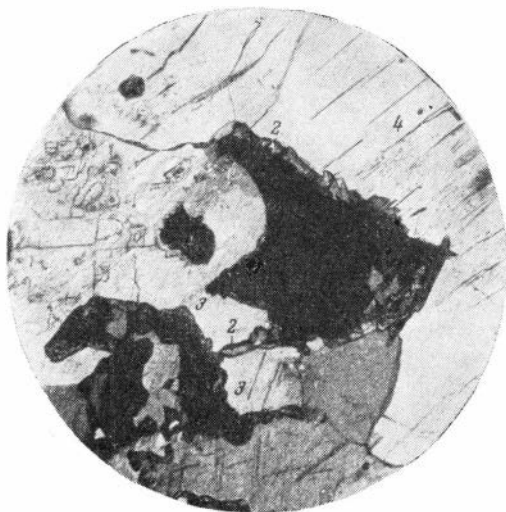


Рис. 11. Оторочки биотита (1) и сфена (2) вокруг рудных включений (темное) в кальците (3), иногда в контакте с нефелином (4). Обр. 55/4. Ник. +

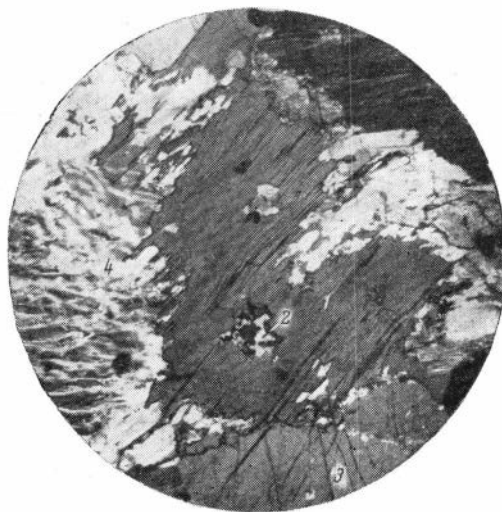


Рис. 12. Развитие крупных чешуй биотита (1) вокруг включений кальцита (2), содержащего вкрапленность рудного минерала (темная сыпь) в нефелиновом сиените (3 — нефелин, 4 — калишпат). Обр. 503/45. Ник. +

Поскольку для образования фемических минералов необходимо железо, последнее, очевидно, заимствуется из клинопироксена или рассеянного вкрапленного титаномагнетита. Парагенетическая связь биотита с кальцитом на первый взгляд здесь совершенно необъяснима, так как последний не входит в состав биотита. Вместе с тем даже крупные чешуи биотита в лейкократовых нефелиновых сиенитах, не содержащих пироксена (как возможного поставщика железа), очень часто тяготеют именно к выделениям кальцита, обрастая последние (рис. 12). Объясняется это тем, что внутри зерен кальцита всегда можно видеть скопления вкрапленного рудного минерала, который, вероятнее всего, относится к титаномагнетиту, судя по определениям, которые удалось сделать в весьма редко встречающихся, по достаточно крупным его выделениям. Кальцит в данном случае выступает как аккумулятор железа («микроскари»), за счет которого и развивается биотит, заимствующий все остальные компоненты из полевого шпата или нефелина (в последнем случае необходим также привнос калия). Устанавливается, таким образом, связь между возникновением биотита в раннюю стадию как порообразующего минерала и развитием его в каемках вокруг пойкилитового кальцита в щелочных минералах.

Сами по себе пойкилитовые включения кальцита в нефелине и калинатовом полевоом шпате даже в тех случаях, когда отсутствуют каемки фемических минералов, скорее всего свидетельствуют о том, что они должны были возникнуть раньше включающего их минерала-хозяина.

Вопрос о температурных условиях кристаллизации комплекса щелочных пород Ботогола рассмотрен ниже. Здесь лишь отметим, что для кальцита, содержащегося в виде пойкилитовых включений в клинопироксене, получены достоверные данные о гомогенизации газовой-жидких включений в жидкую фазу при 500°. Очевидно, это еще не верхний температурный предел, однако и такие значения свидетельствуют о высокотемпературной генерации кальцита.

О природе кальцита в ботогольских щелочных породах В. С. Соболев (1947) пишет (стр. 203): «...Имеется целый ряд фактов, не позволяющих считать здесь весь кальцит постмагматическим материалом. Уже образование канкринита за счет реакции с нефелином показывает, что кальцит должен был существовать при весьма высокой температуре. Еще больше об этом свидетельствуют реакционные оторочки граната (за счет плагиоклаза) и особенно щелочного амфибола. Последний аналогичен таковому, образующемуся за счет пироксена, и его образование, по-видимому, не зависит от того, с каким минералом соприкасаются пироксен и кальцит, что позволяет предположить магматический характер реакции...». Об этом же, по мнению В. С. Соболева, свидетельствует «обрастание кальцита темным лепидомеланом, вероятно, также относящимся к магматической стадии».

В результате мы приходим лишь к одной возможной гипотезе образования кальцита как ксеногенного минерала, захваченного магмой из известняков. Кальцит должен был растворяться в магме с реакционным образованием других минералов, но часть его могла легко сохраниться в виде зерен, захваченных минералами, в частности нефелином....».

«Таким образом 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».

Нам трудно сейчас судить о том, какова природа кальцита, содержащегося в щелочных породах, так как изотопный анализ углерода из кальцита пойкилитовых включений и кальцита вмещающих толщ провести не удалось. Исследования кальцита не были проведены и другими

методами. Судя по показателям преломления $N_g = 1,670$ и $N_p = 1,498$ — это чистый кальцит без какой-либо примеси доломитовой молекулы.

Карбонатные породы, заключенные в виде ксенолитов и блоков среди щелочных пород, также в главной своей массе сложены кальцитом, имеющим $N_g = 1,666$ и $N_p = 1,488$. Вместе с тем, как мы видели, фемические минералы приконтактных зон сложены магнезиальным диопсидом. В двух случаях были встречены крупные блоки известняков среди щелочных пород, отдельные прослойки которых чрезвычайно обогащены метаморфогенными диопсидом и форстеритом. Это свидетельствует о том, что магний при образовании указанных минералов поставляется доломитовой примесью известняков, хотя обнаружение самого доломита представляется чрезвычайно трудным, вероятно из-за его ничтожно малого содержания. Несомненно также, что кальцит мраморизованных приконтактных известняков использовался и при образовании метаморфогенного волластонита.

Сидерит

Сидерит встречен среди лейкократовых пегматоидных сиеенитов в отвалах Алиберовского рудника, где хорошо диагностируется макроскопически, однако не так редко обнаруживается в шлифах из других участков массива.

Концентрируется сидерит в виде относительно мелких скоплений уплощенно-таблитчатых кристаллов золотисто-желтого цвета с красноватым оттенком. В тонких выколках прозрачен. В спайных выколках и шлифах имеет облик типичного карбоната с очень высоким двупреломлением, порядка 0,200. Показатель преломления по $N_p = 1,635 \pm 0,02$. Значение N_g не было получено. Минерал одноосный отрицательный; угол совершенной спайности 74° .

Циркон, апатит, титаномагнетит, флюорит

К минералам, являющимся по своей природе и количественному содержанию типичными аксессуориями, относятся циркон, апатит и титаномагнетит.

Циркон в щелочных породах Ботогола появляется исключительно редко и далеко не всегда обнаруживается даже в аксессуарных количествах. Лишь однажды среди отвалов рудника Алибера был встречен кристалл дипирамидального габитуса без призмы, размером до 0,8 см.

Апатит чаще встречается в шлифах в виде единичных мелких зерен, размером обычно в сотые или десятые доли миллиметра. Только один раз был обнаружен кристалл апатита столбчатого габитуса с резкой ребристой штриховкой вдоль призмы. Длина кристалла 1,2 см при поперечнике шестигранной формы 1,5—2 мм. Цвет минерала изумрудно-зеленый с желтоватым оттенком. Минерал оптически отрицателен, с удлинением вдоль оси $\{001\}$; $N_g = 1,633 \pm 0,001$, $N_p = 1,628 \pm 0,001$.

Титаномагнетит. Среди отвалов Алиберовского рудника в лейкократовых крупнозернистых нефелиновых сиеенитах были встречены выделения рудного минерала, не имеющего отчетливых кристаллографических очертаний (скорее — овальные по форме), размером до 2—2,5 см. По периферии они обычно обрастают чешуйками биотита, образующими иногда сплошную оторочку. В полированном шлифе установлена решетчатая структура, типичная для титаномагнетита. Мельчайшие вкрапления рудного минерала иногда также встречаются в шлифах щелочных пород, но в особенности часто они приурочены к включениям кальцита. Диагностика рудных минералов в шлифах чрезвычайно затруднена тем, что в них почти всегда содержится сыпь тонкочешуйчатого графита, и далеко не всегда можно быть уверенным в правильности однозначного определения непрозрачного минерала даже в отраженном свете.

Флюорит встречается так же редко, как и акцессорные минералы. В виде мельчайших бесформенных выделений, часто расположенных цепочками вдоль определенных направлений залеченной микротрещиноватости породы, он был обнаружен в некоторых шлифах из пород восточного склона гольца. Минерал изотропный, в шлифах окрашен в слабосиреневые тона. Показатель преломления $1,433 \pm 0,001$.

Оливин, скаполит, гиперстен

Указанный выше комплекс минералов принадлежит в главной своей массе к щелочным породам и лишь частично — к метаморфизованным в приконтактных зонах известнякам (диопсид и волластонит). Остается кратко упомянуть об оливине из известняков, скаполите — из приконтактных зон, изредка встречающихся в комплексе изученных пород, и гиперстене — из более древних, чем щелочные породы, габброидов.

Оливин. Роль оливина как породообразующего минерала невелика. Он был встречен в двух ксенолитах известняков, включенных в сиениты массива, и в экзоконтактовых известняках на контакте гранитов соседнего к востоку гранитного гольца. Константы оливина ($Ng = 1,676$, $Np' = 1,634$, $2V = +80^\circ$) свидетельствуют о принадлежности его к форстериту, содержащему 15—17 мол. % фаялита. Клинопироксен здесь также весьма магнезиальный, и, судя по $Ng' = 1,702$, $Np' = 1,676$ и $2V = +59^\circ$, содержит лишь 10—12 % геденбергитовой молекулы.

Оливин из ксенолитов и блоков известняков в Ботогольском массиве имеет сходные константы: $Ng' = 1,670$, $Np' = 1,632$, т. е. относится к крайне магнезиальной разности форстерита. Константы ассоциирующего с ним клинопироксена приведены в табл. 6.

Метаморфогенный оливин, подобно диопсиду, имеет овальные контуры (рис. 4), что, очевидно, объясняется гораздо большей силой кристаллизации кальцита. Минерал обладает высоким двупреломлением, порядка 0,040. Он совершенно свежий, не затронутый процессами серпентинизации или иных низкотемпературных превращений.

Скаполит был встречен один раз в меланократовой породе типа приконтактного диорита, но не в щелочных породах, а в контактовой зоне между гранитами гольца Гранитного с вмещающими известняками. Геологическое положение этой породы пока не выяснено.

Скаполит, составляющий 20—25 % в валовом составе породы, ассоциирует с кислым плагиоклазом и зеленовато-сиреневым (титанистым) клинопироксеном, имеющим $Ng' = 1,740$ и $Np' = 1,714$. Для скаполита получено $Ng = 1,585$, $Np = 1,555$, что соответствует содержанию 65 % молекулы мейонита.

Гиперстен не относится к минералам, свойственным комплексу щелочных пород Ботогольского массива. Он был встречен только в породах габбро-диоритового состава в виде достаточно крупного блока в районе горы Крестовой. По отдельным коренным выходам этот блок относительно легко оконтуривается. Гиперстен здесь ассоциирует с бесцветным существенно диопсидовым клинопироксеном (салитом), красновато-бурым биотитом и плагиоклазом средней основности. Породы мелко- и среднезернистой структуры. Соответственно и размеры призматических зерен гиперстена не превышают 1—1,5 мм; содержание его в породе неравномерное, иногда может достигать 10 %. Гиперстен специально нами не исследовался. Судя по кристаллооптическим константам $Ng = 1,710$, $Np' = 1,697$ и $2V = -49-51^\circ$, он содержит около 35—37 % железистого компонента.

Остается еще одна достаточно обширная группа минералов, слагающих метасоматические и гидротермальные породы. В качественном отношении, а иногда по химизму, ряд минералов может быть общим для

щелочных и метасоматических пород — с одной стороны, для метасоматических и гидротермальных образований — с другой. О минералах такого рода, как клинопироксен, калинатровый полевой шпат, гранат, волластонит, кальцит, которые принадлежат к скарново-метасоматическим породам, были сделаны соответствующие оговорки при минералогическом обзоре щелочных пород. Особенности химизма пироксена, полученные по кристаллическим константам, отражены в табл. 7. Парагенетические взаимоотношения и закономерности минеральных равновесий в зависимости от изменяющихся параметров системы изображены на диаграмме рис. 18, при построении которой учитывались реальные составы скарново-метасоматических пород.

Пренит

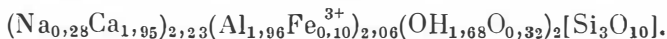
Имеется еще один минерал, довольно типичный для метасоматических и метасоматически-гидротермальных образований Ботогольского массива, — пренит, в свое время подробно изученный Б. М. Куплетским (1925б).

Наибольшие скопления пренита нами были встречены в районе Южного карьера, где довольно интенсивно проявились метасоматические процессы, с одной стороны, и наложенные на них более поздние гидротермальные процессы — с другой.

В отдельных участках таких пород прениту может принадлежать ведущая роль (до 65—70%). Остальное приходится на окрашенный в слабо-розовые тона маложелезистый гранат (содержащий в среднем около 40 мол. % андрадита) и зеленый или, часто, обесцвеченный клинопироксен. Размеры табличек пренита колеблются в пределах 0,3—0,6 мм. Б. М. Куплетский указывает даже размеры 3—5 мм. В шлифе пренит имеет вид удлиненно-таблитчатых кристаллов, иногда с радиально-лучистыми структурами. Для него получено $Ng' = 1,640$, $Np' = 1,615$. По Б. М. Куплетскому (1925б), $Ng = 1,647$, $Nm = 1,627$, $Np = 1,615$, $2V = +55^\circ 30'$ и $Ng - Np = 0,032$. Химический состав ботогольского пренита, согласно его же данным:

SiO ₂ — 42,61	CaO — 25,10	K ₂ O — 0,03
Al ₂ O ₃ — 23,82	MgO — 0,13	H ₂ O ⁺ — 3,57
Fe ₂ O ₃ — 1,73	Na ₂ O — 2,09	H ₂ O ⁻ — 0,19
Сумма 100,27		

Формула минерала в пересчете на 12 атомов кислорода



Б. М. Куплетский высказывает предположение, что пренит здесь является минералом контактным и, ссылаясь на Мургочи и Вейншенка, по-видимому, не исключает, что этот минерал образовался под воздействием пневматолитического процесса, а также под воздействием горячих вод термальной фазы.

Действительно, для пренита характерно вторичное постмагматическое образование, чаще гидротермальным путем. Вместе с тем на основании этого можно допустить, что при определенных условиях этот минерал выпадал и при метасоматическом процессе. Так, в ряде случаев отмечаются равновесные взаимоотношения между пренитом и гранатом, свойственным скарновым породам.

В гидротермальных породах, главная масса которых приурочена к тектоническому нарушению типа грабена, пересекающему в субширотном направлении Ботогольский массив, наряду с уже отмеченными минералами появляется группа новых минералов, характерных только для этой зоны. Здесь широко развиты процессы альбитизации, эпидоти-

зации, пренитизации. В разных сочетаниях с ними в ассоциации находятся обесцвеченный клинопироксен, перекристаллизованный калишпат, реже — гроссуляр, мусковит, тремолит. Важнейшие закономерности парагенетических взаимоотношений минералов этих пород изображены на диаграммах рис. 22—24.

Необходимые и достаточные сведения о комплексе минералов скарно-метасоматических пород, большей частью основанные только на изучении их кристаллооптических свойств, приведены ниже, в разделе «Петрографический очерк щелочных пород». Следует лишь отметить, что часто наряду с андрадит-гроссуляровым светло-розовым гранатом в типичных гидротермальных породах встречается совершенно бесцветный гроссуляр с показателем светопреломления $1,735 \pm 0,002$. Второй особенностью этих пород является то, что калишпат, по-видимому, в значительной степени перекристаллизован. Он совместно с альбитом во многих случаях образует основную мелкозернистую структурную ткань и как бы цементирует все остальные фемические минералы. Калишпат при этом совершенно лишен двойникования, как и видимых под микроскопом микропертитовых вростков. От альбита его можно отличить лишь по дисперсионному эффекту.

Графит

Относительно полная геолого-петрографическая изученность щелочных пород Ботогольского массива объясняется прежде всего тем интересом к ним, который возник в связи с графитоносностью этих пород.

Более ста лет назад, в 1854 г., предприимчивому купцу и промышленнику И. Алиберу удалось открыть на Ботогольском гольце уникальное по своему качеству и концентрации месторождение графита. Отсылая читателя к статье В. П. Солоненко (1947), подробно освещающей историю развития графитодобывающей промышленности на Ботоголе с момента ее зарождения и в дальнейшем, отметим лишь, что все исследователи, изучавшие геологию Ботогольского массива, касались вопросов графитоносности щелочных пород [см. описание месторождения, сделанное Ячевским (1898, 1899), а главным образом планомерные исследования месторождения, проведенные уже в советский период Б. М. Куплетским (1925а, 1937), Б. П. Некрасовым (1928), А. В. Волиным (1930), И. И. Орешкиным (1931), Н. А. Флоренсовым (1947) и др.].

Наиболее полное описание всех особенностей графита Ботогольского месторождения дано в работе Н. А. Флоренсова (1947). Поскольку в нашу задачу не входило специальное изучение графита в минералогическом и тем более в экономическом плане, ограничимся лишь самым общим перечислением тех особенностей каждой морфологической разновидности, которые встречаются на месторождении, наблюдались нами и достаточно подробно освещены Н. А. Флоренсовым. Согласно его исследованиям, на Ботоголе можно выделить следующие разновидности графита:

1. Массивный плотнокристаллический графит. Окраска его свинцово-серая, блеск матовый; удельный вес и твердость наибольшие по сравнению с иными разновидностями. Обладает ясной сланцеватостью, реже — тонкой полосчатостью, которая, по мнению Флоренсова, «вне сомнения, представляет собой реликтовую слоистость известняков».

2. Древовидный плотнокристаллический графит. В штуфах близко напоминает «псевдоморфозу» графита по древесине с сохранением ее волокнистого строения. Блеск в направлении волокон металлический, па поперечном изломе — матовый; цвет темно-серый. Отмечается ис-

кривление волокон графита. По содержанию углерода (до 95—98%) — это наиболее кондиционная руда.

3. Каплевидный плотнокристаллический графит. Отдельные его «капли», размером 1—3 см и более, обычно вкраплены среди массивного или тонкочешуйчатого графита. На глянцевой поверхности капля цвет его больше всего приближается к свинцово-серому с металлическим блеском. Форма такого графита иногда весьма причудлива, однако он сохраняет свою индивидуальность и может быть достаточно легко отпрепарирован и извлечен из вмещающего его массивного графита.

4. Почковидный концентрически-скорлуповатый графит. Внешне очень напоминает натечные образования. Эта разновидность встречается довольно часто, притом чаще среди мелкочешуйчатого графита. По своей природе он, как считает Н. А. Флоренсов, сходен с каплевидным графитом. Генетическая природа обоих упомянутых разновидностей одинакова: как полагает В. С. Соболев (1947), они возникли в результате замещения графитом полевых шпатов.

5. Чешуйчатый графит. Подобно древовидному содержит максимальное количество углерода, но отдельных промышленных концентраций не образует. Как правило, чешуйчатый графит ассоциирует с плотнокристаллическим, — он встречается в последнем почти повсеместно. Чешуйчатые формы обычно концентрируются вдоль контактов тонких жилек нефелинового сиенита, секущих плотный графит или в линзовидных включениях силикатной породы. При этом чешуйчатые и розеточные агрегаты графита располагаются перпендикулярно к плоскостям таких жилек, образуя своеобразные венцовые оторочки вокруг них. Средние размеры отдельных чешуек 0,5—0,8 мм, изредка более 1 см. Твердость чешуйчатого графита наиболее низкая среди иных разновидностей. Цвет стально-серый, блеск металлический.

Все сказанное касается случаев значительных скоплений графита, где его морфологические признаки устанавливаются совершенно отчетливо. Такие скопления чаще тяготеют к контактовым зонам щелочных пород с крупными блоками включенных известняков. Однако это наблюдается не всегда: например, у наиболее крупного выработанного тела графита в Корнельевском штоке не проявляется видимая связь с известняками, хотя мелкие ксенолиты их, переполненные сфеном, имеются в восточной стенке выработки среди нефелиновых сиенитов, вне прямой связи с графитом.

Наряду со скоплениями графит встречается и в рассеянном состоянии. Более того, процесс графитизации щелочных пород Ботогола представляет собой настолько обычное явление, что фиксируется почти повсеместно. Присутствие графита обнаруживается уже в шлифах. Как правило, он здесь рассеян либо в виде мельчайшей сыпи, равномерно распределенной в поле шлифа, либо в виде агрегатных скоплений чешуек, чаще приуроченных к определенным зонкам. Нередко устанавливается отчетливое замещение графитом таблиц калинатрового полевого шпата. Это явление, которое отмечает В. С. Соболев (1947), объясняет, по его мнению, возможность образования концентрических каплевидных форм графита. Такие включения графита, иногда достаточно крупные (1—1,5 см в диаметре или намного больше), овальные или совершенно круглые, переполняющие изверженную породу, уже относятся к категории относительно бедных руд.

Мы здесь совершенно не касаемся генетической природы графита. Все эти вопросы, а также различные теории образования графита на месторождении подробно рассмотрены в ряде специальных работ (Куплетский, 1937; Соболев, 1947; Флоренсов, 1947; Соболев, Флоренсов, 1948; Солоненко, 1950, 1951 и др.).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Щелочные породы центральной части Восточного Саяна изучены еще недостаточно, а главное — неравномерно. Наибольшее внимание исследователей привлекал собственно Ботогольский массив, поскольку с комплексом щелочных пород здесь связано давно известное месторождение графита. Параллельно с изучением геологического строения массива проводилось петрографическое исследование щелочных и нефелиновых сиенитов и вмещающих их метаморфизованных терригенных толщ.

Специально этому вопросу посвящены работы Б. М. Куплетского (1925а, 1937). Краткие сведения о щелочных породах Ботогольского массива имеются в статьях Б. П. Некрасова (1928), И. И. Орешкина (1931), а также Н. А. Флоренсова (1947), по каменным материалам которого В. С. Соболев (1947) подробно описал все петрографические разновидности щелочных пород и продуктов их постмагматического изменения. Поэтому, отсылая читателя к названным работам, мы лишь кратко отметим некоторые особенности щелочных пород Ботогольского массива, выявленные в процессе их последующего изучения. Несколько подробнее остановимся на освещении скарновых процессов и продуктов постмагматического изменения щелочных пород и на некоторых моментах, связанных с петрохимическими особенностями комплекса щелочных пород района. Ниже дан краткий петрографический очерк ряда иных массивов щелочных и щелочно-земельных сиенитов этой части Саяна. Это необходимо и для того, чтобы на общем фоне в дальнейшем можно было показать некоторые особенности щелочных и щелочно-земельных пород и высказать свои соображения о возможной генетической природе этих образований.

Ботогольский щелочной массив

Выше было упомянуто, что интрузивные породы на Ботогольском гольце, занимающие площадь около 10 км^2 , в общем плане отражают достаточно отчетливую зональность. Особенно отчетливо это выступает в северном куполе. Периферическая часть вытянутого в субмеридиональном направлении массива сложена преимущественно щелочными сиенитами, центральная — нефелиновыми сиенитами (ювитами). На большем своем протяжении, таким образом, с толщей вмещающих кристаллических известняков, в свою очередь чередующихся с метаморфическими сланцами, контактируют щелочные безнефелиновые сиениты. Только на северо-западной и юго-восточной оконечностях массива наблюдается непосредственный контакт между вмещающими известняками и нефелиновыми сиенитами. Положение Ботогольского массива на общем фоне окружающих его геологических образований отражено на рис. 13.

Строение массива в целом однородное, однако интрузивные породы значительно насыщены подчас крупными блоками или различного размера ксенолитами известняков. Последние представляют собой остатки



Рис. 13. Схематическая геологическая карта района Ботогольского массива (по Солоненко, 1951)

1 — гранито-гнейсы (архей); 2 — известняки; 3 — метаморфические сланцы и гнейсы; 4 — кварциты (средний протерозой — В₂); 5 — кварц-серпичит-карбонатные сланцы; 6 — актинолит-хлоритовые сланцы; 7 — серпичит-хлоритовые, хлорит-альбитовые и другие сланцы (верхний протерозой — В₃); 8 — граниты (докембрий); 9 — полевошпатовые сиениты; 10 — пироксеновые щелочные и нефелиновые сиениты; 11 — лейкократовые нефелиновые сиениты (нижний девон); 12 — эруптивная и тектоническая брекчия; 13 — разломы

не было встречено ни одной жильной породы, ни в самом теле массива, ни вне его».

Щелочные породы в момент интродуирования отчленяли крупные блоки вмещающих известняков, располагающихся субпараллельно периферическому контакту. Благодаря этому на восточном и западном склонах иногда наблюдается как бы постепенный переход от интрузива к известнякам, что создает впечатление внедрения жильных сиенитов в известняки по периферии массива. Следует оговориться, что среди нефелиновых сиенитов северного купола изредка обнаруживаются отдельные вытянутые в виде полос или изометрические (типа крупных шпир) участки с пегматоидной структурой, сложенные теми же нефелиновыми сиенитами. Величина кристаллов каликатового полевого шпата и нефелина здесь может достигать 3 см, реже 5 см. В соответствии с этим увеличиваются размеры кристаллов биотита и клинопироксена. Вместе с тем нельзя уловить резких контактов между пегматоидными разностями и вмещающими их среднезернистыми нефелиновыми сиенитами. Такие структуры, по-видимому, возникли в отдельных участках сиенитов на последних стадиях кристаллизации благодаря обогащению летучими компонентами.

расчлененной и существенно переработанной метасоматическими процессами кровли.

Примерно в средней части массива в направлении, поперечном к его простиранию, выявляется грабенообразная зона (полоса) шириной до 200—250 м, в которой проявились весьма интенсивные и относительно низкотемпературные гидротермально-метасоматические процессы. Последние наложались и на собственно щелочные породы, и на возникшие ранее скарновые образования.

В качестве одной из особенностей ботогольской щелочной интрузии можно отметить весьма слабое проявление жильной фации и пегматитов. Эти образования за редкими исключениями почти не встречаются ни в пределах собственно щелочного массива, ни во вмещающей толще известняково-сланцевых пород.

Едва ли можно согласиться с Б. М. Куплетским (1937), когда он говорит, что «в самом контакте интрузии с боковыми породами наблюдается обилие жил и апофиз щелочных пород в известняках...». Скорее автор был прав, отмечая в более ранней своей работе (1925а), что «жильные процессы вообще совершенно не развиты в районе Ботогольского гольца и, несмотря на самые тщательные поиски, здесь

Пегматитовые разности пород, сложенные преимущественно калина-тровым полевым шпатом и пироксеном, были встречены в отвалах штольни, пробитой ниже Корнельевского штока. Порода имеет гиганто-зернистую структуру (размеры отдельных кристаллов достигают 7—10 см). К сожалению, геологическое положение таких пегматитовых пород и их взаимоотношения со среднезернистыми нефелиновыми сиенитами остались для нас не выясненными, так как сама штольня сейчас недоступна для наблюдения.

Преобладающие в Ботогольском массиве породы «чистой линии» сложены щелочными и нефелиновыми сиенитами.

Щелочные породы массива характеризуются одной общей особенностью: определяющим фемическим минералом для главной их массы (за исключением некоторых относительно мало распространенных разновидностей) является существенно геденбергитовый моноклинный пироксен.

Заметим, кстати, что подобного же состава клинопироксен встречен нами в щелочных и нефелиновых сиенитах хр. Нюрган по левобережью Оки, а также описан в нефелиновых сиенитах Сангиленского комплекса Тувы (Яшина, 1962; Кононова, 1962). Вероятно, близок к ним по составу и пироксен из аналогичных ботогольских щелочных и нефелиновых сиенитов Дархатского (Прикозогольского) района в Монголии (Куплетский, Литвин, 1937). К сожалению, минерал отсюда не проанализирован, и отнесение его авторами к эгирин-авгиту на основании лишь одной константы $cNr = 36^\circ$, возможно, не оправдано. Ботогольский пироксен также не является чистым геденбергитом, как считают эти авторы, точнее — эгирин-геденбергитом.

Щелочные сиениты Ботогола в подавляющей своей массе имеют среднезернистую структуру и массивную, но чаще даже трахитоидную текстуру, обусловленную отчетливо параллельной ориентировкой уплощенных таблиц калинатрового полевого шпата и в общем случае согласным с ними расположением удлиненных призм клинопироксена. Трещинами отдельности щелочные (как и нефелиновые) сиениты расчленены на крупные параллелепипедальные блоки, которые в условиях преобладающего морозного выветривания создают характерный для гольцовых хребтов Восточного Саяна облик сплошных каменных россыпей на склонах («каменных морей»). Последние обычно образуют хаотическое нагромождение крупных глыб, каменных русел, грядами спускающихся по склонам, под которыми трудно обнаружить несомненно коренные выходы изверженных пород. Лишь на водоразделах сохраняются элювиально-глыбовые коренные породы и их ненарушенные останцовые формы.

Текстуры нефелиновых сиенитов, как правило, массивные. Структуры среднезернистые, изредка с переходами к упомянутому выше пегматонидным разностям.

Главнейшие составляющие в щелочных сиенитах — калинатровый полевой шпат и моноклинный пироксен, реже — амфибол и биотит. Амфибол при этом чаще развивается как реакционно-магматический минерал за счет (или вместо) пироксена, причем можно проследить все стадии такого замещения, вплоть до того, когда амфибол становится единственным фемическим минералом. Однако чисто амфиболовые сиениты, щелочные и нефелиновые, встречаются довольно редко, поскольку устойчивость этого минерала обусловлена определенным и вполне строгим соотношением химических потенциалов щелочей.

Содержание клинопироксена в щелочных сиенитах резко варьирует. В пироксен-калинатровых разностях оно не превышает 15—20%, но в приконтактных зонах с вмещающими известняками и крупными блоками последних количество пироксена может резко возрасти, до 50—70%, и сами породы, таким образом, превращаются в меланократовые

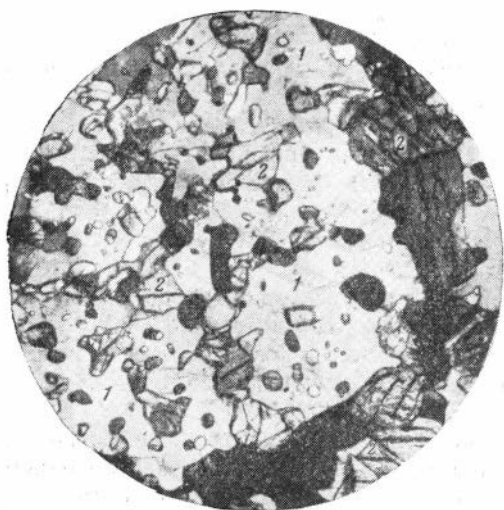


Рис. 14. Пойкилитовый ийолит. Обр. 27/2.

Ник. —

1 — нефелин, 2 — клинопироксен

малиньиты и даже щелочные габброиды (по классификации Н. А. Елисева, 1957).

Нефелиновые сиениты, по существу, отличаются от щелочных лишь присутствием еще одной фазы — минерала нефелина. В остальном эти две породы совершенно аналогичны. Между ними осуществляются все постепенные переходы от существенно калишпатовых пород, в которых нефелин присутствует в очень небольших количествах (их можно назвать щелочными сиенитами с нефелином), до почти чистых уритов, где калинатровый полевой шпат содержится в виде единичных зерен, и даже биминеральных (пироксен-нефелиновых) пойкилитовых ийолитов (рис. 14). Последние, однако, весьма редки в Ботогальском массиве и не играют в его строении сколько-нибудь суще-

ственной роли. Предположительно они встречаются в виде дайкового тела мощностью 2,5—3 м в районе Корнелевского карьера. Эта дайка имеет северо-восточное простирание и прослежена вниз по склону на 70—80 м до штольни, пробитой к основанию Корнелевского штока.

Преобладающая масса нефелиновых сиенитов содержит наряду с нефелином значительные количества калинатрового полевого шпата (см. рис. 2 и др.). Соотношение между этими минералами, хотя и варьирует, но в общем случае близко к 1 : 1.

Альбит ранних генераций, подобный тому, какой обычно отмечается для мариполитов или нефелиновых сиенитов других районов, здесь отсутствует, поэтому ботогальские породы справедливее именовать ювитами.

Как и в щелочных сиенитах, определяющими среди фемических минералов в нефелиновых сиенитах являются клинопироксен, амфибол и биотит, и относительно очень редко наряду с перечисленными присутствует существенно андрадитовый гранат.

Из минералов второстепенных в щелочных и нефелиновых сиенитах содержатся сфен (нередко в количествах, заметно превышающих акцессорные), апатит, сидерит, магнетит, волластонит, кальцит; последний в виде пойкилитовых включений в нефелине, калишпате или клинопироксене. Обычна также графитизация пород. Гораздо реже обнаруживается флюорит.

Наложение более поздних, постмагматических процессов, которые по времени, возможно, совпадают с этапом интенсивной гидротермальной деятельности, выразилось в слабом развитии мусковита (либнерита) по нефелину и альбиту — преимущественно по калинатровому полевому шпату. Альбит при этом почти никогда не образует сколько-нибудь индивидуальных выделений в кристаллах, но, как правило, создает своеобразные венцовые структуры, развиваясь в виде узкой каймы по периферии таблиц калишпата или в стыках иных минералов.

Наши геолого-петрографические наблюдения не позволяют производить дробную классификацию комплекса щелочных пород Ботогальского массива, поскольку между двумя главнейшими разновидностями их —

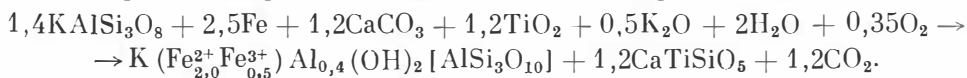
щелочными и нефелиновыми сиенитами — существуют достаточно тесное переплетение и взаимопереходы. Можно лишь говорить о преимущественном распространении щелочных сиенитов по периферии массива, в особенности его южной части, и нефелиновых сиенитов — в центральной, водораздельной части гольца. Химизм породообразующих минералов, прежде всего фемических, также указывает на их генетическое родство. Вместе с тем на геологической карте (плане), составленной Б. П. Некрасовым (1928) для северной части массива, проведены четкие контуры между выделяемыми лейкократовыми пироксеновыми и плагиоклазовыми сиенитами. Роль плагиоклазовых сиенитов при этом явно преувеличена, а разделение сиенитов на собственно щелочные и собственно нефелиновые не проведено.

Для северной части массива В. П. Солоненко и Н. А. Флоренсов (см. Флоренсов, 1947) составили подробную геологическую карту с расчленением комплекса щелочных пород по петрографическим признакам и соответствующим их оконтуриванием. На общем фоне щелочных и пироксеновых сиенитов авторы выделяют также лейкократовые нефелиновые сиениты с биотитом и пироксеном, канкринитизированные нефелиновые сиениты и мусковитизированные нефелиновые сиениты. Выделение последних из-за эпизодического и несущественного развития мусковита едва ли оправдано. Некоторые из таких петрографических разновидностей должны специально выделяться, это относится к канкринитизированным, лейкократовым и биотитовым сиенитам. Тем не менее мы затрудняемся выделять их в качестве самостоятельных типов пород, поскольку, задавшись целью выяснить генетическую природу пород массива, мы неизбежно должны были бы признать за каждой петрографической вариацией пород ее несколько обособленное генетическое положение. Вместе с тем, как показано ниже, образование канкринитизированных сиенитов связано с постмагматическим процессом; лейкократовые и мезократовые щелочные и нефелиновые сиениты образовались из одной и той же магмы, но в нескольких разных условиях ассимиляции кальция и т. д. Биотит вполне правомочен не только в нефелиновых, но не в меньшей мере и в щелочных сиенитах. Это понятно, если учесть, что кристаллизация последних происходила при достаточно высоких химических потенциалах калия, а биотит, судя по характеру минеральных ассоциаций мульти-системы (рис. 16), устойчив именно при этих условиях.

Ранее мы отметили, что в лейкократовых нефелиновых сиенитах наблюдается странная на первый взгляд почти постоянная приуроченность мелких и крупных чешуй биотита к выделениям кальцита. Оказывается, что связь биотита с кальцитом не генетическая, а скорее парагенетическая, поскольку в кальците очень часто содержатся мельчайшие включения железорудного минерала (титаномagnetита?), который и служит поставщиком железа для построения молекулы биотита. Там, где magnetит отсутствует, реакция должна идти с участием клинопироксена. Действительно, это также весьма обычно, и часто устанавливается развитие биотита за счет (или вместо) пироксена, если при этом процессе поддерживались соответствующие потенциалы щелочей.

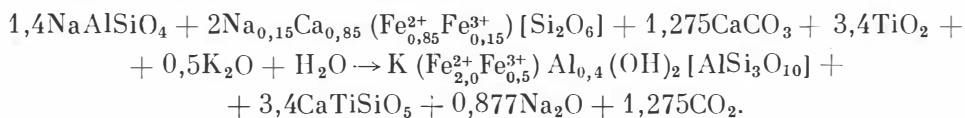
Поскольку клинопироксен — минерал, в котором отношение $Fe:Si$ наименьшее по сравнению с замещающими его (или выделяющимися из магмы вместо него) биотитом и амфиболом, естественно, что избыточного (сброшенного) при реакционных превращениях железа оказаться не может. Железо, содержащееся в пироксене, должно полностью расходоваться на построение молекул иных фемических минералов. Следовательно, мелкие вкрапления железорудного минерала в пойкилитовом кальците должны неизбежно принадлежать его акцессорным выделениям. В случае нехватки железа при реакционных превращениях оно, очевидно, извлекается биотитом и амфиболом из кальцита.

В схематическом виде, но с учетом реальных составов наших минералов, ход реакций образования биотита можно изобразить так:



Подобный процесс происходит и в случае образования более крупных, уже макроскопически выявляемых чешуйчатых кристаллов биотита, развивающихся вокруг зерен кальцита с включенным магнетитом.

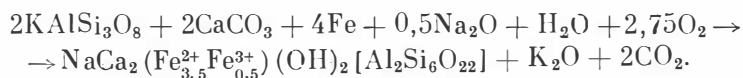
Далее реакция протекает с участием пироксена¹:



При этом становится объяснимой почти постоянная ассоциация биотита со сфеном и кальцитом. Сфен, обычно в виде цепочек из мельчайших овальных зерен или более крупных бесструктурных агрегатов таких зерен, присутствует здесь же.

Для развития биотита за счет нефелина требуется привнос небольших количеств калия, поэтому все же справедливее допускать, что в реакциях, происходящих в нефелиновых сненитах, обязательно участвует калишпат, поскольку ожидать повышения потенциала калия в стадию минералообразования, когда уже становится устойчивым нефелин, едва ли можно.

Реакции, приводящие к образованию амфибола в щелочных и нефелиновых сненитах в результате различных минеральных преобразований по мере изменения потенциалов щелочей, написаны ниже при рассмотрении мультисистемы (см. рис. 16) и в минералогическом обзоре на стр. 33. Наряду с ними вполне правомочна также реакция без участия других фермических минералов, но за счет железа из вкраплений рудного минерала, когда выявляется обрастание последнего каймой амфибола:



Канкринитовые, точнее — канкринитизированные нефелиновые снениты в Ботогольском массиве распространены достаточно широко. Процесс канкринитизации проявляется неравномерно. В масштабах микроскопических наблюдений канкринитизация нефелина выявляется почти повсеместно там, где порода насыщена кальцитом, либо в пойкилитовых включениях среди нефелина, либо на стыках зерен последнего.

Канкринит образует мелкие, чаще — розеточные по форме выделения, разрастающиеся от зерна кальцита внутрь нефелина. Более интенсивное замещение нефелина приводит к макроскопически различимым его зернам. Однако зерна канкринита, обычно канареечно-желтые в центре и бледнеющие в краях, не образуют сколько-нибудь совершенных по форме и ограничением кристаллов на светлом фоне нефелинового сненита, а как бы постепенно растворяются в нем. Встречаются также породы, в которых из салических минералов канкринит становится определяющим; вся порода приобретает ярко-желтый цвет с редкими вкраплениями светло-серого калишпата.

Таким образом, можно допустить что одно из условий образования канкринита — присутствие в породе кальцита. Вместе с тем в ряде случаев нефелиновый сненит содержит макроскопически видимые кристаллы кальцита, иногда даже обрастающие чешуйками биотита, но канкринитизация не выявляется. Поскольку процесс этот постмагматический,

¹ Реакция $\bullet pt + Pl + Klc \rightarrow Bt + Cfs$ написана на стр. 35.

очевидно он мог протекать только при участии водных растворов, в том числе и поровых.

К совершенно уникальному образованию в ботогольских породах относится содалит. Он изредка обнаруживается в нефелиновых сиенитах наряду с канкринитом. Даже мельчайшие и редкие его зерна хорошо диагностируются визуально благодаря интенсивно-синей окраске. Эпизодическое появление содалита обязано содержанию в высокотемпературных растворах хлоридов щелочных металлов, по-видимому, подобных тем, какие обнаружены нами в виде твердой фазы среди законсервированных включений в нефелине.

Наиболее интересным и вместе с тем дискуссионным представляется объяснение возникновения гранатосодержащих нефелиновых сиенитов.

Среди ботогольских пород можно выделить три разновидности граната, отличающиеся вариациями в соотношении андрадит-гроссулярового компонентов. Гранат с максимальным содержанием андрадита (до 40 мол. %) характерен для нефелиновых сиенитов. В метасоматических и гидротермально измененных породах его состав последовательно изменяется в сторону обогащения гроссуляровой молекулой, вплоть до появления чисто гроссуляра.

Гранатосодержащие нефелиновые сиениты располагаются в виде достаточно крупного пятна на северо-западной оконечности массива вблизи зоны сочленения с вмещающими известняками, но еще на значительном удалении от их непосредственного контакта. В некоторых разностях сиенитов гранат выступает как ведущий породообразующий минерал, и его содержание в породе может достигать 25—30%. Отдельные кристаллы в штуфах имеют размеры до 2—3 см, но кристаллографические очертания их весьма далеки от совершенных; гранат как бы приспосабливается к формам других минералов (рис. 15).

В ряде шлифов устанавливается как будто несомненное равновесное взаимоотношение граната с нефелином. Но в других случаях, там, где нефелиновые сиениты контактируют с известняками, на стыках нефелина с кальцитом появляется также реакционный гранат, образование которого мы склонны объяснять процессом метасоматоза.

Судя по тому, что там, где гранат равновесен с нефелином, по нему развиваются более поздние амфибол и биотит, надо допускать выпадение граната еще в высокотемпературную стадию наряду с другими породообразующими минералами нефелиновых сиенитов. Его возникновение не было обусловлено какой-либо исключительной петрохимической или термодинамической обстановкой, а обязано общему течению процесса минералообразования в щелочных породах при условии повышенной насыщенности магмы карбонатным материалом.

Надо оговориться, что присутствие граната в щелочных и нефелиновых сиенитах Саяно-Байкальской складчатой области и Тувы не является чем-то уникальным. Так, В. А. Кононовой (1957) описаны гранатосодержащие ийолит-уртитовые породы из Дахунурской и Чинской интрузий



Рис. 15. Гранатосодержащий нефелиновый сиенит. Гранат (1) в контакте с нефелином (2) и каликатровым полевым шпатом (3) (4 — амфибол). Обр. 8/1. Ник.—

Юго-Восточной Тувы. Андрадит-гроссуляровый и шорломитовый гранат отсюда были анализированы. В. А. Кононова, а также Р. М. Яшина (1957) считают, что возникновение гранатов в щелочных породах происходило благодаря кальциевому метасоматозу в постмагматическую стадию и было одновременным с образованием карбонатитов.

Хорошо известны описанные Эскола (Escola, 1921) андрадитовые сиениты (святоноситы) с полуострова Святой Нос на Байкале. Подобные породы были обнаружены в последние годы в других частях Северного Прибайкалья сотрудниками Бурятского геологического управления.

Святоноситы — безнефелиновые щелочные сиениты, в которых из силикатных минералов содержатся примерно в равных количествах калиналовый полевой шпат (микроклин-пертит) и кислый плагиоклаз (альбит-олигоклаз). Из феррических ведущую роль играют эгирин-авгитовый пироксен и титансодержащий андрадит с относительно небольшой примесью гроссуляровой молекулы.

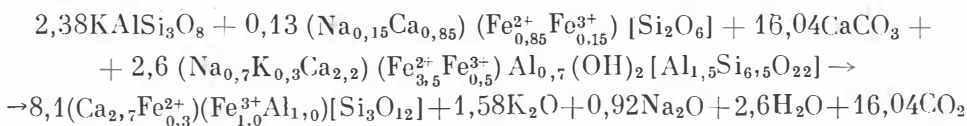
Мнение Эскола о возможном образовании андрадита либо путем непосредственной кристаллизации из магмы, либо сначала как контактово-метасоматического минерала в скарнах, реликты которых затем вновь были ассимилированы щелочной магмой, неоднократно комментировалось в литературе.

Породы, близкие по составу к святоноситам, описаны О. А. Богатиковым (1962) для средней части Восточного Саяна (район с. Верхняя Гута-ра). Святоноситы здесь эпизодически встречаются среди щелочных пироксеновых сиенитов в виде небольших пятен, подчас образующих постепенные переходы к последним. По данным Богатикова гранатовые породы часто приурочены к участкам сиенитов, где отмечается наибольшая насыщенность ксенолитами мраморов и сланцев вмещающей толщи. Святоноситы района, по его мнению, образовались метасоматическим путем за счет щелочных сиенитов при воздействии на них послемагматических существенно кальциевых растворов.

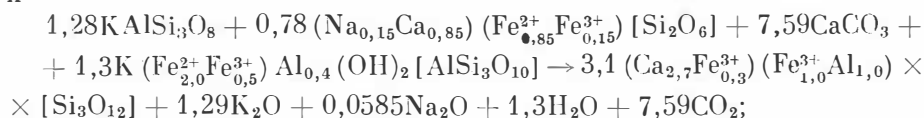
Возвращаясь к Ботоголу, заметим, что у нас нет прямых доказательств интрателлурического происхождения граната. Лишь такие признаки, как равновесность ассоциаций граната с нефелином (для которого термометрическими исследованиями установлены температуры кристаллизации в диапазоне 680—840°), частичное замещение граната гастингситом и железистым биотитом, т. е. ассоциация с комплексом других минералов щелочных пород, позволяють допускать кристаллизацию граната еще в условиях высоких температур, соответствующих таковым в магматических очагах. Поэтому нами гранат был принят во внимание при расчете реакций минералообразования в щелочных породах для построения мультисистемы рис. 16.

Образование граната можно представить по такой схеме:

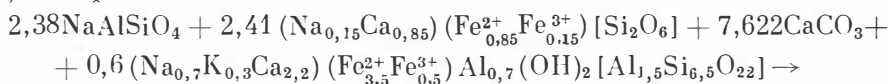
1) в щелочных сиенитах:

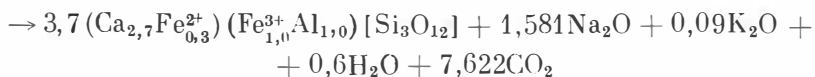


и

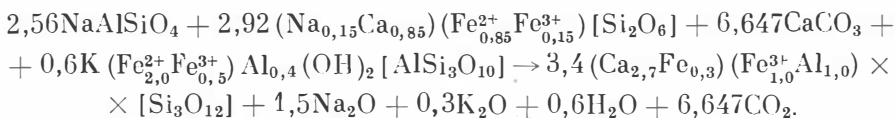


2) в нефелиновых сиенитах:





II



Участие кальцита, как видно из реакций,— неперемнное условие при образовании граната. Однако, если учесть, что все остальные реакции минералообразования в числе 20 приведенных также осуществляются с обязательным участием кальцита, то надо полагать, что последний по своей природе относится к высокотемпературной модификации, т. е. представляет собой тот кальцит, который, вероятнее всего, был ассимилирован магмой и затем выделялся как избыточная фаза в пойкилитовых включениях среди нефелина и калишпата. Все это дает нам основание допускать возможную кристаллизацию граната еще в магматическую стадию при определенных условиях относительно низких химических потенциалов щелочей и высокой насыщенности магмы известью. Последнее условие (ниже мы на этом остановимся подробнее) было определяющим не только в случае образования граната, но и нефелиновых сиенитов в целом.

* * *

Щелочные породы Ботогольского массива, прежде всего их нефелин-содержащие разности, существенно недонасыщены кремнеземом. Свободный кварц даже в щелочных сиенитах, где средние содержания кремнезема примерно соответствуют таковым в нормальных щелочно-земельных сиенитах, ни разу нами не встречен. Это в первую очередь и определяет характер минеральных ассоциаций в изучаемых породах. Вторая особенность ботогольских пород — крайне низкое содержание в них магния (обычно доли процента), а главную роль в феррических минералах играет железо. Все феррические минералы здесь относятся к крайне железистому ряду. Судя по тому, что минералы железа типа гематита, магнетита или иных групп встречаются чрезвычайно редко и лишь в аксессуарных количествах, надо полагать, что железо почти полностью используется из расплава на построение молекул феррических минералов. На самых ранних стадиях минералообразования первым из них кристаллизовался клинопироксен (возникли двуминеральные пироксен-калишпатовые щелочные сиениты), а затем и другие феррические минералы.

Учитывая все это, мы принимаем кремнезем и железо, как и глинозем, в качестве инертных компонентов системы. К этой же категории принадлежит и P_2O_5 , незначительные количества которого вместе с кальцием выпадают в виде аксессуарного апатита. Однако TiO_2 ведет себя как компонент с промежуточными свойствами, располагаясь между подвижными и инертными компонентами: он участвует в реакциях минералообразования как компонент, близкий к независимым переменным. Кальций, который после насыщения всех известковистых минералов почти повсеместно присутствует в щелочных породах в качестве отдельной фазы (минерала кальцита) достаточно высокотемпературных стадий, является избыточным компонентом.

Таким образом, все компоненты-окислы системы можно расположить в порядке убывания их химической подвижности в следующий ряд: CO_2 , H_2O , K_2O , Na_2O , CaO , O_2 , TiO_2 , Fe , SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 .

Воспользовавшись методами построения диаграмм для многокомпонентных систем, разработанными Д. С. Коржинским (1946, 1957) и

В. С. Соболевым (1949), мы попытаемся рассмотреть некоторые особенности минеральных парагенезисов в щелочных породах района.

Течение процесса минералообразования здесь, кроме прочих причин геологического порядка, было, очевидно, обусловлено поведением интенсивных параметров системы — химических потенциалов ее подвижных компонентов. В зависимости от характера самого процесса и термодинамических условий химическая активность отдельных компонентов, в том числе и вполне подвижных, может существенно изменяться; следовательно, будут различны и возникающие минеральные парагенезисы. Все это может быть наглядно изображено графически на соответствующих диаграммах.

Ряд обстоятельств, изложенных ниже, позволяет допускать образование щелочных пород Ботогольского массива из магматического расплава. Не касаясь пока причин, вызывающих относительную повышенную щелочность, отметим лишь, что поведение всей системы в стадию магматической кристаллизации определялось прежде всего химической активностью (потенциалами) щелочей. Эта активность несомненно была высокой, поскольку сам процесс был направлен в сторону образования щелочисодержащих минералов (кроме эпизодически возникавшего граната).

Основываясь на реальных составах феррических минералов щелочных пород Ботогольского массива, мы приняли для дальнейших расчетов реакций минералообразования такие осредненные формулы:

клинопироксен (*Пу*) — $(\text{Na}_{0,15}\text{Ca}_{0,85})(\text{Fe}^{2+}_{0,85}\text{Fe}^{3+}_{0,15})[\text{Si}_2\text{O}_6]$,

биотит (*Бт*) — $\text{K}(\text{Fe}^{2+}_{2,0}\text{Fe}^{3+}_{0,5})\text{Al}_{0,4}(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,

амфибор (*Амф*) — $(\text{Na}_{0,7}\text{K}_{0,3}\text{Ca}_{2,2})(\text{Fe}^{2+}_{3,5}\text{Fe}^{3+}_{0,5})\text{Al}_{0,7}(\text{OH})_2[\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{6,5}\text{O}_{22}]$,

гранат (*Гр*) — $(\text{Ca}_{2,7}\text{Fe}_{0,3}^{2+})(\text{Fe}_{1,0}^{3+}\text{Al}_{1,0})[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$.

Для каликатрового полевого шпата (*Кшп*), нефелина (*Неф*) и кальцита (*Клц*) приняты нормативные составы.

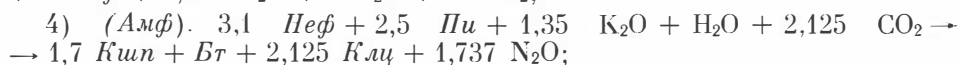
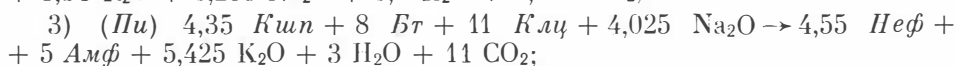
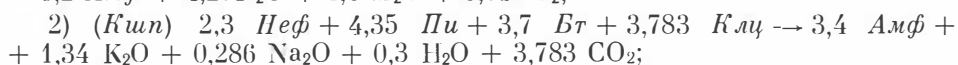
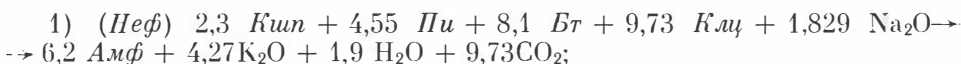
Наша семиминеральная система образована семью компонентами-окислами: тремя виртуальными инертными (Fe , SiO_2 , Al_2O_3), одним инертным избыточным (CaO), тремя вполне подвижными (K_2O , Na_2O , H_2O), из которых два первых — параметры, определяющие процесс минералообразования в системе. Кроме того, присутствуют CO_2 , Cl , SO_3 и O_2 .

Характер устойчивых минеральных ассоциаций на разных этапах становления массива щелочных пород в магматическую стадию определяется в конечном счете химическими потенциалами (активностью) щелочей.

Попытаемся рассмотреть поведение системы в зависимости от химических потенциалов щелочей. При упомянутом распределении компонентов-окислов можно рассчитать ряд реакций для построения моновариантных пучков (или узлов), увязывающихся затем в определенную мульти-систему.

Обозначая безгранатовый, безбиотитовый и другие неинвариантные узлы как [*Гр*], [*Бт*]..., напишем все возможные реакции минералообразования¹:

[*Гр*]



¹ Бескальцитовый узел и бескальцитовые лучи в условиях избыточности CaO в системе здесь и далее мы не рассчитываем.

5) (Бт) $4,05 \text{ Невф} + 4 \text{ Пу} + 1,07 \text{ К}_2\text{О} + \text{Н}_2\text{О} + 1,2 \text{ СО}_2 \rightarrow 1,85 \text{ Кшн} +$
 $+ \text{Амф} + 1,2 \text{ Клц} + 1,97 \text{ Na}_2\text{О}.$

[Бт]

6) (Неф) $2,38 \text{ Кшн} + 0,13 \text{ Пу} + 2,6 \text{ Амф} + 16,04 \text{ Клц} \rightarrow 8,1 \text{ Гр} +$
 $+ 1,58 \text{ К}_2\text{О} + 0,92 \text{ Na}_2\text{О} + 2,6 \text{ Н}_2\text{О} + 16,04 \text{ СО}_2;$

7) (Кшн) $2,38 \text{ Невф} + 2,41 \text{ Пу} + 0,6 \text{ Амф} + 7,622 \text{ Клц} \rightarrow 3,7 \text{ Гр} +$
 $+ 0,09 \text{ К}_2\text{О} + 1,581 \text{ Na}_2\text{О} + 0,6 \text{ Н}_2\text{О} + 7,622 \text{ СО}_2;$

8) (Пу) $2,41 \text{ Кшн} + 2,6 \text{ Амф} + 7,94 \text{ Клц} \rightarrow 0,13 \text{ Невф} + 8 \text{ Гр} +$
 $+ 0,845 \text{ Na}_2\text{О} + 2,6 \text{ Н}_2\text{О} + 7,94 \text{ СО}_2 + 1,595 \text{ К}_2\text{О};$

9) (Амф) $1,3 \text{ Невф} + 1,3 \text{ Пу} + 1,595 \text{ Клц} + 0,15 \text{ К}_2\text{О} \rightarrow 0,3 \text{ Кшн} +$
 $+ \text{Гр} + 0,747 \text{ Na}_2\text{О} + 1,595 \text{ СО}_2;$

10) (Гр) $4,05 \text{ Невф} + 4 \text{ Пу} + 1,07 \text{ К}_2\text{О} + \text{Н}_2\text{О} + 1,2 \text{ СО}_2 \rightarrow 1,85 \text{ Кшн} +$
 $+ \text{Амф} + 1,2 \text{ Клц} + 1,97 \text{ Na}_2\text{О}.$

[Пу]

11) (Неф) $1,3 \text{ Кшн} + 1,56 \text{ Амф} + 8,853 \text{ Клц} \rightarrow 4,55 \text{ Гр} + 0,13 \text{ Бт} +$
 $+ 0,819 \text{ К}_2\text{О} + 0,546 \text{ Na}_2\text{О} + 1,43 \text{ Н}_2\text{О} + 8,853 \text{ СО}_2;$

12) (Кшн) $1,3 \text{ Невф} + 2,92 \text{ Амф} + 5,321 \text{ Клц} + 0,767 \text{ К}_2\text{О} \rightarrow 4,35 \text{ Гр} +$
 $+ 2,41 \text{ Бт} + 1,627 \text{ Na}_2\text{О} + 5,321 \text{ СО}_2;$

13) (Амф) $1,46 \text{ Кшн} + 1,3 \text{ Бт} + 6,75 \text{ Клц} + 0,39 \text{ Na}_2\text{О} \rightarrow 0,78 \text{ Невф} +$
 $+ 2,5 \text{ Гр} + 1,38 \text{ К}_2\text{О} + 1,3 \text{ Н}_2\text{О} + 6,75 \text{ СО}_2;$

14) (Гр) $4,35 \text{ Кшн} + 8 \text{ Бт} + 11 \text{ Клц} + 4,025 \text{ Na}_2\text{О} \rightarrow 4,35 \text{ Невф} +$
 $+ 5 \text{ Амф} + 5,425 \text{ К}_2\text{О} + 3 \text{ Н}_2\text{О} + 11 \text{ СО}_2;$

15) (Бт) $2,41 \text{ Кшн} + 2,6 \text{ Амф} + 7,94 \text{ Клц} \rightarrow 0,13 \text{ Невф} + 8 \text{ Гр} +$
 $+ 1,595 \text{ К}_2\text{О} + 0,845 \text{ Na}_2\text{О} + 2,6 \text{ Н}_2\text{О} + 7,94 \text{ СО}_2.$

[Неф]

16) (Кшн) $1,3 \text{ Пу} + 2,3 \text{ Гр} + 2,38 \text{ Бт} + 0,798 \text{ Na}_2\text{О} + 0,18 \text{ Н}_2\text{О} +$
 $+ 1,878 \text{ СО}_2 \rightarrow 2,56 \text{ Амф} + 1,878 \text{ Клц} + 0,806 \text{ К}_2\text{О};$

17) (Пу) $1,3 \text{ Кшн} + 1,56 \text{ Амф} + 8,853 \text{ Клц} \rightarrow 4,55 \text{ Гр} + 0,13 \text{ Бт} +$
 $+ 0,819 \text{ К}_2\text{О} + 0,546 \text{ Na}_2\text{О} + 1,43 \text{ Н}_2\text{О} + 8,853 \text{ СО}_2;$

18) (Гр) $2,3 \text{ Кшн} + 4,55 \text{ Пу} + 8,1 \text{ Бт} + 9,73 \text{ Клц} + 1,829 \text{ Na}_2\text{О} \rightarrow$
 $\rightarrow 6,2 \text{ Амф} + 4,27 \text{ К}_2\text{О} + 1,9 \text{ Н}_2\text{О} + 9,73 \text{ СО}_2;$

19) (Бт) $2,38 \text{ Кшн} + 0,13 \text{ Пу} + 2,6 \text{ Амф} + 16,04 \text{ Клц} \rightarrow 8,1 \text{ Гр} +$
 $+ 1,58 \text{ К}_2\text{О} + 0,92 \text{ Na}_2\text{О} + 2,6 \text{ Н}_2\text{О} + 16,04 \text{ СО}_2;$

20) (Амф) $2,56 \text{ Кшн} + 1,56 \text{ Пу} + 2,6 \text{ Бт} + 15,414 \text{ Клц} \rightarrow 6,2 \text{ Гр} +$
 $+ 2,58 \text{ К}_2\text{О} + 0,117 \text{ Na}_2\text{О} + \text{Н}_2\text{О} + 15,414 \text{ СО}_2.$

Теоретически для нашей семиминеральной системы (учитывая постоянное присутствие кальцита) можно построить шесть пятиминеральных инвариантных узлов. Однако при заданных физико-химических условиях минералообразования устойчивость сохраняют лишь четыре узла, образующих стабильную мультисистему (Коржипский, 1957). Безамфиболовый и бескальципатовый узлы образуют между собой вторую, уже метастабильную мультисистему, не связанную с первой.

Обращаясь к ассоциациям стабильной мультисистемы (рис. 16), можно заметить, что большой распространенностью, а следовательно, и устойчивостью должен обладать парагенезис каликатровый полевой шпат + + клинопироксен + амфибол, занимающий обширное поле 5 и частично поле 4. Каликатровый полевой шпат в поле 4 — единственный калический, притом резко превалирующий в составе щелочных сиенитов минерал. Устойчивость амфибола определяется какими-то средними, не очень высокими значениями потенциалов щелочей. Иначе говоря, он разлагается либо при одновременном возрастании химического потенциала щелочей, либо только калия. Линия разложения амфибола проходит через узлы

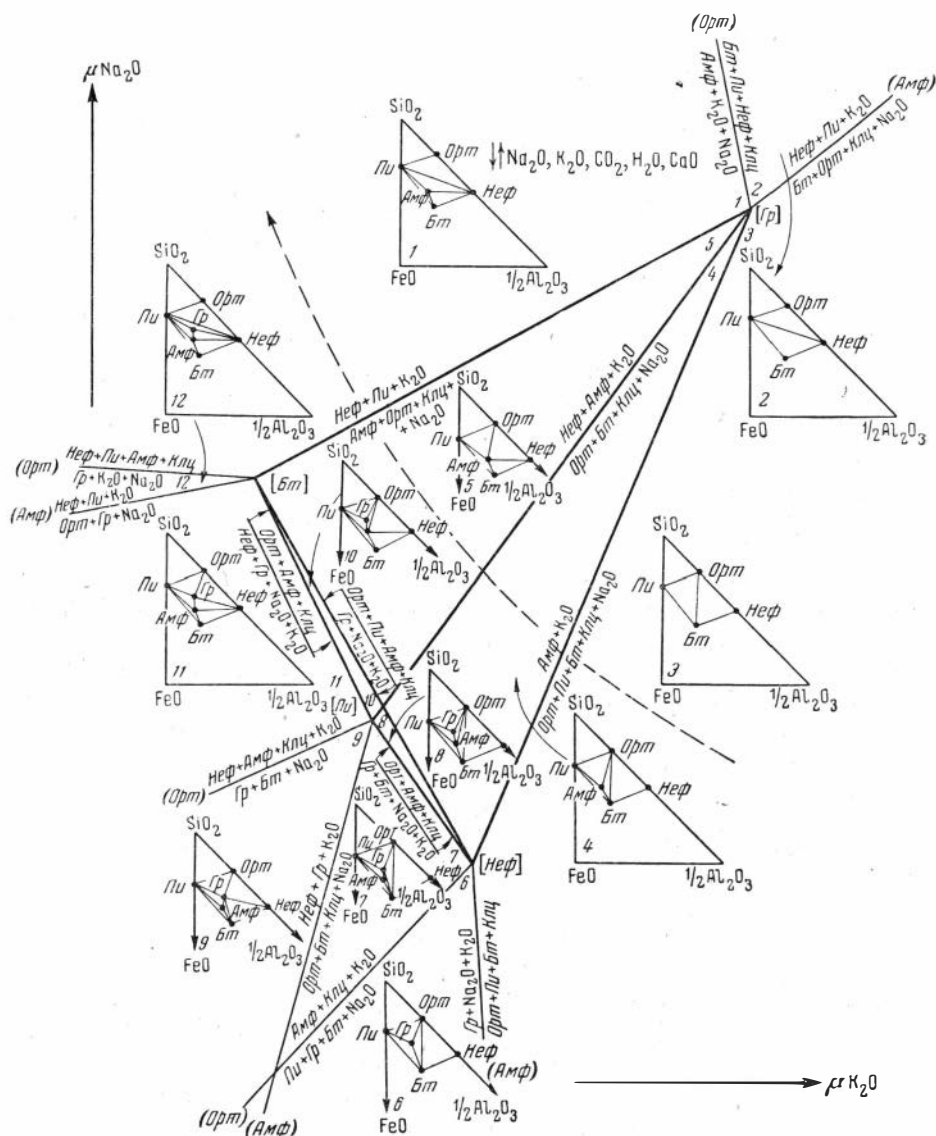


Рис. 16. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе $\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ в зависимости от химических потенциалов щелочей. Щелочные породы Ботокольского массива

$[\text{Неф}] - [\text{Гр}]$ и их бескальциевые лучи. Правее этой линии минерал уже не устойчив.

Аналогичны рассуждения и в отношении биотита, с той лишь разницей, что парагенезисы с биотитом наиболее распространены в полях правой нижней части диаграммы, во всяком случае правее линии, проходящей через узлы $[\text{Гр}] - [\text{Пш}]$ и их бескальциевые лучи, т. е. там, где определяющим фактором были достаточно высокие потенциалы калия. Именно при этих условиях максимально распространены должны быть калий-содержащие минералы типа калишпат-биотит (+ пироксен).

Ассоциации с нефелином (без калишпата) сосредоточены в левой верхней части диаграммы, левее линии, соединяющей узлы $[\text{Бт}] - [\text{Гр}]$ и проходящей через их безамфиболовые лучи. Они должны отражать состояние системы с максимально высокими потенциалами натрия при низких

потенциалах калия. В действительности такие породы типа пойкилитовых ийолитов или уртитов на Ботоголе относительно редки. Гораздо больше распространены парагенезисы нефелин — пироксен — амфиболовые, отражающие какие-то средние значения потенциала натрия, а в случае присутствия калинатрового полевого шпата (что обычно) — и достаточно высокие потенциалы калия.

Реальное положение, таким образом, свидетельствует о том, что наиболее обычны и распространены в Ботогольском массиве парагенезисы, сосредоточенные в полях средней части диаграммы. Здесь помещается главная масса щелочных и нефелиновых сиенитов. Характер ведущих фемических минералов, кроме клинопироксена, который мало чувствителен к изменению потенциалов щелочей, определяется ролью в системе либо K_2O (при повышении потенциала которого появляется биотит), либо Na_2O , когда становится устойчивым амфибол. Появление биотита в нефелиновых сиенитах чаще обусловлено исключительной обстановкой, когда в системе одновременно поддерживается высокий потенциал обеих щелочей (поле 2).

Беспироксеновые щелочные породы для Ботогола не характерны. Даже в лейкократовых биотитовых нефелиновых сиенитах пироксен, хотя и в подчиненных биотиту количествах, все же присутствует. Это также справедливо и в отношении щелочных сиенитов, где при высоких потенциалах калия, казалось бы, более правомочным минералом должен быть биотит, обязательно присутствует пироксен. Редкость беспироксеновых ассоциаций фиксируется узостью полей, расположенных вокруг этого узла. Это и понятно, так как наш клинопироксен, в составе которого содержится очень мало щелочей, должен обладать самой высокой устойчивостью при всех значениях их потенциалов. Разложение пироксена в ряде случаев происходит не только и даже не столько по причине прямого влияния изменяющихся потенциалов щелочей, сколько в результате реакционного перераспределения железа и извлечения его из пироксена наиболее ранней генерации другими щелочисодержащими фемическими минералами.

Наименее устойчивы в нашей системе минеральные парагенезисы с гранатом. Так, при максимальном увеличении потенциалов Na_2O и K_2O повышается устойчивость порообразующих минералов щелочных пород как раз в безгранатовом узле. Гранат становится неустойчивым при повышении потенциала либо натрия, когда он разлагается на нефелин + пироксен + амфибол (+ кальцит), либо калия — с разложением на ортоклаз + пироксен + биотит (+ кальцит). Устойчивость граната определяется полями, расположенными в левой нижней части диаграммы, т. е. левее и ниже линии, соединяющей узлы [Неф] — [Бт] и соответственно их безамфиболовый и бескальципатовый лучи. Подобно клинопироксену гранат обычно разлагается с извлечением из него железа другими щелочисодержащими минералами (биотитом и амфиболом).

Судя по диаграмме (см. рис. 16), достаточно широко распространена должна быть ассоциация волластонит + клинопироксен. Однако ее устойчивость может сохраняться лишь при относительной насыщенности магмы кремнекислотой. В противном случае, как видели выше, образование волластонита должно происходить в результате разложения калинатрового полевого шпата, т. е., по существу, такую реакцию в наших недонасыщенных породах нельзя рассматривать как вполне устойчивую; она скорее относится к исключениям. Упомянутый парагенезис обычен для наших скарнированных пород, возникающих в контактах щелочных пород с ксенолитами известняков, но на этих процессах мы остановимся несколько позже.

Поведение остальных минеральных парагенезисов всецело определяется изменяющимися в ходе раскристаллизации магмы физико-химическими условиями системы, определяющую роль в которых играет

также поведение щелочей. Область сосуществования нефелина и каликатрового полевого шпата, которые образуют одну из самых распространенных на Ботоголе групп пород, фиксируется обширным полем 5. Оно отражает наиболее типичные четырехминеральные (включая кальцит) ассоциации обычных нефелиновых сиенитов (ювитов). Левее линии $[Gr] - [Li]$ и их безамфиболовых лучей располагаются поля нефелиновых сиенитов, правее — поля щелочных сиенитов «чистой линии».

Нам, таким образом, трудно генетически разрывать щелочные и нефелиновые сиениты. Учитывая, что щелочные сиениты распространены преимущественно по периферии Ботогольского массива и что, очевидно, они внедрялись несколько раньше нефелинсодержащих пород, занимающих водораздельную (центральную) часть гольца, надо полагать, что в начальную стадию формирования интрузива в магме преобладала химическая активность калия, сменившаяся затем возрастающей ролью натрия.

Действительно, сопоставив осредненные значения количественных соотношений щелочей для щелочных и нефелиновых сиенитов по имеющимся у нас валовым химическим анализам этих пород, можно уловить общую тенденцию понижения роли K_2O и повышения роли Na_2O в направлении от щелочных к нефелиновым сиенитам, а также обратную зависимость в распределении щелочей: при более или менее близких значениях в первых K_2O несколько преобладает над Na_2O и наоборот — выявляется резкое преобладание натрия над калием (одновременно с суммарным повышением их содержания) в нефелиновых сиенитах. Можно также видеть (см. табл. 15), что, несмотря на некоторое снижение количества K_2O в нефелиновых сиенитах, его вполне достаточно для образования молекулы калишпата, который обычно и устанавливается в большинстве нефелиновых пород, поскольку крайние их члены — уриты и пойкилитовый пйолит — в нашем случае относятся к редким типам пород.

Основываясь также на геологическом положении двух главнейших в Ботогольском массиве разновидностей пород — щелочных и нефелиновых сиенитов — и на парагенетическом анализе минеральных взаимоотношений, мы вправе усматривать генетическое родство этих образований. Как уже упоминалось, между щелочными и нефелиновыми сиенитами осуществляются взаимные переходы путем изменения количественных соотношений определяющих минералов — нефелина и каликатрового полевого шпата. При достаточно высоком суммарном содержании щелочей (от 10,5% в щелочных сиенитах до 12,5% — в нефелиновых) первым начинает кристаллизоваться существенно калиевый полевой шпат, поскольку, как известно, калий, будучи значительно активнее натрия, в первую очередь связывает эквивалентные количества глинозема для построения молекулы калишпата. Судя по тем же анализам (см. табл. 15), щелочные сиениты содержат до 59% SiO_2 , в то время как в нефелиновых сиенитах его 50—51%. Следовательно, первые нельзя относить к составам, резко недонасыщенным кремнеземом, в связи с чем там кристаллизуются только алюмосиликаты с отношением $K : Al : Si = 1 : 1 : 3$. Заметная десиликация магмы наступает позднее, в связи с чем, а также с увеличением химической активности натрия наряду с калишпатом начинает кристаллизоваться недонасыщенный кремнеземом алюмосиликат — нефелин с отношением $Na : Al : Si = 1 : 1 : 1$.

Общая схема минералообразования протекает, судя по нашей диаграмме рис. 16, в направлении справа налево и снизу вверх с вырождением калийсодержащих ассоциаций, но расширением полей натрийсодержащих минералов.

Метасоматические породы

Процессы метасоматоза в Ботогольском массиве щелочных пород развиты относительно слабо. Локальные его проявления встречаются хотя и часто, но масштабы их весьма ограничены. Следует прежде всего отметить эпизодическое возникновение метасоматических пород в контактах щелочного массива с толщей вмещающих известняков. Как правило, здесь наблюдается лишь термальное воздействие интрузии на известняки с перекристаллизацией последних и развитием в них типично метаморфогенных силикатных минералов — диопсида, волластонита, реже — гроссуляра и форстерита.

Настоящие скарновые породы отмечаются обычно в контактах щелочных и нефелиновых сиенитов с блоками или крупными ксенолитами известняков, заключенными среди интрузивных пород. Повсеместно здесь протекали биметасоматические процессы, выразившиеся в обогащении известнякового субстрата силикатными минералами, а приконтактовых участков сиенитов — кальцийсодержащими минералами. Вместе с тем границы эндо- и экзокскария остаются достаточно отчетливыми, и контуры включений известняков устанавливаются без особых затруднений. Мощность метасоматических зон не велика и, как правило, не превышает первых десятков сантиметров. В крупных ксенолитах известняков, измеряемых несколькими квадратными метрами в плоскости эрозионного среза, экзоконтактовая зона часто сложена почти мономинеральным волластонитом с той или иной примесью клинопироксена. Мелкие ксенолиты подчас бывают полностью превращены в волластонитовый скарн.

Структуры скарновых пород обычно крупнозернистые, что определяется прежде всего размерами кристаллов волластонита, нередко достигающими 3—4 см. Однако сказанное справедливо лишь для тех зон, в составе которых преобладает волластонит.

Минералогический состав типичных скарнов очень простой. Кроме определяющего волластонита, здесь в разных сочетаниях содержатся клинопироксен (рис. 17), калинатровый полевой шпат, кальцит и сфен, количества которого обычно превышают его содержания, характерные для акцессориев. В результате значительной химической подвижности титана он выпадает здесь также в стадию гидротермально-метасоматического минералообразования. Изредка появляется существенно гроссуляровый гранат, содержащий до 30—40% андрадитовой молекулы.

Клинопироксен окрашен в интенсивно-зеленые тона. По своим кристаллооптическим свойствам и химическому составу он почти не отличается от пироксена щелочных и нефелиновых сиенитов (см. анализ 4 в табл. 4), отмечается лишь некоторое повышение содержания диопсидовой молекулы (до 13%) по сравнению с пироксенами интрузивных пород, где эта величина составляет 3—6 мол. %. По чисто морфологическим признакам здесь различаются зерна пироксена с более или менее индивидуальными ограничениями, хотя и крайне неправильными формами (типа скелетных кристаллов, ксеноморфных зерен, приспособляющихся к относительно совершенным формам волластонита и др.). Вместе с упомянутыми чаще встречаются мельчайшие зернышки или их агрегаты, буквально переполняющие таблицы волластонита и образующие подобие графических сростаний с последним (см. рис. 8). Об этом уже было сказано в минералогическом очерке.

Калишпат в подобных скарнах присутствует в небольших количествах; содержание его резко снижается по мере удаления от эндоконтакта.

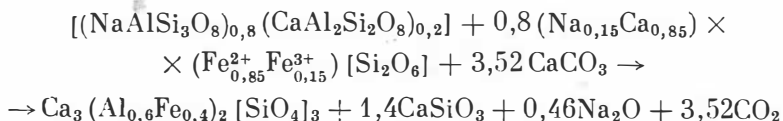
В скарнах, возникающих на контакте интрузии с вмещающими известняками, состав разнообразнее. Здесь чаще появляется гранат; наряду с калишпатом может возникать кислый плагиоклаз № 23-27. Иногда он полно-



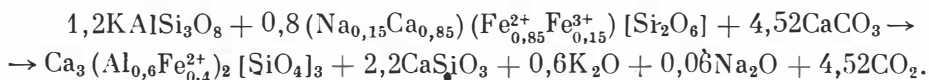
Рис. 17. Волластонит (1)-пироксен (2)-гранатовый (Gr) скарп. Гранат развивается в зонах контактов первых двух минералов. Обр. 11/5. Ник. +

железо из фемических минералов при их реакционном разложении. Однако и клинопироксен в скарнах также образуется метасоматическим путем. Следовательно, надо допускать либо некоторую миграцию железа на небольшое расстояние из сиенитов, либо отыскивать его источник в известняках. Последнее предположение не лишено основания, поскольку, как известно, известняки являются хорошим аккумулятором железа, которое концентрируется здесь в виде рудной сыпи. Несомненно, что незначительные количества магния, входящие в пироксен, извлекались из доломитовой составляющей известняков, поскольку сама щелочная магма была практически лишена его.

Схему образования граната в скарнах с участием плагиоклаза можно изобразить так:



или с участием обычного для нашего общего случая калишпата:



Гранат подобного же состава встречен среди скарнированных участков в пределах массива щелочных пород (Южный карьер), где он образует скопления довольно крупных зерен (до 5—8 мм). Общее его содержание в породе иногда достигает 30—40%. Гранат отсюда анализирован (№ 2 в табл. 10). В ассоциации с гранатом, кроме волластонита и обесцвеченного клинопироксена, находится также пренит. Взаимоотношения пренита и граната свидетельствуют об их равновесном парагенезисе. Не устанавливается реакционное замещение пренитом и других ассоциирующих с ним минералов. Более того, кое-где появляются реакционные оторочки граната вокруг хорошо оформленных таблитчатых кристаллов пренита. Надо поэтому допускать, что пренит относится к одной из достаточно высоко-

стью вытесняет калишпат и становится почти единственным в породе салическим минералом.

Гранат развивается в форме узких оторочек и каемок вдоль стыков таблиц плагиоклаза и кальцита и имеет явно реакционное происхождение. Этот процесс в особенности активизируется в участках плагиоклаза, подвергнувшегося дроблению. Вдоль стыков кальцита и волластонита интенсивно развивается эгиринизированный клинопироксен более поздней генерации. Последний может также возникать за счет плагиоклаза и волластонита. Для образования андрадитсодержащего граната и в особенности клинопироксена скарновых зон требуется железо. Относительно источников Fe трудно высказать определенное мнение. Так, частично гранат может извлекать

температурных стадий метасоматоза, когда термодинамические условия системы делают устойчивой такую необычную ассоциацию.

Вместе с тем пренит еще характернее для низкотемпературной стадии гидротермально-метасоматических процессов, также интенсивно, хотя и локально, проявившихся в Ботогольском массиве. Взаимоотношения минеральных ассоциаций, где довольно тесно переплетаются типично скарновые процессы с гидротермальными, рассмотрены несколько ниже.

Волластонит-пироксен-гранатовые скарны с полевыми шпатами по чисто минералогическим признакам подобны тем образованиям, которые возникают при метаморфизме вмещающих известняков Ботогольской интрузии. Однако количественные соотношения минералов, форма и размеры их кристаллов и качественный состав фемических минералов в обоих случаях резко различны. Так, силикатные метаморфогенные новообразования в известняках составляют несколько первых процентов в валовом составе породы, крайне редко достигая 10%. Главное развитие здесь получают волластонит и клинопироксен либо совместно, либо один из них резко преобладает над остальными (в том числе над калишпатом и гроссуляром). Размеры кристаллов всех силикатных минералов очень мелкие, не превышают долей миллиметра. Форма их также типичная для метаморфических пород: это овальные в срезам шлифов зерна, причем даже волластонит, имеющий в метасоматических скарнах цепковидный или таблитчато-удлиненный габитус, здесь имеет эллипсоидальную, близкую к изометрической форму; обычны также двойники его, отсутствующие в метасоматитах. Если в скарнах пироксен близок к геденбергиту, то в мраморах это почти чистый диопсид, с содержанием геденбергита около 10 мол. % (табл. 6). Вместе с пироксеном иногда появляется форстерит, отсутствующий в метасоматитах. Все эти различия, безусловно, определяются различной генетической природой упомянутых образований и рассматриваются нами порознь.

Наряду с типичными скарновыми породами со всеми присущими им чертами минералогического состава и структур, существуют образования гибридного характера. Для них свойственна относительная многоминеральность состава, в особенности там, где процесс протекал в контактах ксенолитов известняков с нефелиновыми сиенитами. В эндоконтактных зонах таких сиенитов, кроме присущего им комплекса минералов, иногда появляются волластонит и гранат.

Наиболее интересна в этом отношении порода, встречаемая в карьере на восточном склоне северного купола гольца (обн. 147; см. рис. 3). Породы представлены здесь лейкократовыми или мезократовыми нефелиновыми сиенитами, в которых отношение нефелина к калинатровому полевому шпату либо близко к 1 : 1, либо последний преобладает. Нефелин в той или иной степени канкринитизирован. Из фемических минералов в разных соотношениях и количествах содержатся эгирин-геденбергитовый пироксен, амфибол, реже — биотит. Встречаются сфен и пойкилитовые включения кальцита.

По мере приближения к контакту с ксенолитом известняков эпизодически могут появляться мелкозернистые бесструктурные агрегаты граната, чаще приуроченные к серицит-целитовым участкам. В зоне непосредственного контакта даже в пределах шлифа можно различать поля эндо- и экзоскарна. Граница между ними хотя и отчетливая, но метасоматические минералы — волластонит и гранат — более или менее равномерно распределены и в той, и в другой породе. Гранат имеет явно реакционное происхождение, образуя каемки вокруг зерен кальцита в соприкосновении с нефелином или калишпатом. Между кристаллами волластонита и нефелина обычно возникает тончайшая оторочка из клинопироксена поздней генерации. Не совсем ясны взаимоотношения между нефелином и волластонитом. Вероятнее всего, эта ассоциация равновесна лишь при строго ограни-

ченных условиях и между ними осуществляется реакция с образованием граната (об этом уже говорилось при описании волластонита, см. стр. 41).

Наряду с обычным густо-зеленым пироксеном ранней генерации в этой же породе появляется богатый титаном, интенсивно сиреневый в шлифе пироксен. Количество титана в нем заметно превышает его содержание во всех остальных случаях и составляет 2% (см. табл. 3, анализ 8). Кроме того, здесь увеличивается роль диопсидовой и авгитовой молекул и по существу этот пироксен близок к разновидности, называемой титан-авгитом. В отличие от типичных скарнов эндоконтактные сенинты в результате метасоматических процессов превращаются в породы типа скарноидов. Состав их достаточно многоминеральный. В пределах одного шлифа можно обнаружить нефелин, калинастровый полевой шпат, клинопироксен, амфибол, гранат, волластонит и кальцит.

По своему химизму клинопироксен (если исключить эпизодически встречающийся на Ботоголе титан-авгит) и амфибол характерны для щелочных пород массива в целом. Метасоматический гранат несколько отличается от описанного в нефелиновых сенинтах меньшим содержанием андрадитовой молекулы (анализ 2 в табл. 10). Для дальнейших расчетов принят состав $\text{Ca}_3 (\text{Al}_{0.6}\text{Fe}_{0.4}^{3+})_2 [\text{SiO}_4]_3$. В полевом шпате нами был учтен только калиевый компонент, поскольку истинное содержание альбитовой молекулы в минерале нам не известно. Для нефелина и волластонита приняты нормативные составы.

Подобно тому, как в системе, рассмотренной для щелочных пород «чистой линии», в метасоматических породах выдерживается тот же ряд подвижности компонентов с сохранением инертности у железа, кремнезема и глинозема и полной подвижности у CO_2 , H_2O , K_2O и Na_2O , CaO здесь также переходит в разряд вполне подвижного избыточного компонента, не лимитирующего течения реакций минералообразования, постоянно участвующего в них и выпадающего обычно в эндоконтактных зонах в качестве минерала кальцита. Учитывая особую роль кальция в процессе метасоматоза, при построении мультисистемы для скарированных пород мы принимаем в качестве параметров, определяющих характер парагенезисов, суммарный потенциал щелочей и потенциал CaO .

Реакции минеральных преобразований при этих условиях протекают преимущественно путем перераспределения инертных компонентов. Однако имеются три реакции (в которых попарно не участвуют два каких-либо фемических минерала), когда необходимо привлечение извне небольших количеств железа. Так как в нашей системе железо — компонент весьма инертный, надо допускать, что используются те акцессорные выделения титано-магнетита (или гематита?), которые иногда встречаются в щелочных породах или концентрируются в известняках.

Наша семиминеральная система образована семью компонентами: тремя инертными и четырьмя вполне подвижными (H_2O , K_2O , Na_2O , CaO). Если исходить из предположения, что процесс метасоматоза происходит при постоянном объеме, то, согласно Д. С. Коржинскому (1957, стр. 132), максимальное число устойчивых фаз в системе должно соответствовать числу инертных компонентов плюс единица. Минералом, компенсирующим постоянство объема системы в данном случае является кальцит, возникающий за счет избыточного вполне подвижного компонента CaO .

При последовательном исключении (исчезновении) из системы одного из минералов можно построить шесть шестиминеральных неинвариантных узлов ($n = 4 + 2 - 6 = 0$), а для каждого из них в свою очередь по шесть моновариантных пятиминеральных лучей ($n = 4 + 2 - 5 = 1$), определяющих все возможные парагенетические взаимоотношения.

Обозначая безнефелиновый, безортотлазовый и другие узлы как $[\text{Неф}]$, $[\text{Орт}]$..., напомним все возможные реакции минералообразования в зависимости от изменения определяющих систему компонентов.

[Heф]

- 1) (Opr) $3,04 \text{ Пу} + 2,2 \text{ Гр} + 0,192 \text{ Na}_2\text{O} + 0,18 \text{ K}_2\text{O} + 1,2 \text{ H}_2\text{O} + 1,644 \text{ CO}_2 \rightarrow 1,2 \text{ Амф} + 4,88 \text{ Вол} + 1,664 \text{ Клы};$
- 2) (Вол) $2,32 \text{ Пу} + 8,1 \text{ Гр} + 0,596 \text{ Na}_2\text{O} + 2,77 \text{ K}_2\text{O} + 2,2 \text{ H}_2\text{O} + 19,808 \text{ CO}_2 \rightarrow 2,2 \text{ Амф} + 4,88 \text{ Opr} + 19,808 \text{ Клы};$
- 3) (Гр) $4 \text{ Пу} + 2,2 \text{ Opr} + 6,9 \text{ Клы} + 0,05 \text{ Na}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Амф} + 8,1 \text{ Вол} + 0,95 \text{ K}_2\text{O} + 6,9 \text{ CO}_2;$
- 4) (Пу) $0,8 \text{ Амф} + 3,04 \text{ Opr} + 12,56 \text{ Клы} \rightarrow 4 \text{ Гр} + 2,32 \text{ Вол} + 1,64 \text{ K}_2\text{O} + 0,28 \text{ Na}_2\text{O} + 0,8 \text{ H}_2\text{O} + 12,56 \text{ CO}_2;$
- 5) (Амф) $0,8 \text{ Пу} + 1,2 \text{ Opr} + 4,52 \text{ Клы} \rightarrow \text{Гр} + 2,2 \text{ Вол} + 0,6 \text{ K}_2\text{O} + 0,06 \text{ Na}_2\text{O} + 4,52 \text{ CO}_2.$

[Opr]

- 6) (Heф) $3,04 \text{ Пу} + 2,2 \text{ Гр} + 0,192 \text{ Na}_2\text{O} + 0,18 \text{ K}_2\text{O} + 1,2 \text{ H}_2\text{O} + 1,644 \text{ CO}_2 \rightarrow 1,2 \text{ Амф} + 4,88 \text{ Вол} + 1,664 \text{ Клы};$
- 7) (Вол) $0,2 \text{ Амф} + 3,7 \text{ Гр} + 2,65 \text{ Na}_2\text{O} + 8,344 \text{ CO}_2 \rightarrow 3,76 \text{ Пу} + 4,88 \text{ Heф} + 8,344 \text{ Клы} + 0,03 \text{ K}_2\text{O} + 0,2 \text{ H}_2\text{O};$
- 8) (Гр) $4 \text{ Пу} + 2,2 \text{ Heф} + 2,5 \text{ Клы} + 0,15 \text{ K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Амф} + 3,7 \text{ Вол} + 1,05 \text{ Na}_2\text{O} + 2,5 \text{ CO}_2;$
- 9) (Пу) $0,8 \text{ Амф} + 3,04 \text{ Heф} + 3,76 \text{ Вол} + 6,48 \text{ Клы} \rightarrow 4 \text{ Гр} + 1,8 \text{ Na}_2\text{O} + 0,12 \text{ K}_2\text{O} + 0,8 \text{ H}_2\text{O} + 6,48 \text{ CO}_2;$
- 10) (Амф) $0,8 \text{ Пу} + 1,2 \text{ Heф} + 0,2 \text{ Вол} + 2,12 \text{ Клы} \rightarrow \text{Гр} + 0,66 \text{ Na}_2\text{O} + 2,12 \text{ CO}_2.$

[Пу]

- 11) (Heф) $0,8 \text{ Амф} + 3,04 \text{ Opr} + 12,56 \text{ Клы} \rightarrow 4 \text{ Гр} + 2,32 \text{ Вол} + 1,64 \text{ K}_2\text{O} + 0,28 \text{ Na}_2\text{O} + 0,8 \text{ H}_2\text{O} + 12,56 \text{ CO}_2;$
- 12) (Opr) $0,8 \text{ Амф} + 3,04 \text{ Heф} + 3,76 \text{ Вол} + 6,48 \text{ Клы} \rightarrow 4 \text{ Гр} + 1,8 \text{ Na}_2\text{O} + 0,12 \text{ K}_2\text{O} + 0,8 \text{ H}_2\text{O} + 6,48 \text{ CO}_2;$
- 13) (Гр) $\text{Амф} + \text{Opr} + 4,1 \text{ Клы} + 1,25 \text{ Na}_2\text{O} \rightarrow 3,2 \text{ Heф} + 6,3 \text{ Вол} + 2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + 4,1 \text{ CO}_2;$
- 14) (Вол) $0,8 \text{ Амф} + 1,88 \text{ Opr} + 1,16 \text{ Heф} + 10,24 \text{ Клы} \rightarrow 4 \text{ Гр} + 1,06 \text{ K}_2\text{O} + 0,86 \text{ Na}_2\text{O} + 0,8 \text{ H}_2\text{O} + 10,24 \text{ CO}_2;$
- 15) (Амф) $\text{Пу} + \text{Opr} + 0,8 \text{ Клы} + 1,1 \text{ Na}_2\text{O} \rightarrow 2,2 \text{ Heф} + 3,8 \text{ Вол} + 0,4 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,5 \text{ K}_2\text{O} + 0,8 \text{ CO}_2.$

[Гр]

- 16) (Heф) $4 \text{ Пу} + 2,2 \text{ Opr} + 6,9 \text{ Клы} + 0,05 \text{ Na}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Амф} + 8,1 \text{ Вол} + 0,95 \text{ K}_2\text{O} + 6,9 \text{ CO}_2;$
- 17) (Opr) $4 \text{ Пу} + 2,2 \text{ Heф} + 2,5 \text{ Клы} + 0,15 \text{ K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Амф} + 3,7 \text{ Вол} + 1,05 \text{ Na}_2\text{O} + 2,5 \text{ CO}_2;$
- 18) (Вол) $4 \text{ Пу} + 4,08 \text{ Heф} + 0,5 \text{ K}_2\text{O} = 1,4 \text{ H}_2\text{O} + 0,32 \text{ CO}_2 \rightarrow \text{Амф} + \text{Opr} + 0,32 \text{ Клы} + 1,85 \text{ Na}_2\text{O};$
- 19) (Пу) $\text{Амф} + \text{Opr} + 4,1 \text{ Клы} + 1,25 \text{ Na}_2\text{O} \rightarrow 3,2 \text{ Heф} + 6,3 \text{ Вол} + 2 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,65 \text{ K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} + 4,1 \text{ CO}_2;$
- 20) (Амф) $\text{Пу} + \text{Opr} + 3,15 \text{ Клы} + 0,425 \text{ Na}_2\text{O} \rightarrow \text{Heф} + 4 \text{ Вол} + 0,5 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 0,15 \text{ K}_2\text{O} + 3,15 \text{ CO}_2.$

Стабильной оказывается система, построенная для четырех узлов (рис. 18).

Собственно скарновые породы экзоконтактов: волластонит-пироксен-ортоклазовые, волластонит-гранат-ортоклазовые, волластонит-гранат-пироксеновые (в особенности две последние), очевидно, лишь в небольшой мере зависят от потенциалов щелочей в системе. Все они расположены

преимущественно в нижней части диаграммы. Вместе с тем их возникновение должно определяться достаточно высокими потенциалами кальция. Поэтому не случайно волластонит и гранат подчас обильно развиваются в первичнощелочных породах эндоконтакта. Правда, нефелинсодержащие скарны не распространяются сколько-нибудь значительно в глубь вмещающих щелочных пород, но это, вероятно, объясняется общей ограниченностью масштабов метасоматоза.

Для образования устойчивых ассоциаций волластонит-нефелиновых с пироксеном, гранатом или амфиболом должен поддерживаться достаточно высокий химический потенциал щелочей, что и отмечается, например, для полей 1—4 и 12. Линия разложения нефелин-волластонитовой ассоциации проходит через узлы $[Gr]$ — $[Pl]$ и их безамфиболовые лучи. Ниже этой линии располагаются волластонит-калишпатовые скарны в ассоциации с гранатом, амфиболом или пироксеном. Сюда попадает обширная группа скарнированных в приконтактных зонах щелочных сиенитов (с микропертитовым калинатровым полевым шпатом), и скарнированных известняков, где калишпат относится к новообразованиям, т. е. минералам метасоматического происхождения подобно волластониту или гранату.

Клинопироксен, как в большинстве других пород Ботогольского массива, проявляет большую устойчивость и в скарнированных зонах. В различных сочетаниях с иными минералами он практически присутствует в большинстве парагенезисов. Поэтому поля беспироксеновых ассоциаций на диаграмме отличаются узостью.

Этого нельзя сказать о гранате, который обладает наибольшей устойчивостью лишь в известковистых скарнах, но разлагается по мере понижения потенциала кальция и повышения только потенциала щелочей. В этом отношении выявляется аналогия с гранатсодержащими щелочными и нефелиновыми сиенитами, где гранат теряет устойчивость при одновременном повышении активности щелочей в системе. Однако, судя по картине, наблюдаемой на диаграмме рис. 18, он может быть устойчивым в широком интервале при совместном поддержании в системе высоких потенциалов щелочей и кальция.

Линия разложения граната проходит через узлы $[Pl]$ — $[Opr]$ и соответственно через их безволластонитовый и безамфиболовый лучи. Левее этой линии гранатсодержащие ассоциации становятся неустойчивыми.

Судя по возможному нижнему температурному пределу распада твердого раствора калишпата (700°), кристаллизация волластонита в скарнах (см. стр. 40 и рис. 7) должна была осуществляться и при более высоких температурах.

Гидротермально измененные породы

Наложение относительно низкотемпературных постмагматических процессов на комплекс щелочных пород Ботогольского массива отмечается довольно часто. Однако в целом эта постмагматическая деятельность носила ограниченный характер и не влияла сколько-нибудь существенно на общий облик и состав интрузивных пород. Последние, как правило, имеют хорошую сохранность. Здесь заслуживает внимания лишь слабо проявившаяся альбитизация калинатрового полевого шпата, когда периферические части его таблиц бывают оторочены узкой каймой альбита. Иногда роль альбита несколько увеличивается из-за разрастания микропертитовых вростков, но и этот процесс весьма ограничен по сравнению с тем интенсивным развитием ленточного пертита, которое наблюдается в хр. Нюрган, или настолько полным замещением альбитом калишпата, что от последнего сохраняются лишь реликты (левобережье Урика). Еще реже в трещинках, секущих породу, можно встретить самостоятельные мелкотаблитчатые выделения альбита.

Альбитизация калинатового полевого шпата связана с общим повышением роли натрия на последних этапах кристаллизации магмы, когда он начинает частично вытеснять калий из ранее выпавших минералов. Не исключено, что именно этот калий связывается в постмагматическом мусковите (либнерите), изредка замещающем нефелин.

К исключительно редкому явлению в комплексе ботогольских щелочных пород следует отнести образования анальцима. Лишь в единичных шлифах встречаются тончайшие (десятые доли миллиметра мощностью) прожилки, в которых наряду с альбитом появляется анальцим. Так, в шлифе 134/2 зональная жилка мощностью 0,25—0,3 мм выполнена в зальбандах относительно крупными (0,02—0,05 мм) и хорошо оформленными табличками альбита, а в центре — кристаллами слабодвупреломляющего минерала ($Ng - Np = 0,002$), кое-где даже с отчетливыми двойниками и очень низким светопреломлением: $Ng' = 1,492$, $Np' = 1,490$. В стыках с альбитом ($Ng' = 1,534$, $Np' = 1,525$) этот минерал клинообразно внедряется между его табличками, однако без химического замещения альбита. Пересекающаяся почти под прямым углом (88°) спайность нашего минерала хотя и отчетливая, но далека от совершенной.

След пересечения спайности образует с Nm угол $16-17^\circ$ (иногда 10°). Очень характерны часто встречаемые двойники прорастания. Ориентировка индикатрис такова, что Nm обоих индивидов сближены до $8-14^\circ$. Координаты двойниковых осей (I и II рода) такие:

	Ng'	Nm	Np		Ng	Nm	Np
Первый двойник: ось I рода	52,5	85	37,5	Второй двойник: ось I рода	54	87	36
» II »	37,5	85	52,5	» II »	36	87	54

Минерал был нами диагностирован как анальцим.

Указанные процессы низкотемпературной гидротермальной стадии мало влияли на изменение состава главной массы ботогольских щелочных пород, и поэтому о них мы здесь лишь упоминаем.

Несравненно более глубокие гидротермально-метасоматические преобразования пород массива выявляются там, где монолитность их нарушена тектоническими разломами. Наиболее отчетлива в этом отношении полоса измененных пород, прослеживаемая в срединной части массива между вершиной г. Крестовой и рудником Алибера. Ширина этой полосы около 250 м. Она полностью пересекает массив в субширотном направлении от восточного контакта до западного. В пределах этой полосы оказались как обычные щелочные и нефелиновые сиениты, так и скарнированные породы, ранее возникшие в контактах сиенитов с блоками и ксенолитами известняков. Картина в последнем случае настолько усложнилась, что не всегда удается провести отчетливую грань между собственно метасоматическими и последующими гидротермальными процессами минералообразования, хотя сама по себе гидротермальная стадия, наложившаяся на щелочные нескарнированные породы, фиксируется довольно отчетливо.

Общий признак гидротермальных пород — чрезвычайно интенсивное развитие в них комплекса таких гидросиликатных минералов, как пренит, эпидот, мусковит, иногда тремолит наряду с альбитом и вездесущим кальцитом низкотемпературной генерации. В измененных щелочных породах вместе с альбитом нередко встречается мелкозернистый непертитовый калишпат с мелко мозаичной структурой и расплывчатыми контурами. При этом он совершенно уподобляется мелкоагрегатным выделениям альбита и отличается от последнего лишь по дисперсионному эффекту.

Различен также гранат: если в скарнированных породах это андрадит-гроссуляр, нередко образующий отчетливые кристаллографические индивиды или их скопления в породе, то в гидротермально измененных

породах это, чаще, чистыйgrossуляр с $N = 1,735-1,738$. Выделения его здесь образуют либо чрезвычайно мелкозернистую сыпь по полевым шпатам, либо более крупные скопления в виде кристаллов скелетного роста. Обычны также каемки или «паукообразные» выделения его по периферии зерен кальцита или салических алюмосиликатов. Минерал в отличие от розовых гранатов скарнов совершенно бесцветный, изотропный. Из минералов, присущих первичной породе, сохраняется лишь клинопироксен. Однако и он подвергся некоторым изменениям. Так, в мезократовых породах типа малиньитов, лишь частично затронутых постмагматическими преобразованиями с развитием пренита и альбита, клинопироксен принадлежит к обычному здесь типу густо-зеленого эгирин-геденбергита.

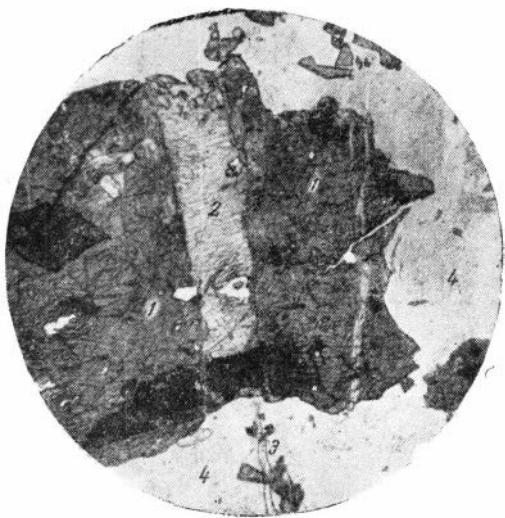


Рис. 19. Обесцвечивание зеленого клинопироксена (1) вдоль трещинки, секущей породу (2) и выполненной в других ее участках пренитом (3) и альбитом (4). Обр. 11/1. Ник.—

В одном случае все поле шлифа пересекает микрожилка мощностью 0,2—0,3 мм с ответвлениями. Выполнена она хорошо оформленными табличками пренита и альбита там, где пересекается калишпатовый субстрат породы. Однако в крупных кристаллах зеленого пироксена продолжение жилки фиксируется полным его обесцвечиванием. При этом сохраняются все кристаллографические свойства пироксена, в том числе и направление трещин призматической спайности (рис. 19), по оптическая ориентировка зеленого и бесцветного пироксена становится различной, что легко устанавливается по углам погасания относительно общей спайности.

Указанная жилка приоткрывает завесу над чрезвычайно интересным явлением. В этой же полосе измененных пород сплошь и рядом встречаются разновидности с пятнистым пироксеном. Первоначально зеленый минерал либо по периферии зерен, либо с одной стороны иногда в различной степени обесцвечен. Это в особенности отчетливо видно в Южном карьере, где уже макроскопически выявляются два разнородных пироксена: скопления густо-зеленого относительно быстро сменяются светло-зеленоватым. Последний в срезе шлифа выглядит совершенно бесцветным (рис. 20). Обе разновидности пироксена были нами анализированы (№ 5 и 6 в табл. 4). Отмеченная жилка с обесцвеченным пироксеном свидетельствует о выносе из минерала окисного железа, титана и частично глинозема. В разных случаях различны лишь масштабы явления. Обесцвеченный минерал остается таким же геденбергитовым по составу, как и окрашенный.

В некоторых гидротермально-метасоматических породах одним из ведущих минералов становится пренит. В особенности это справедливо для волластонит-пренит-гранатовых скарнов. Но если в последних равновесный (?) с гранатом пренит образует субстрат породы, на фоне которого в подчиненном количестве содержатся пироксен, гранат и волластонит, то в гидротермально измененных сиенитах пренит чаще выполняет секущие жилки или концентрируется в отдельных участках.

Пренит, судя по анализу Б. М. Кузнецкого (1925б) и полученным нами кристаллооптическим константам, содержит около 1,5 вес. % окисного железа, что соответствует 5—10 мол. % железистости. Последнее

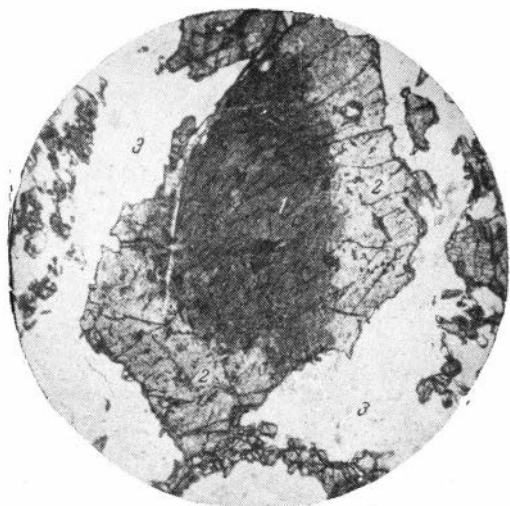


Рис. 20. Обесцвечивание по периферии интенсивно-зеленого клинопироксена (1) с образованием почти не окрашенной его разновидности (2) (3 — мелкотаблитчатый вторичный альбит). Обр. 68. Ник.—

$Ng' = 1,756-1,760$ и $Np' = 1,732-1,737$ отражают содержание около 20 мол. % железистого компонента.

Для гидротермально измененных пород характерен также мусковит, который хотя и не относится к ведущим породообразующим минералам, но в тех или иных количествах встречается очень часто.

В гидротермально-метасоматических породах постоянно присутствует сфен, притом часто в количествах, заметно превышающих его содержание в интрузивных породах. Очевидно, в этих условиях титан обладает еще большей подвижностью, чем при магматических процессах.

Вторая особенность метасоматических пород — их существенная графитизация, а гидротермальных — развитие вторичных продуктов типа пелита, серицита, разрастающихся подчас до образования самостоятельных более или менее хорошо оформленных чешуек мусковита.

Гидротермально измененные породы выделяются многообразием своих минеральных ассоциаций. В них одновременно может присутствовать 8—10 минералов. Нередко в одном шлифе встречаются мутный пертитовый калинатовый полевой шпат (иногда он перекристаллизован, имеет мелко мозаичную структуру, прозрачный и непертитовый), альбит, кальцит, часто развивающийся по калишпату; по пироксену нередко развивается гранат. Из гидросиликатных минералов обычны клиноцоизит и эпидот, мусковит и пренит. Здесь же присутствуют сфен и графит.

По мере приближения к ксенолитам известняка и в собственно зонах первоначального экзоконтакта количество минералов резко снижается. Наиболее типичны там либо зеленый, либо обесцвеченный пироксен, розовый гранат, волластонит, пренит и калишпат. Ассоциация пренита и эпидота в скарновых зонах появляется исключительно редко; очевидно, еще менее закономерна ассоциация пренита с волластонитом.

Гранат скарновых зон в главной своей массе изотропный. Однако там, где он пересекается тончайшими жилками, появляется незначительная анизотропия (двупреломление до 0,001) и образование структур, подобных двойникованию. Это сопровождается процессом некоторого обесцвечивания граната с выносом трехвалентного железа и титана, что характерно для клинопироксена, но масштабы его здесь гораздо скромнее.

значение (10 мол. %) и было нами принято при дальнейших расчетах реакций минералообразования в гидротермальную стадию.

Если пренит образуется в довольно широком температурном интервале — от относительно высокотемпературного скарнового до гораздо более низкотемпературного гидротермального процесса, то типоморфным для последнего являются минералы группы эпидота. Здесь наряду с аномально-синим в скрещенных николях клиноцоизитом еще более характерен эпидот с высоким двупреломлением. Этих минералов в некоторых эпидотизированных участках породы или в зонах милонитизации может быть до 60—80% в валовом составе, и по существу они превращаются в эпидозиты. У нас отсутствуют химические анализы эпидота, но его кристаллооптические константы

Многоминеральность ассоциаций гидротермально измененных пород также отмечается не повсеместно. В отдельных участках в зависимости от направленности процесса могли возникать породы с очень ограниченным числом минералов. Так, и здесь обычны лейкократовые участки, сложенные преимущественно перекристаллизованным калинатровым полевым шпатом и альбитом. В резко подчиненном количестве могут присутствовать бесцветный клинопироксен, сфен и графит в виде тонкоочешуйчатой сыпи. В других случаях определяющими являются альбит-эпидотовые участки в породе с небольшой примесью пренита (рис. 21).

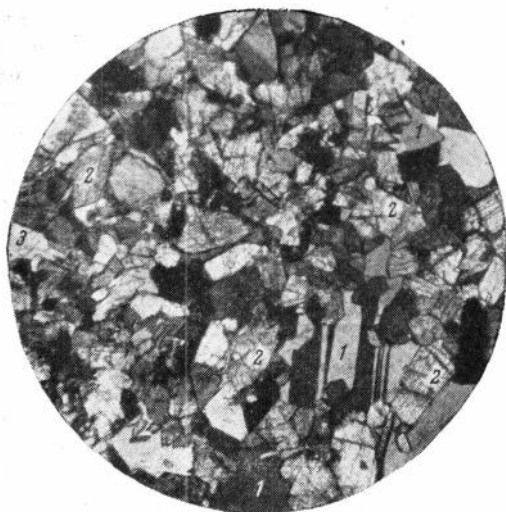


Рис. 21. Гидротермально измененный сиенит с обильным развитием альбит (1)-эпидотовых (2) участков (3 — пренит). Обр. 12/4. Ник. +

Все возможные минеральные парагенезисы, в гидротермально измененных породах определялись на разных этапах формирования поведением и химической активностью вполне подвижных компонентов системы. В качестве таковых здесь сохраняется все тот же набор компонентов-окислов — CO_2 , H_2O , Na_2O , K_2O и CaO . Последняя является также избыточным компонентом. Поскольку ни в одном случае не были встречены свободные выделения кварца, надо полагать, что кремнезем не привносился в систему растворами и все реакции происходили лишь за счет его перераспределения в минералах. Сказанное справедливо и по отношению к железу, так как для образования маложелезистых эпидота, пренита и граната, по существу, не требовалось сколько-нибудь значительных его количеств, и реакции с участием этих минералов происходят с извлечением железа главным образом из первично-магматического геденбергита. Глинозем также несомненно относится к инертным компонентам, и содержание его в исходных щелочных породах было вполне достаточным для последующих реакционных преобразований.

Имея в виду перечисленный выше комплекс гидротермально возникших минералов в измененных щелочных породах — альбит, эпидот, пренит, пироксен, гранат, мусковит и кальцит, мы принимаем для железосодержащих минералов такие усредненные, но близкие к реальным составы:

пироксен (*Пи*) — $\text{CaFe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ (считая, что из обесцвеченного минерала окисное железо вынесено);

гранат (*Гр*) — $\text{Ca}_3 (\text{Al}_{0,6}\text{Fe}_{0,4}^{3+})_2 [\text{SiO}_4]^{13}$,

пренит (*Пр*) — $\text{Ca}_2 (\text{Al}_{0,9}\text{Fe}_{0,1}^{3+})(\text{OH})_2 [\text{Si}_3\text{O}_{10}]$;

эпидот (*Эн*) — $\text{Ca}_2 (\text{Al}_{0,8}\text{Fe}_{0,2}^{3+})(\text{OH})_2 [\text{SiO}_4]_3$.

Для альбита (*Аб*), мусковита (*Му*) и кальцита (*Клц*) приняты нормативные формулы.

Очевидно, гидротермальные процессы на разных этапах минералообразования протекали несколько дифференцированно в зависимости от термодинамического режима. В наиболее раннюю фазу, по-видимому, доминирующее влияние на поведение системы оказывала химическая активность щелочей (в отдельности калия и натрия) подобно тому, как это происхо-

¹ Так как практически очень трудно в каждом случае отличать гранаты с примесью андрадита (к тому же частично обесцвеченные) от просеуляровых разновидностей, мы принимаем состав анализированного нами минерала.

дит при метасоматических процессах. По мере усиления химической активности кальция, когда последний интенсивно замещает алюмосиликатные минералы, характер минералообразования в значительной мере определялся поведением этого компонента совместно с суммарным потенциалом щелочей. Наконец, существенное значение во всех случаях минералообразования должна была иметь активность самих гидротермальных растворов, когда определяющим фактором становилась химическая активность воды в сочетании с таковой у кальция.

Иначе говоря, на состоянии системы при этих процессах сказывался комплекс факторов, но определяющим фактором была активность вполне подвижных компонентов. Поэтому интересно рассмотреть каждый из таких случаев в отдельности, т. е. построить по меньшей мере три варианта диаграмм, отражающих поведение системы в зависимости от разных сочетаний вполне подвижных компонентов.

Все это позволяет установить пределы равновесных соотношений в минеральных парагенезисах, определить устойчивость (или неустойчивость) существования тех или иных из них при определенных условиях и в конечном счете выявить главнейшие типы гидротермальных пород подобно тому, как это было сделано выше для пород иных генетических типов.

Для системы с $n = 1$ минералами в нашем случае можно построить шесть псевдовариантных узлов. В действительности же в каждой из трех мультисистем, полученных для различных вариантов участвующих подвижных компонентов, определяющих течение реакций, стабильными оказываются системы из трех или четырех узлов, причем безальбитовый узел ни в одном случае не входит в стабильные соотношения с другими узлами.

Общими для рассматриваемых ниже вариантов мультисистем будут следующие реакции:

[*Пу*]

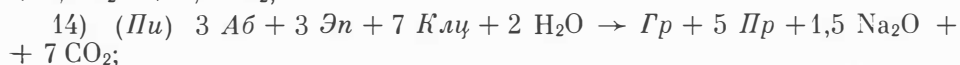
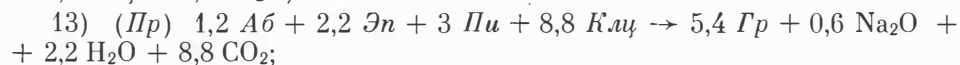
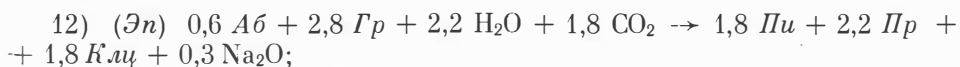
- 1) (*Гр*) $3 \text{ Аб} + \text{Му} + 2 \text{ Эн} + 8 \text{ Клу} + 3 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 6 \text{ Пр} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 0,5 \text{ K}_2\text{O} + 8 \text{ CO}_2$;
- 2) (*Эн*) $3 \text{ Аб} + 3 \text{ Му} + 2 \text{ Гр} + 10 \text{ Клу} + 5 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 8 \text{ Пр} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 1,5 \text{ K}_2\text{O} + 10 \text{ CO}_2$;
- 3) (*Пр*) $3 \text{ Аб} + 8 \text{ Эн} + 2 \text{ Клу} + 2,5 \text{ K}_2\text{O} \rightarrow 6 \text{ Гр} + 5 \text{ Му} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 3 \text{ H}_2\text{O} + 2 \text{ CO}_2$;
- 4) (*Му*) $3 \text{ Аб} + 3 \text{ Эн} + 7 \text{ Клу} + 2 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow \text{Гр} + 5 \text{ Пр} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 7 \text{ CO}_2$;
- 5) (*Аб*) $\text{Гр} + \text{Му} + \text{Клу} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Эн} + \text{Пр} + 0,5 \text{ K}_2\text{O} + \text{CO}_2$.

[*Гр*]

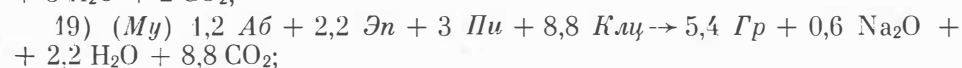
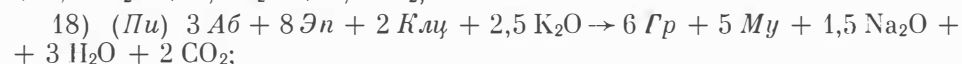
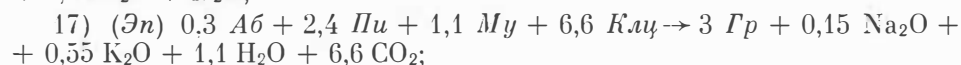
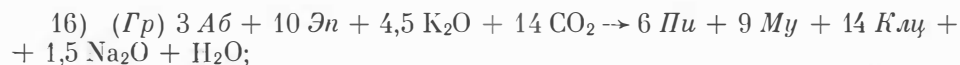
- 6) (*Эн*) $1,2 \text{ Аб} + 1,4 \text{ Му} + 0,6 \text{ Пу} + 5,4 \text{ Клу} + 1,6 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 3 \text{ Пр} + 0,6 \text{ Na}_2\text{O} + 0,7 \text{ K}_2\text{O} + 5,4 \text{ CO}_2$;
- 7) (*Пр*) $3 \text{ Аб} + 10 \text{ Эн} + 4,5 \text{ K}_2\text{O} + 14 \text{ CO}_2 \rightarrow 6 \text{ Пу} + 9 \text{ Му} + 14 \text{ Клу} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O}$;
- 8) (*Пу*) $3 \text{ Аб} + \text{Му} + 2 \text{ Эн} + 8 \text{ Клу} + 3 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 6 \text{ Пр} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 0,5 \text{ K}_2\text{O} + 8 \text{ CO}_2$;
- 9) (*Му*) $3 \text{ Аб} + 2,8 \text{ Эн} + 5,8 \text{ Клу} + 2,6 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 0,6 \text{ Пу} + 5,4 \text{ Пр} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 5,8 \text{ CO}_2$;
- 10) (*Аб*) $3 \text{ Пу} + 5 \text{ Му} + 11 \text{ Клу} + 2 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 3 \text{ Пр} + 4 \text{ Эн} + 2,5 \text{ K}_2\text{O} + 11 \text{ CO}_2$.

[*Му*]

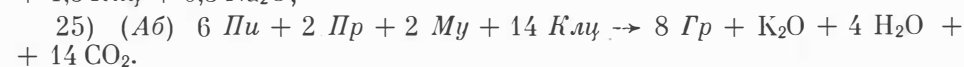
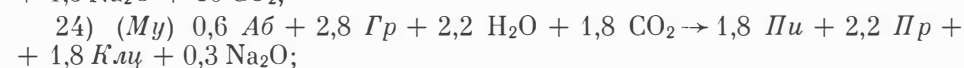
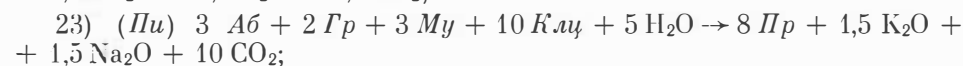
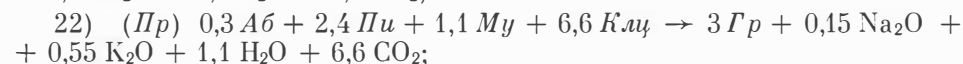
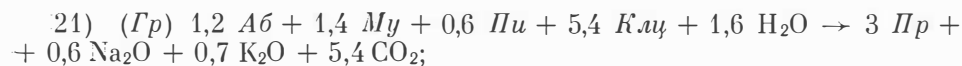
- 11) (*Гр*) $3 \text{ Аб} + 2,8 \text{ Эн} + 5,8 \text{ Клу} + 2,6 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 0,6 \text{ Пу} + 5,4 \text{ Пр} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O} + 5,8 \text{ CO}_2$;



[Пр]



[Эн]



Закономерности минеральных ассоциаций, определяемые химическими потенциалами Na_2O и K_2O , представлены на диаграмме (рис. 22).

При высоких потенциалах щелочей преобладают породы с относительно маломинеральными парагенезисами, главным образом пироксен-альбит-мусковитовые, т. е. с относительно наиболее щелочным комплексом минералов. Их устойчивость, как и распространенность, определяется обширным полем 2. Картина в этом отношении несколько уподобляется таковой в щелочных интрузивных породах, которые также при высоких потенциалах щелочей при своей маломинеральности сохраняют максимальную устойчивость. Качественное же отличие заключается в том, что в гидротермальных породах место калишпата и нефелит занимают альбит и мусковит.

При средних значениях потенциалов щелочей должны быть очень широко распространены гранатсодержащие четырехминеральные ассоциации (включая кальцит) в сочетании с рядом иных низкотемпературных минералов. Устойчивость граната при этом должна расширяться в направлении снижения потенциала обеих щелочей. Выявляется, что в этом случае общая гамма минералов в породах расширяется, их ассоциации становятся все многообразнее, увеличивается число вариаций минеральных сочетаний.

Ограничение числа минеральных сочетаний отмечается также по мере усиления химической активности какого-либо одного из подвижных компонентов, в особенности Na_2O . Неустойчивым при этих условиях становится гранат. Поля его устойчивости ограничены линией, проходящей через

узлы $[Эп]$ — $[Пр]$ и соответственно их безальбитовый и безмусковитовый лучи. Но так как эта линия расположена относительно высоко, то гранат сохраняется в большинстве фигурирующих на диаграмме полей и несомненно должен быть широко распространен в гидротермально измененных породах, что и наблюдается в действительности.

Эпидот может сохранять устойчивость при достаточно высоких и средних потенциалах натрия, но совершенно исчезает лишь при одном высоком потенциале калия. Поэтому ассоциации с эпидотом тяготеют к правой части диаграммы.

Поля устойчивости пренита определяются линией, проходящей через узлы $[Эп]$ — $[Пу]$ и их безгранатовые лучи, т. е. пренитовые ассоциации правомочны только при низких потенциалах щелочей. Здесь же становятся возможными эпидот-пренитовые ассоциации. Однако, как уже отмечалось, в нашем случае они достаточно редки, и это объясняется, вероятнее всего, тем, что химическая активность щелочей на всех этапах формирования Ботокольского комплекса пород оставалась сравнительно высокой и не опускалась ниже некоторого предела.

Альбит и мусковит, очевидно, сохраняют устойчивость в широком интервале колебаний потенциалов щелочей, но естественно, что устойчивость их определяется соответственно высокими потенциалами Na_2O для альбита и K_2O — для мусковита. Этим и определяется то положение, что основным фоном служат альбитизированные породы, возникшие преимущественно в результате разложения калинатрового полевого шпата (и нефелина), т. е. главных породообразующих минералов калийной части щелочных пород.

Характерно, что такие высокожелезистые щелочисодержащие минералы, как биотит (лепидомелан) и амфибол (гастингсит), в гидротермальных породах отсутствуют. Несомненно, что при воздействии гидротерм на первичнощелочные породы они становятся неустойчивыми и полностью разлагаются, так как никакие реликты их здесь не сохраняются. Эпизодически из амфиболов появляются очень небольшие количества бесцветного тремолита. Все это наряду с развитием в измененных породах гидросиликатов и альбита еще раз подчеркивает низкотемпературный характер описываемого процесса.

Мультисистема, построенная для тех же минеральных парагенезисов, но с учетом их зависимости от суммарной величины химических потенциалов щелочей, с одной стороны, и окиси кальция — с другой, иллюстрирует рис. 23. Стабильные соотношения устанавливаются только для трех узлов: беспироксенового, беспренитового и безмусковитового. Общей особенностью парагенезисов является то, что устойчивость всех полей определяется прежде всего химическим потенциалом щелочей, во всяком случае в гораздо большей мере, чем потенциалом кальция. Это фиксируется резко удлинненной конфигурацией всех полей, вытянутых субпараллельно оси абсцисс. Следовательно, уже небольшое изменение потенциала щелочей в сторону его повышения или понижения при условии насыщенности системы известно, сразу же сказывается на изменении устойчивости существования тех или иных парагенезисов. Так, в нижней части диаграммы сосредоточены ассоциации преимущественно кальцийсодержащих минералов безмусковитового узла, в то время как в верхней части при высоких химических потенциалах щелочей обычны парагенезисы этих минералов уже с мусковитом. Можно только отметить, что при относительно низких потенциалах кальция происходит разложение пренита. Линия его разложения проходит через беспироксеновый узел. С дальнейшим понижением активности кальция становится неустойчивым также гранат, который до этого был равновесным с пренитом (правее линии $[Му]$ — $[Пу]$). Линия разложения граната располагается почти вертикально, соединяет узлы $[Му]$ — $[Пр]$ и проходит соответственно через их безальбитовый и безэпидотовый лучи.

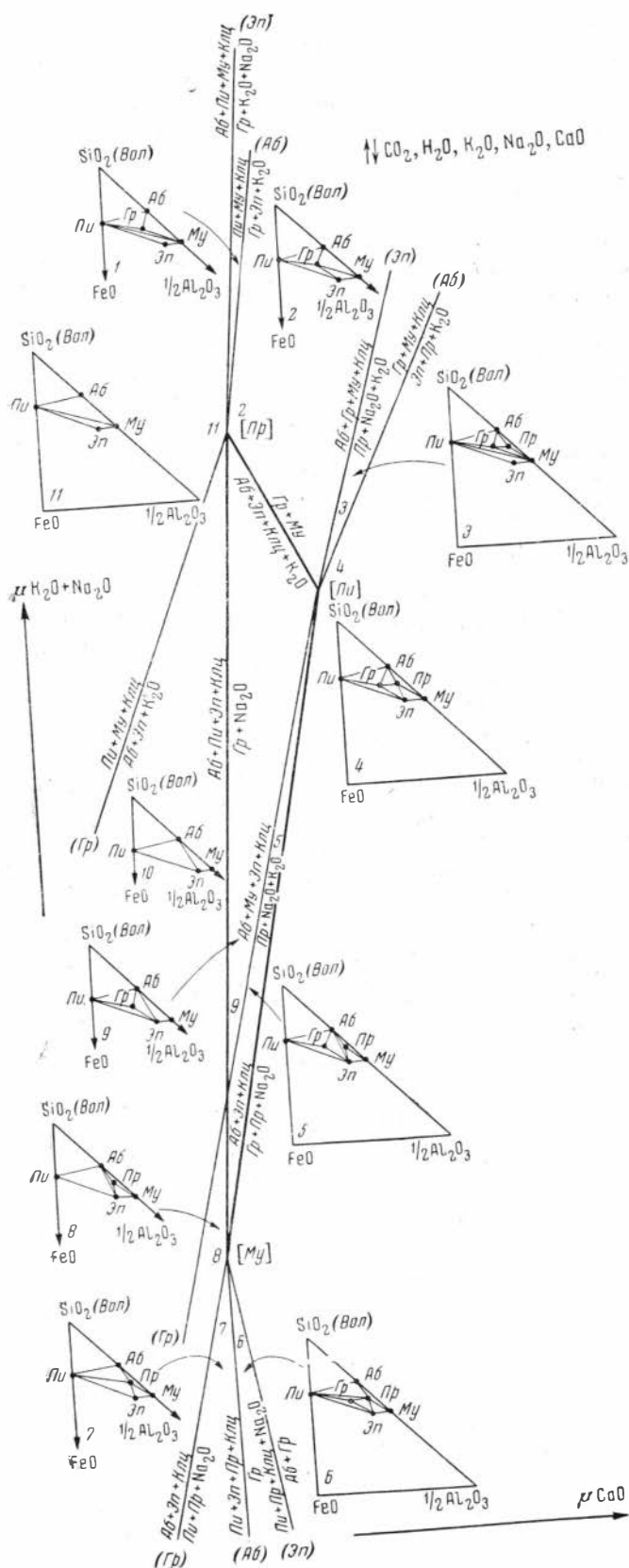


Рис. 23. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе $\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ в зависимости от химических потенциалов щелочей (их суммы) и CaO (гидротермально измененные породы Ботогольского массива)

Ассоциации, в которых не участвуют гранат и пренит (обширные поля 10 и 11), но правомочен эпидот, устойчивы при наименьших возможных потенциалах кальция в системе; они располагаются преимущественно в левой части диаграммы. Этим, очевидно, и объясняется чрезвычайно широкое развитие альбит-эпидотовых новообразований в случае замещения щелочных пород, поскольку альбит, как это следует из диаграммы, также может сохранять устойчивость при достаточно низких потенциалах щелочей (в частности, натрия). В свете сказанного становится понятной и объяснимой равновесность парагенезиса граната с пренитом. Оба эти минерала достаточно типичны в некоторых скарновых породах; поэтому пренит для нашего случая, вероятно, можно принимать в качестве скарнового минерала, что на первый взгляд кажется несколько необычным.

Можно допустить, что устойчивость граната и пренита определяется какими-то средними для системы значениями химических потенциалов щелочей и кальция. При максимальных же значениях этих параметров, прежде всего кальция, к ним добавляется третий кальцийсодержащий минерал — эпидот. Немаловажную роль должен играть также температурный режим. Процесс скарнообразования с появлением гранат-пренитовой ассоциации протекает, безусловно, при значительно более высокотемпературных условиях, чем гидротермальный.

Пренит, по всей вероятности, служит тем мостиком, который связывает наши типичные скарново-метасоматические и гидротермально-метасоматические образования постмагматической стадии формирования Ботокольского массива.

Интересно также рассмотреть поведение системы в зависимости от химических потенциалов воды и кальция, поскольку сами процессы минералообразования здесь определяются гидротермальной деятельностью и ряд минералов относится к гидросиликатам. Кальцию в этом случае по-прежнему принадлежит ведущая роль.

Закономерности смены парагенезисов и устойчивости каждого из них определяются мультисистемой, изображенной на рис. 24. Общая конфигурация расположения узлов остается несколько подобной предыдущей, так как и здесь ее поля вытянуты в субвертикальном направлении. Однако наряду с определяющей характер минеральных парагенезисов ролью воды отмечаются более широкие их вариации в зависимости от химического потенциала кальция.

Минералы гидросиликатного состава могут сохранять свою устойчивость в широком диапазоне колебаний химического потенциала воды (от самых высоких до достаточно низких его значений). Кальцийсодержащие минералы (за исключением клинопироксена) устойчивы лишь до определенных пределов снижающегося потенциала кальция, после чего начинают разлагаться. Так, при средних потенциалах для воды и высоких для кальция устойчива ассоциация пренита с гранатом, но она исчезает с изменением указанных параметров.

Не разлагаются при всех возможных вариациях независимых переменных такие относительно низкотемпературные минералы, как альбит, мусковит и эпидот. Все вместе в сопряженном парагенезисе они находятся при средних значениях потенциалов воды и кальция (поля 10 и 11). В остальных случаях наблюдаются самые различные сочетания их с другими минералами. При этом альбит-пренит-мусковитовая ассоциация преобладает над всеми остальными. Она распространена повсеместно правее линии разложения пренита и с повышением потенциалов, определяющих систему параметров, очевидно, приобретает наибольшую устойчивость. Область устойчивости гидросиликатных минералов, таким образом, несколько уменьшается по мере падения химической активности воды и CaO .

Наряду с отмеченными минералами повсеместно устойчивы клинопироксен и кальцит.

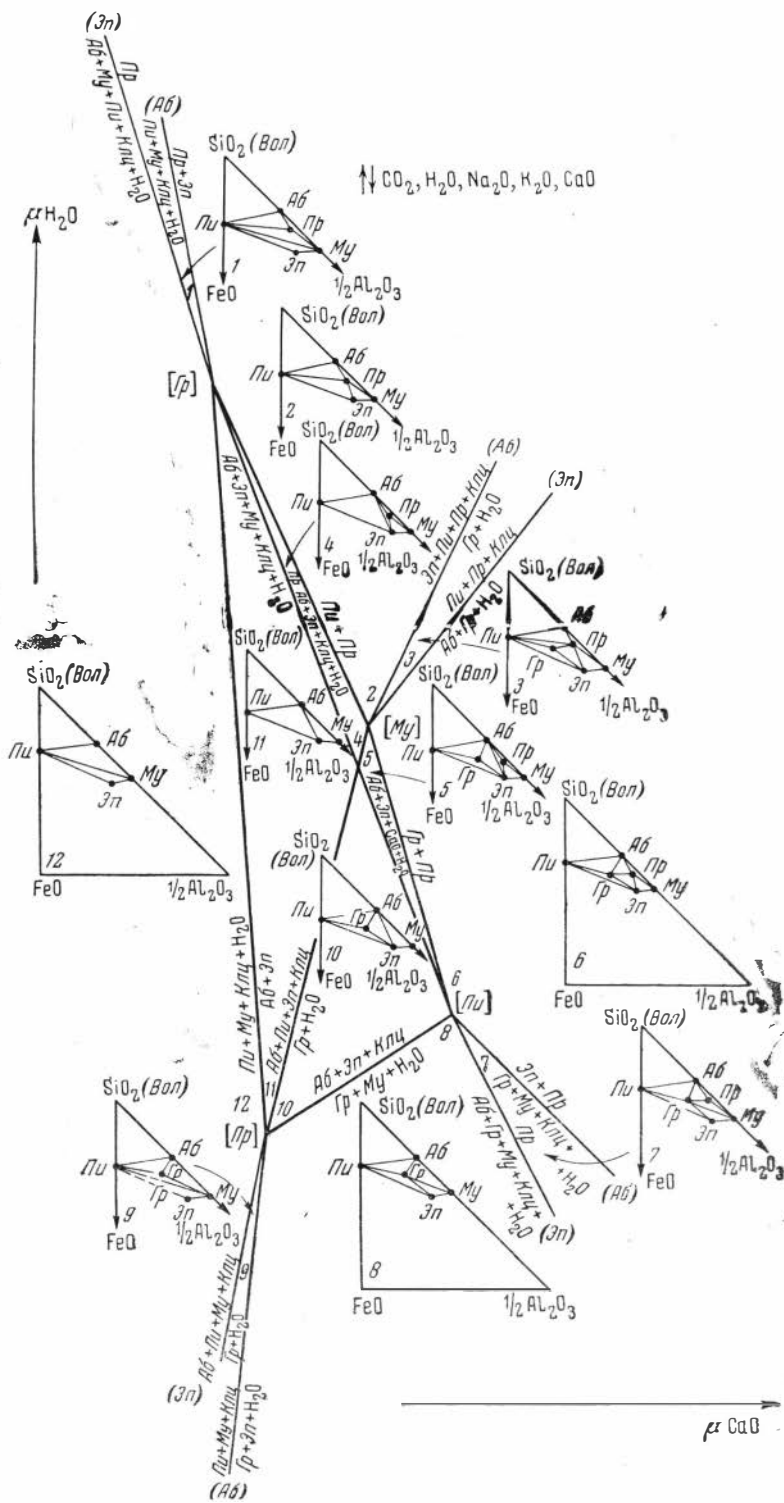


Рис 24. Та же система, что на рис. 22 и 23, отражающая зависимость минеральных парагенезисов при изменяющихся химических потенциалах воды и CaO

Следует отметить, что если в предыдущей мультисистеме (см. рис. 23) разложение сначала пренита, а затем граната отражало процесс последовательного снижения в системе химического потенциала кальция, то здесь линии разложения этих же минералов пересекаются. Линия разложения граната проходит через узлы $[Pr] - [Mu]$ и их безэпидотовый и безальбитовый лучи, а для пренита эта линия проходит через точки $[Gr] - [Pi]$ и их безэпидотовые лучи. Следовательно, гранат становится неустойчивым по мере понижения химического потенциала кальция, но повышения содержания воды, а пренит — с понижением одновременно активности подвижных компонентов кальция и воды.

Поля, расположенные левее этих линий (11 и 12), занимающие, кстати, обширные участки, не могут содержать ни граната, ни пренита. Выше и ниже точки пересечения линий разложения этих минералов в парагенезисах содержится только один из них — либо пренит (поля 1 и 2), либо гранат (поля 8 и 10).

Таким образом, в трех рассмотренных случаях, при различных вариантах принятых исходных параметров, определяющих поведение системы, выявляется общая направленность процесса минералообразования гидротермальной стадии и сохраняются некоторые общие его закономерности. Оказывается, что при всех возможных значениях химических потенциалов подвижных компонентов (за исключением уголекислоты, которая едва ли в этих случаях оказывала влияние на систему), наиболее распространены были такие минералы, как альбит, эпидот, мусковит и клинопироксен. Сравнительно высокую устойчивость сохраняет также калишпат, однако и он на определенной стадии гидротермальной деятельности испытывает наряду с альбитизацией частичную перекристаллизацию. Хотя калишпат был нами исключен из рассмотрения в описываемой группе пород, очевидно, существование его здесь вполне правомочно при условии достаточно высокого потенциала калия, и на парагенетических треугольниках он помещается в той же точке, что и альбит.

Несколько своеобразно поведение в системе граната и пренита. При определенных соотношениях химических потенциалов подвижных компонентов оба эти минерала, как мы видели, могут находиться в равновесных взаимоотношениях. Поскольку все же гранат и пренит существенно различаются по своему составу и один из них — гидроксилсодержащий, при гидротермальных (как и при метасоматических) процессах поведение этих минералов существенно различно: при высоких потенциалах воды они в смысле устойчивости становятся антиподами, и равновесность такой пары нарушается. Заметим, что далеко не везде возможно существование устойчивого равновесия пары пренит — эпидот. Оно возможно либо при условии высокого потенциала воды и низкого для кальция, либо наоборот — достаточно высокого для кальция и низкого — для воды.

По-прежнему наиболее устойчив клинопироксен, характерный для большинства наблюдаемых парагенезисов. Он остается существенно геденбергитовым, и некоторые колебания испытывает лишь эгиритовая молекула, количество которой в общем случае здесь невелико.

Породы диоритового ряда

Остановимся кратко на характеристике пород, занимающих хотя и резко подчиненное место в комплексе щелочных пород Ботогола, но отражающих течение тех или иных процессов в момент формирования массива. К таким породам следует отнести различные в генетическом отношении и, вероятно, даже различные по возрасту образования. Так, несколько особое положение на фоне щелочных пород массива и продуктов их последующего постмагматического изменения занимают габбро-диоритовые породы, которые Н. А. Флоренсов (1947) относит к древним магматическим,

но не исключает возможную их генетическую связь с ботокольской интрузией щелочных магм в качестве ее наиболее ранних представителей. По поводу такой связи В. С. Соболев (1947) высказывается более осторожно, поскольку в породах габбро-диоритового ряда никакие признаки принадлежности их к магме щелочного состава, конечно, не выявляются.

Имются в виду коренные выходы вершины г. Крестовой на площади 200×150 м. Взаимоотношения с вмещающими щелочными сиенитами не оставляют сомнения, что возраст последних более молодой. Во-первых, габбро-диориты пересекаются мелкими жилками сиенитов; во-вторых, состав щелочных пород в приконтактных зонах с габброидами становится заметно гибридным. По существу, такие сиениты, которые обогащаются плагиоклазом до соотношений с калишпатом, близких 1 : 1, в зависимости от количества фемических минералов, уже следует называть либо монцонитами, либо габбро-сиенитами.

Габбро-диориты — мелко- или среднезернистые меланократовые породы, где фемическим минералам принадлежит до 50% и более в валовом составе. Среди фемических главную роль играют бесцветный клинопироксен и зеленовато- или красновато-бурый амфибол. Иногда амфибол преобладает над другими минералами. Обилен также красно-бурый биотит, подчас полностью хлоритизированный. Характерная же особенность габброидных пород заключается в наличии гиперстена, притом в весьма существенных количествах — до 8—10%. Из калиевых минералов типичных габбро-диоритах содержится только плагиоклаз (андезин № 40—43).

Бесцветный в шлифе моноклинный пироксен имеет $Ng' = 1,719—1,722$, $Np' = 1,694—1,702$, $2V = +55^\circ$, т. е. относится к обычному салиту. Для гиперстена получено $Ng = 1,710$, $Np' = 1,697$ и в разных случаях $2V = -49^\circ, -51^\circ$. Общая железистость 37 мол. %, заметно более низкая, чем в клинопироксене. У амфибола $Ng = 1,716$, $Np' = 1,662$, $2V = -66^\circ, -70^\circ$; железистость составляет 85 мол. %. В двух случаях получена такая оптическая ориентировка:

			Ng	Nm	Np
Обр.	45/3	[001]	90	14	76
	⊥сп	(110)	63	78	30
Обр.	46/4	[001]	90	6	84
	⊥сп	(110)	62	84	29

Это соответствует гастингситу. Все остальные минералы габбро-диоритов, в частности пироксены, ни в какой мере не отражают щелочной тенденции пород. Правда, следует отметить, что в имеющемся у нас валовом составе породы суммарное содержание щелочей превышает 10% (анализ 35 в табл. 17).

Биотит, судя по $Ng(Nm) = 1,679$, относится к лепидомслану с общей железистостью около 80 мол. %. Он в наибольшей мере подвержен изменениям и в отдельных случаях оказался полностью хлоритизированным. Из аксессуаров здесь обычен лишь апатит.

Содержащийся в незначительных количествах калишпат, лишенный двойникования и пертитовых вростков, в виде очень мелких выделений с неправильными контурами располагается в интерстициях между гораздо более крупными и идиоморфными таблицами плагиоклаза. Калишпат явно приспособливается к последним и, вероятнее всего, он образуется в результате реакционных процессов, сопровождавших внедрение сиенитов.

Контактное взаимодействие между габброидными породами и внедрявшимися позднее сиенитами носило более или менее направленный и преимущественно односторонний характер. Оно проявилось главным образом в обогащении сиенита плагиоклазом. Захват относительно мелких ксенолитов габброидов (до 0,5—0,7 м) также мало сказывается на общем

химизме сиенитов. Правда, в одном случае выявлено, что в сиенитах при преобладающем калишпате заметное место приобретает плагиоклаз в хорошо оформленных sdвойникованных таблицах. Он значительно кислее, чем в габброидах (олигоклаз № 26). Отмечается также некоторая альбитизация породы.

Реакционные процессы в контактах с габброидами никак не сказались на качественном составе или количественных соотношениях фермических минералов. Ведущим минералом и здесь остается зеленый клинопироксен, нередко сопровождаемый буро-зеленым амфиболом. Пироксен имеет $Ng' = 1,760-1,762$, $Np' = 1,732-1,734$, $2V = +59^\circ$, $cNg = 50-52^\circ$; это почти чистый геденбергит с 5% примесью диопсидовой молекулы.

Можно, таким образом, отметить, что в контактах габброидов и сиенитов происходил очень слабо выраженный гибрианизм, приведший к некоторой десиликации сиенитов. Однако в отличие от явлений, наблюдаемых в контактах щелочной интрузии с известняками, кальций вытеснял щелочи только из каликатрового полевого шпата с заменой минерала на плагиоклаз. При этом кальций совершенно не связывался в клинопироксене. Сиениты (а частично это уже сиенит-монциты) оставались по-прежнему лейкократовыми.

Очевидно, аналогичную же природу имеют диориты, встреченные в связи со щелочными сиенитами по левобережью р. Ботогола в 500—600 м севернее от северо-западной оконечности Ботогольского массива щелочных пород. Этот выход, представляющий собой либо дайку, либо небольшой шток, обнаруживаемый на площади 250×50 м, отделен от щелочного массива вмещающей известняково-сланцевой толщей. Генетическая связь тех и других сиенитов несомненна. Щелочные сиениты дайки (?) во многих отношениях подобны таковым на периферии Ботогольского массива. В точках, удаленных от контакта, — это мезократовые, средне- и крупнозернистые породы с однородной массивной текстурой. Они сложены преимущественно микропертитовым каликатровым полевым шпатом и бурозеленым эгиринизированным клинопироксеном. Ясно обнаруживается также повышенное содержание сфена. Имеются и некоторые признаки гибридного происхождения породы, сказавшиеся в том, что вместе с калишпатом появляется плагиоклаз в достаточно крупных (0,5—0,7 мм) идиоморфных таблицах, полисинтетически sdвойникованных.

По мере приближения к контакту роль плагиоклаза в сиените все увеличивается до полного вытеснения калишпата, и порода превращается в диорит. Типичные диориты появляются в зоне контакта гибрианизированных сиенитов с вмещающей карбонатно-сланцевой толщей в виде достаточно крупных (до 1 м и более), но немногочисленных шлировых участков в сиените. Макроскопически это темные породы, заметно обогащенные биотитом. Самая периферическая часть таких шпир мало отличается от гибрианизированных сиенитов, так как вместе с плагиоклазом содержится и калишпат. Иногда здесь появляются небольшие количества кварца. В диоритах вместо клинопироксена ведущую роль приобретает густо-зеленый амфибол. Вместе с ним, но в переменных и чаще меньших количествах содержится красно-бурый биотит в своеобразных выделениях: сноповидные его чешуйки, разрастаясь от центра к периферии, образуют характерные розеточные агрегаты. У зеленого амфибола $Ng' = 1,737$, $Np' = 1,712$; угол оптических осей очень низкий (-46°). По оптической ориентировке:

	Ng	Nm	Np	минерал принадлежит гастингситу, а учитывая высокое светопреломление — это феррогастингсит.
[001]	90	21	69	
$\perp$ сп(110)	61	70	36	

Следует отметить общую заметную карбонатизацию и альбитизацию как переходных разностей сиенит-диоритов, так и типичных диоритов.

Разрез образцами, взятыми через 10—20 см от периферии шпир к центру, свидетельствует об относительно быстрой смене вещественного состава. Так, уже в 15 см от контакта исчезает калишпат. Порода резко обогащается фемическими минералами и наряду с ярко-зеленым амфиболом появляется почти бесцветный клинопироксен; обилён биотит. Плагиоклаз — основной андезита № 47. Для пироксена $Ng' = 1,724$, $Np' = 1,698$, $2V = +53^\circ$, что отвечает салиту. У биотита, судя по Ng (Nm) = $1,652 \pm 0,002$, железистость не превышает 55 мол. %.

В центральной части минеральный состав диорита остается таким же, но изменяется характер амфибола: цвет становится красновато-коричневым, а по составу это уже обычная роговая обманка с $Ng = 1,704$, $Np' = 1,676$, $cNg = 10^\circ$, $2V = -70^\circ$. Бесцветный клинопироксен имеет $Ng' = 1,718$, $Np' = 1,690$, $2V = +49^\circ$. Кроме того, в небольших количествах появляется оливин, повсеместно обрастаемый реакционными каемками клинопироксена. Для оливина получено $2V = -70^\circ$, что отвечает 55—60 мол. %, содержания фаялита. Четвертый фемический минерал — красновато-бурый биотит. Плагиоклаз соответствует андезиту № 40—42. По наличию оливина породе можно отнести к габбро, но достаточно кислый плагиоклаз свидетельствует скорее о принадлежности ее к габбро-диориту.

Таким образом, между более древними габброидными породами, очевидно вынесенными к поверхности интродуировавшими щелочными сиенитами, и последними проявилось довольно отчетливое взаимодействие, благодаря которому те и другие приобрели черты гибридности, выразившиеся в обогащении щелочных сиенитов плагиоклазом, а габброидов в зонах контактов — калишпатом и гастингситом.

Диориты, сложенные плагиоклазом и бледно-зеленоватым (скорее розовым титанистым) клинопироксеном, встречаются также в дайке, залегающей среди известняков южного контура Ботогольского массива. Простирание дайки СВ 20° , падение очень крутое, до вертикального, мощность 8—10 м. Отношение двух определяющих минералов в породе близко к 1 : 1. Пироксен с $Ng' = 1,737$, $Np' = 1,716$, $2V = +54^\circ$ содержит 33 мол. % диопсида и 67 мол. % геденбергита. Очевидно, светопреломление несколько завышено вхождением титана, поэтому количество геденбергитовой молекулы должно несколько снизиться. Пироксен интенсивно замещается амфиболом. Последний также развивается в виде каемок вокруг вкрапленный окисного железа.

Плагиоклаз в идиоморфных таблицах размером 0,6—0,8 мм имеет основность № 43.

Природа диоритов в этой дайке неясна. Можно лишь допустить, что они возникли за счет сиенитовой магмы при интенсивном метасоматическом обмене между щелочами и кальцием при некоторой общей десиликации сиенитовой магмы. Валовый состав такого диорита приведен в табл. 17 под № 36.

Кроме упомянутых диоритов и габброидов можно условно выделить достаточно пеструю по составу группу пород, иногда приближающихся по ряду признаков к диоритам и монцонитам, но возникших гибридным путем. Такие породы эпизодически встречаются в контактных зонах между комплексом щелочных (реже — нефелиновых) сиенитов и вмещающими известняками или метаморфическими сланцами. Роль жильной фации щелочных пород во вмещающих известняках, как уже отмечал Б. М. Куплетский (1937), сильно преувеличена. Обычно устанавливается достаточно резкая граница между теми и другими. Справедливее говорить об отторжении интродуирующей магмой блоков известняков и обогащении им приконтактных зон. В этих случаях, как и возле ксенолитов известняков, отчетливо проявляется резкое обогащение эндоконтактов сиенитов клинопироксеном, а иногда и сфеном. Порода здесь становится меланократовой. Наряду с каликатровым полевым шпатом изредка появляются небольшие

количества плагиоклаза № 23—27. На месте сненитов возникают типичные малиньиты и даже их меланократовые разновидности, подчас обогащенные кальцитом поздней генерации; последний частично замещает другие минералы, но охотнее всего полевые шпаты.

На южном склоне соседнего к востоку гранитного гольца в зоне его контакта с вмещающими мраморизованными известняками нами встречена крупная глыба породы меланодиоритового (габброидного) состава, более чем наполовину сложенная клинопироксеном (титанистым) с $Ng' = 1,740$, $Np' = 1,714$. Салическая часть представлена плагиоклазом в крупных (до 1—2 мм) таблицах и отмечавшимся в минералогическом обзоре скаполитом (рис. 25).

Обогащение приконтактовых зон щелочных пород клинопироксеном, появление в них кислого плагиоклаза и, наконец, в очень редких случаях—скаполита указывает на существенную миграцию кальция в сторону эндоконтакта. Анализ подобной породы (№ 37 в табл. 17) даст несколько заниженное по сравнению с обычными щелочными породами массива содержание глинозема и заметно повышенное — кальция. Пироксен отсюда, судя по $Ng' = 1,760$, $Np' = 1,730$ и $2V = +69^\circ$, содержит: диопсида 20 мол.%, геденбергита 63 мол.% и эгирина 17 мол.%. Надо оговориться, что в некоторых образцах из этого разреза появляется немного нефелина, что, очевидно, отражает сохранение породой общей повышенной щелочности и вхождение в связи с этим части натрия в эгириновую молекулу реакционно образующегося пироксена. В иных разрезах подобные меланократовые породы содержат преимущественно геденбергитовый (до 80—85 мол.%) пироксен без эгирина. Показатели преломления его снижаются до 1,745 по Ng и 1,722 по Np ; $2V = +60, +62^\circ$.

Последнюю группу, безусловно, следует рассматривать совместно с комплексом щелочных пород в качестве их краевой, приконтактовой фации. Это те же образования, которые Б. М. Куплетский (1937) описал как эндоконтактовые нефелиновые снениты. Остается лишь уточнить, что поскольку периферическая часть Ботогольского массива сложена преимущественно щелочными сненитами, непосредственно контактирующими с известняками, правильнее говорить об эндоконтактовых щелочных и, реже, о нефелиновых сненитах. Их диорито- или монцонитоподобный состав обусловлен некоторым гибридным, т. е. ассимиляцией известняков в процессе внедрения магмы, но не ее дифференциацией.

Щелочные породы левобережья Урика

В самой юго-восточной оконечности изучаемого района, еще в пределах полосы протерозойских известняков, простирающихся к юго-востоку до р. Урика, находится несколько массивов щелочных пород, два из которых имеют относительно крупные размеры. Они располагаются в зоне сочленения гранитов и гранито-гнейсов южного склона Буруктуйского массива с известняками.

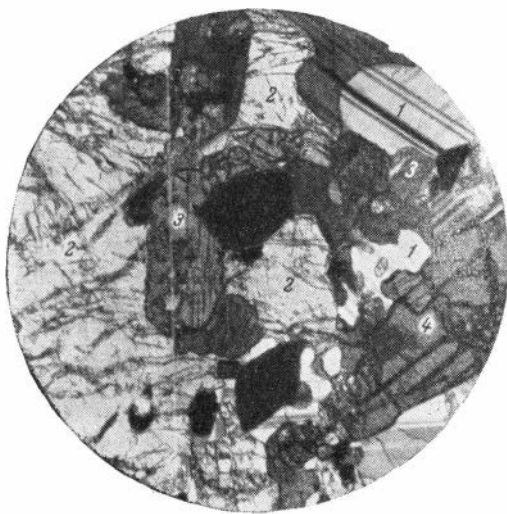


Рис. 25. Скаполитизированный диорит. Обр. 2а/2. Ник. +

1 — плагиоклаз, 2 — скаполит, 3 — окрашенный клинопироксен, 4 — сфен.

Один из массивов щелочных сиенитов достаточно хорошо вскрыт в долине безымянного ручья, впадающего в Урик. Истоки этого ручья, как и истоки другого ручья — притока Хошагола, образовали в узком водораздельном гребне глубокую выемку (пролом), т. е., по существу, перепилили седловинный гребень, создав очень характерную форму рельефа. Истоки обоих ручьев расположены в резко суженном у гребня массиве щелочных сиенитов, которые благодаря своей крупнозернистой структуре гораздо легче разрушаются, чем соседние гранито-гнейсы с севера и нордмаркиты с юга. Щелочные сиениты у водораздела контактируют со сравнительно маломощной (35—40 м) толщей известняков, которые далее к западу исчезают под гольцовым массивом нордмаркитов, простирающимся уже в юго-западном направлении.

Контакт нордмаркитов с известняками находится на левом крутом склоне Урика примерно против устья ручья Хара-Нуурай-Хоолой, вытекающего из оз. Хара-Нур. Известняки имеют крутое падение, и их расчлененная эрозией толща в виде утесовых скал очень рельефно протягивается параллельными грядами вдоль склона. Эта же полоса известняков несколько восточнее несомненно контактирует и с упомянутыми щелочными сиенитами, но из-за плохой обнаженности непосредственные их взаимоотношения устанавливаются не так отчетливо.

Массив нордмаркитов не монолитен. Он расчленен эрозией на две части. Меньшая, северо-восточная, полностью залегает на известняках, которые в свою очередь подстилаются метаморфическими сланцами. Юго-западная, гораздо более крупная его часть имеет, как было отмечено, крутой контакт с известняками по южному контуру, но достаточно полого, под углами порядка 20°, перекрывает известняково-сланцевую толщу на северном Хошагольском склоне. Видимая мощность массива нордмаркитов резко возрастает с северо-востока (80—100 м) к юго-западу (несколько сот метров).

Непосредственная пространственная связь щелочных сиенитов и нордмаркитов четко не устанавливается. В водораздельной части их массивы хотя и сближены, но все же разделены маломощной толщей известняков. Несколько более отчетливо эти взаимоотношения улавливаются на левом склоне упомянутого безымянного ручья. Разрез здесь такой: в самой нижней видимой части, начиная от русла ручья, залегает толща известняков. На них располагаются щелочные пироксеновые сиениты, имеющие здесь мощность до 200 м. Выше щелочных сиенитов уже находятся нордмаркиты с рибекитом.

В разрезе между щелочными сиенитами и нордмаркитами залегает упомянутый выше прослой известняков. Вероятнее всего, это не стратифицированный горизонт, а блок известняков, отчлененный от вмещающей толщи при внедрении сиенитов. Известняк метаморфизован. Он обильно насыщен метаморфогенным пироксеном, бесцветным амфиболом, мусковитом и тонкочешуйчатым графитом. Гипсометрическое положение, таким образом, может служить некоторым указанием на более молодой возраст нордмаркитов по отношению к щелочным сиенитам, но в общем плане щелочного магматизма в Ботогольском и описываемых массивах все это было обязано одному тектоно-магматическому этапу.

Небольшой штокообразный по форме массив щелочных сиенитов встречается в долине р. Хошагола, при впадении в него ручья, истоки которого находятся в районе водораздельного пролома. Он расположен в непосредственной близости к Ботогольскому массиву и, очевидно, служит тем мостиком, который связывает ботогольские щелочные породы с такими же породами по левобережью Урика, поскольку все они размещены на одном тектоническом разломе. Этот разлом хорошо прослеживается на протяжении по меньшей мере 15—20 км и фиксируется цепью выходов щелочных пород. По этому поводу Н. А. Флоренсов (1947) пишет: «Связь Ботоголь-

ского массива с мощным глубоким разломом, вероятно, сбросового типа, подтверждается и распределением родственных с ним небольших граносиенитовых и сиенитовых штоков, расположенных вдоль левобережья р. Урика по контактам известняков, гранитов и гранито-гнейсов. Эти штоки находятся на одной линии субширотного простираия, к которой, между прочим, приурочены выходы кайнозойских базальтов».

Несмотря на многие черты аналогий, между щелочными породами Ботогола и левобережья Урика, отмечаются и существенные их различия.

Если важнейшими признаками ботогольских щелочных пород является, во-первых, их недонасыщенность кремнекислотой и, во-вторых, своеобразный состав фемических минералов, не подчеркивающих агапитность состава исходных магм, то для пород левобережья Урика весьма характерны пересыщенные кремнекислотой щелочные сиениты — нордмаркиты. И в нордмаркитах, и в бескварцевых щелочных сиенитах отмечается качественно иной комплекс фемических минералов — клинопироксен, и амфибол в них принадлежат уже к щелочному ряду.

Салические минералы в щелочных сиенитах представлены только каликатровым полевым шпатом. Альбитовая молекула при этом хорошо выявляется в микропертитовых структурах распада: таблицы калишпата буквально переполнены линзочками альбита. Наряду с микропертитом распада обычные также ленточные структуры пертита замещения. Полевой шпат в большей мере относится к микроклину. Там, где отсутствует микроклиновая решетка, суждение о его сингонии затруднено. Полученные координаты нормали спайности (001) к осям индикатрисы

		<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	
Обр. 200	⊥ сп	84	21	70	$2V = -87,5^\circ$
Обр. 213/2	⊥ сп	86	7,5	84	$2V = -82^\circ$

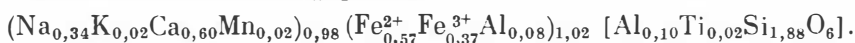
располагаются достаточно далеко от точек крайних членов ортоклаза и микроклина на диаграмме В. В. Никитина и, подобно тому, что наблюдается в Ботогольском массиве, надо допускать существование вместе с триклинными полевыми шпатами неупорядоченных структур с промежуточной степенью триклинности.

Из фемических минералов ведущее место принадлежит клинопироксену. По кристаллооптическим константам: $Ng' = 1,762-1,772$, $Np = 1,736-1,750$, большому углу оптических осей ($2V = +72^\circ$, иногда до $+78^\circ$) и $cNp = 32^\circ$ — это существенно эгиринизированный пироксен. Окрашен минерал в ярко-зеленые цвета по Np , приобретающие бледные желтовато-зеленые тона по Ng . Действительно, имеющийся у нас химический анализ минерала¹ для обр. 159/2 свидетельствует о содержании в нем 33—35 мол. % эгирина (или, точнее, геденбергита — 56 мол. %, эгирина — 33,2 мол. %, молекулы Чермака — 10,8 мол. %):

SiO ₂ — 47,06	Fe ₂ O ₃ — 12,35	MgO — нет
TiO ₂ — 0,89	FeO — 17,02	CaO — 14,03
Al ₂ O ₃ — 3,67	MnO — 0,67	Na ₂ O — 4,34
		K ₂ O — 0,25

Сумма . . . 100,28

Кристаллохимическая формула:



Наиболее обычны трехминеральные калишпат-пироксен-амфиболовые щелочные сиениты (рис. 26).

Амфибол окрашен в густо-зеленые или коричневые тона. Показатели его светопреломления довольно постоянны: $Ng = 1,724-1,726$, $Np' =$

¹ Изготовлен в лаборатории ИГЕМ АН СССР под руководством А. И. Покровской.

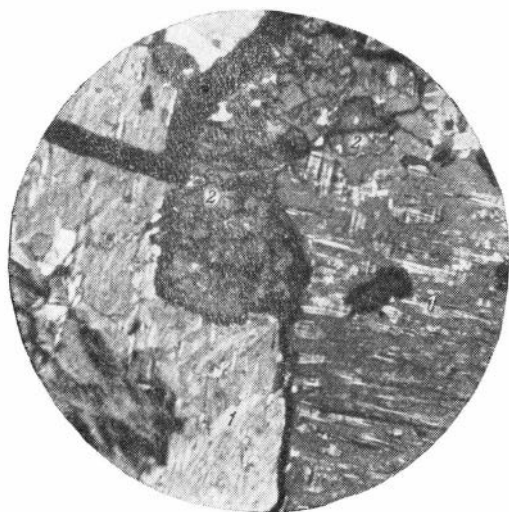


Рис. 26. Щелочной сиенит. Обр. 241/4.
Ник. +

1 — пертитовый каликатровый полевой шпат,
2 — эгиринизированный клинопироксен

= 1,700—1,702. По координатам элементов:

	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>
[001]	90	8	82
⊥ <i>сп</i> (110)	61,5	82,5	30

минерал должен принадлежать гастингситу. Амфибол в отличие от клинопироксена почти ничем здесь не отличается от ботогольского. Биотит представлен красновато-коричневым лешидомеланом с $Ng(Nm) = 1,680$.

Наряду с перечисленными, в щелочных сиенитах и нордмаркитах левобережья Урика встречается очень густо окрашенный в красновато-бурые тона, почти непрозрачный в проходящем свете амфиболоподобный минерал. Полученные для него константы: $Ng' = 1,812$, $Np' = 1,800 \pm 0,003$, угол погасания $cNg = 40^\circ$, наличие

призматической спайности и плеохроизма подобного амфиболу свидетельствуют о принадлежности этого минерала к энигматиту. К сожалению, не удается определить величину угла оптических осей.

Встречается энигматит в этих породах довольно часто, но общее содержание его невелико (3—5%), и извлечь его для изготовления анализа практически невозможно. Он выделяется в виде мелких (0,5—0,8 мм) призматических зерен, чаще в тесной ассоциации с амфиболом или клинопироксеном.

Пироксен щелочных сиенитов иногда по периферии зерен замещается амфиболом, но не обычным гастингситовым, что очень типично для ботогольских пород, а синим, существенно щелочным и, очевидно, близким к рибекиту нордмаркитов. Наблюдается точно такой же процесс замещения синим амфиболом гастингсита либо вдоль трещин спайности, либо отдельными пятнами. Все это создает переходы между щелочными сиенитами и нордмаркитами.

Наиболее индивидуализированные разности нордмаркитов сложены микропертитовым каликатровым полевым шпатом, синим амфиболом, эгирином, энигматитом и кварцем (рис. 27). Количество последнего может достигать 10—15, реже 20%.

Интенсивно-синий (до черного совершенно непрозрачного по *Np* даже в очень тонких шлифах) амфибол, резко плеохроирующий до зеленовато-желтых (грязновато-желтых) тонов по *Ng*, имеет показатели преломления $Ng' = 1,708—1,710$, $Np' = 1,700—1,702$. Угол погасания cNp в разрезах, параллельных удлинению минерала, очень мал и практически близок к нулю. Угол оптических осей ввиду густоты окраски не поддается определению. Удельный вес 3,323.

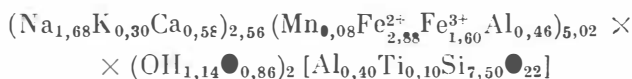
Химический анализ минерала¹ дал такие результаты (обр. 161/3):

SiO ₂ — 48,00	FeO — 21,36	Na ₂ O — 5,56
TiO ₂ — 0,84	MnO — 0,66	K ₂ O — 1,45
Al ₂ O ₃ — 4,70	MgO — нет	H ₂ O — 1,10
Fe ₂ O ₃ — 13,61	CaO — 3,47	

Сумма . . . 100,75

¹ Изготовлен в лаборатории ИГЕМ под руководством А. И. Покровской.

Его красталлохимическая формула



свидетельствует о принадлежности минерала к рибекиту, содержащему некоторый избыток кальция и глинозема, что сближает его с кросситом¹

Ярко-зеленый в штуфе и травяно-зеленый (фисташковый) или совершенно бесцветный в шлифе эгирин имеет $N_g' = 1,812$, $N_p' = 1,767$ и двупреломление порядка 0,045—0,050. Окрашенный минерал отчетливо плеохроирует по схеме: N_p изумрудно-зеленый, N_g золотисто-желтый, почти бесцветный. Двупреломление окрашенного эгирина несколько ниже, чем у бесцветного.

В щелочных сиенитах, в особенности в нордмаркитах левобережья Урика, отмечается относительно повышенное содержание флюорита светло-сиреневой окраски с $N = 1,433$. Выделяется он обычно в виде многочисленных, но очень мелких (сотые доли миллиметра) зерен, хотя иногда образует видимые макроскопически скопления таких зерен.

Таким образом, несмотря на существенные различия щелочных сиенитов и нордмаркитов описываемого района, сказывающиеся прежде всего в том, что первые не содержат свободного кварца, а вторые являются кварцсодержащими, между ними обнаруживается ряд сходных признаков. Так, общим для них является энigmatит, отсутствующий в ботокольских породах. Это подчеркивает особую роль титана. В какой-то мере связующим минералом служит рибекит, частично развивающийся по фемическим минералам щелочных сиенитов, а также существенно эгириновый пироксен. Была встречена также разновидность лейкократовой кварц-полевошпатовой породы типа нордмаркита. Однако вместо рибекита, характерного для нордмаркитов, здесь к участкам, сложным преимущественно кварцем, тяготеют коричнево-бурый амфибол-гастингсит, обычный в щелочных сиенитах района.

Геологические наблюдения, проведенные нами, не дали достоверных сведений о возрастных взаимоотношениях щелочных сиенитов и нордмаркитов этого участка. Учитывая тесную генетическую связь тех и других, которую отмечали прежние исследователи (Флоренсов, 1947) и подтверждают наши работы, следует рассматривать эти образования в качестве производных одного общего этапа магматической деятельности.

Очевидно, характер минеральных ассоциаций и течение процессов минералообразования определялись в подобных щелочных комплексах прежде всего поведением щелочей. Процесс был направлен в сторону последовательного возрастания щелочности расплава, причем существенное значение при этом имело соотношение между калием и натрием на разных этапах раскристаллизации магматического очага.

Ряд признаков — преобладающее количество натрийсодержащих минералов в системе по сравнению с калиевыми (из последних здесь содержится только микропертитовый полевой шпат), частичное замещение полущелочных фемических минералов щелочными, наконец весьма интенсивная альбитизация полевого шпата, проявившаяся на более поздних этапах, т. е. при постмагматической деятельности, свидетельствуют о значительно большем влиянии на процессы минералообразования именно натрия, чем калия. Последний после связывания глинозема в полевошпатовую молекулу на самых ранних этапах кристаллизации магмы в дальнейшем ведет себя пассивно, и большинство реакций осуществляется путем перераспределения глинозема из полевого шпата при чрезвычайно активизировавшемся потенциале натрия. Глинозем в эту стадию исполь-

¹ Ниже, в расчетах реакций мультисистем для упрощения принято название рибекит.

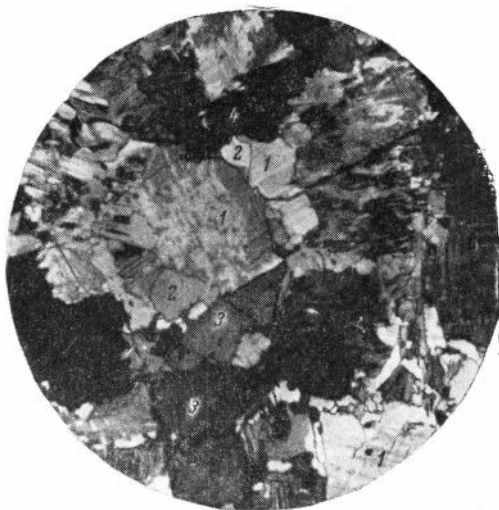


Рис. 27. Нордмаркит. Обр. 214/1. Ник. +
1 — калинастровый полевой шпат, 2 — кварц,
3 — рибекит, 4 — эгирин

зуются преимущественно фемическими минералами: рибекитом, гастингситом, частично биотитом.

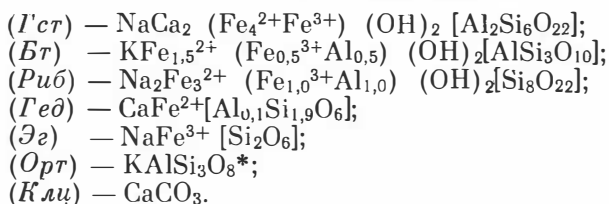
Альбитизация калинастрового полевого шпата осуществляется позднее, после связывания натрия вместе с железом в фемических минералах. Поэтому мы исключаем альбит при рассмотрении ранних этапов минералообразования. Для некоторого упрощения расчетов приходится пренебречь даже той альбитовой молекулой, которая содержится в калинастровом полевоом шпате в виде микропертита распада, равно как и теми несущественными количествами калия, которые выявлены химическими анализами в фемических минералах (кроме биотита). Приняв относительно высокую подвижность титана, с той же целью мы исключаем его из состава фемических минералов.

Комплекс щелочных пород левобережья Урика, среди которых основное место принадлежит щелочным сиенитам, относится к составам, насыщенным кремнекислотой. Содержание SiO_2 в них превышает 60% (табл. 17, № 41—43). Однако в щелочных сиенитах свободный кварц не выделяется и характеристика Q близка к нулю. Весь кремнезем связывается в силикатах, преимущественно в калинастровом полевоом шпате. Только в нордмаркитах, для которых фиксируются несколько меньшие, чем в щелочных сиенитах, количества глинозема и щелочей, относительный избыток кремнезема выделяется в виде кварца.

Учитывая, что между нордмаркитами и щелочными сиенитами существует гамма переходных разностей, и то, что кроме некоторых общих связующих минералов отчетливо устанавливается замещение полущелочных минералов типоморфными щелочными, мы можем рассмотреть поведение системы и все разнообразие ее минеральных ассоциаций, исходя из предположения, что определяющая роль принадлежит щелочам.

Для системы в целом характерен такой относительно многоминеральный комплекс: калинастровый полевой шпат (*Орт*), гастингсит (*Гст*), рибекит (*Риб*), эгирин (*Эг*), эгирин-геденбергит (*Гед*), биотит (*Бт*); в качестве самостоятельной фазы в щелочных сиенитах может присутствовать кальцит, а в нордмаркитах вместо него — кварц.

Учитывая реальные составы анализированных рибекита и клинопироксена для описываемых пород, а биотита и гастингсита — для щелочных пород Ботогольского массива, в дальнейших расчетах мы принимаем такие их несколько упрощенные формулы:



* Истинное количество натрового компонента в полевоом шпате мы не знаем, так как минерал существенно альбитизирован.

За исключением MgO , содержание которого в породах и породообразующих минералах практически неощутимо, остальные компоненты располагаются в порядке убывания химической активности в следующий ряд:

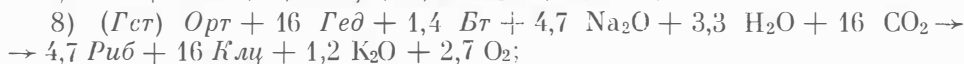
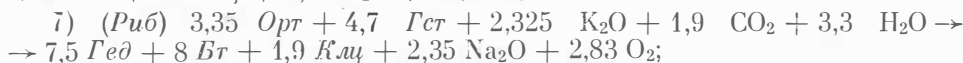
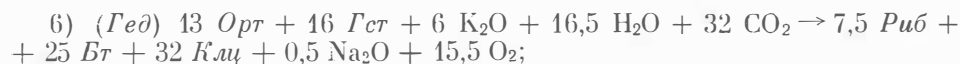
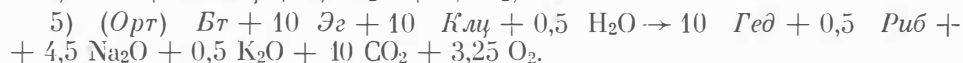
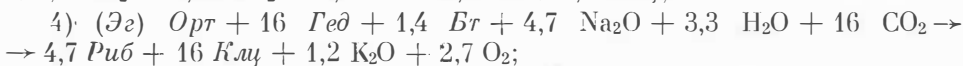
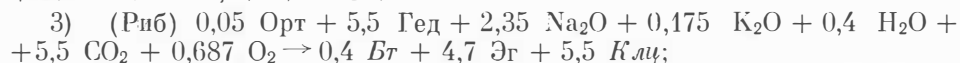
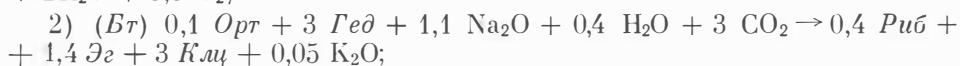
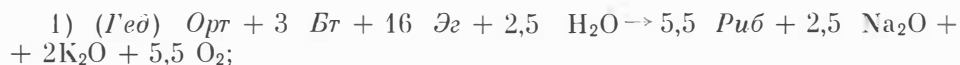


Щелочи, вода и CO_2 относятся к вполне подвижным компонентам системы; SiO_2, Fe и Al_2O_3 составляют категорию виртуальных инертных компонентов. Очевидно, CaO как компонент избыточный в щелочных сиенитах должен быть учтен вместе с виртуальными инертными компонентами. Последовательным исключением из системы одного минерала, при заданных температуре и давлении, получаем ряд шестиминеральных невариантных узлов ($n = 4 + 2 - 6 = 0$). Моновариантные соотношения в каждом таком узле определяются пятиминеральной ассоциацией ($n = 4 + 2 - 5 = 1$).

В составе наших фемических минералов содержится иногда значительное количество титана (0,8—0,9% в эгирин-геденбергите и рибеките и даже 1,7% в гастингситах). Очевидно, он весь используется в реакциях минералообразования в результате перераспределения. Однако, учитывая то, что в эгидматите содержание титана в среднем достигает 8 вес. %, мы должны допускать также привнос в систему TiO_2 извне, т. е. принимать для него достаточно высокую степень подвижности.

Почти полное использование железа в фемических минералах, объясняемое, как в случае ботогольских пород, его большой инертностью, не сопровождается выпадением его в виде окисных соединений (гематита или магнетита). Даже в аксессуарных количествах эти минералы встречаются весьма редко. Вместе с тем соотношение окисного и закисного железа в фемических минералах разного состава заметно варьирует. Поэтому приходится считать, что определяющим моментом был изменяющийся в системе потенциал кислорода, и привлекать обычно очень небольшие его количества для окисления части закисного железа в тех реакциях, где это необходимо.

Из общего числа рассчитанных реакций для шести узлов (исключая седьмой, без избыточного компонента, т. е., по существу, мнимый узел) стабильную мультисистему образуют лишь четыре из них. Реакции минералообразования в последних протекали по схеме:



9) (*Бт*) $2,7 \text{ Опр} + 25 \text{ Гед} + 1,4 \text{ Гст} + 7,3 \text{ Na}_2\text{O} + 26,4 \text{ CO}_2 + 6,6 \text{ H}_2\text{O} + 1,07 \text{ O}_2 \rightarrow 8 \text{ Руб} + 26,4 \text{ Клу} + 1,35 \text{ K}_2\text{O}$;

10) (*Опр*) $13 \text{ Гед} + 2,7 \text{ Бт} + 3,85 \text{ Na}_2\text{O} + 1,65 \text{ H}_2\text{O} + 11 \text{ CO}_2 + 0,42 \text{ O}_2 \rightarrow 3,35 \text{ Руб} + \text{Гст} + 11 \text{ Клу} + 1,35 \text{ K}_2\text{O}$.

[*Гед*]

11) (*Руб*) $4 \text{ Опр} + 5,5 \text{ Гст} + \text{Na}_2\text{O} + 3 \text{ K}_2\text{O} + 4,5 \text{ H}_2\text{O} + 11 \text{ CO}_2 + 1,75 \text{ O}_2 \rightarrow 7,5 \text{ Эг} + 10 \text{ Бт} + 11 \text{ Клу}$.

12) (*Гст*) $\text{Опр} + 3 \text{ Бт} + 16 \text{ Эг} + 2,5 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 5,5 \text{ Руб} + 2,5 \text{ Na}_2\text{O} + 2 \text{ K}_2\text{O} + 5,5 \text{ O}_2$;

13) (*Бт*) $4 \text{ Опр} + 3 \text{ Гст} + 25 \text{ Эг} + 7 \text{ H}_2\text{O} + 6 \text{ CO}_2 \rightarrow 10 \text{ Руб} + 6 \text{ Клу} + 4 \text{ Na}_2\text{O} + 2 \text{ K}_2\text{O} + 4,5 \text{ O}_2$;

14) (*Эг*) $13 \text{ Опр} + 16 \text{ Гст} + 6 \text{ K}_2\text{O} + 16,5 \text{ H}_2\text{O} + 32 \text{ CO}_2 \rightarrow 7,5 \text{ Руб} + 25 \text{ Бт} + 32 \text{ Клу} + 0,5 \text{ Na}_2\text{O} + 15,5 \text{ O}_2$;

15) (*Опр*) $4 \text{ Бт} + 13 \text{ Эг} + 2 \text{ Клу} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Гст} + 4 \text{ Руб} + 2 \text{ Na}_2\text{O} + 2 \text{ K}_2\text{O} + 2 \text{ CO}_2 + 2,5 \text{ O}_2$.

[*Опр*]

16) (*Гед*) $4 \text{ Бт} + 13 \text{ Эг} + 2 \text{ Клу} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Гст} + 4 \text{ Руб} + 2 \text{ Na}_2\text{O} + 2 \text{ K}_2\text{O} + 2 \text{ CO}_2 + 2,5 \text{ O}_2$;

17) (*Руб*) $4 \text{ Гед} + 1,7 \text{ Na}_2\text{O} + 0,1 \text{ K}_2\text{O} + 0,25 \text{ H}_2\text{O} + 3,9 \text{ CO}_2 \rightarrow 3,35 \text{ Эг} + 0,05 \text{ Гст} + 0,2 \text{ Бт} + 3,9 \text{ Клу} + 0,77 \text{ O}_2$;

18) (*Гст*) $\text{Бт} + 10 \text{ Эг} + 10 \text{ Клу} + 0,5 \text{ H}_2\text{O} \rightarrow 10 \text{ Гед} + 0,5 \text{ Руб} + 4,5 \text{ Na}_2\text{O} + 0,5 \text{ K}_2\text{O} + 10 \text{ CO}_2 + 3,25 \text{ O}_2$.

19) (*Бт*) $4 \text{ Гед} + 1,6 \text{ Na}_2\text{O} + 0,3 \text{ H}_2\text{O} + 3,8 \text{ CO}_2 + 0,65 \text{ O}_2 \rightarrow 2,7 \text{ Эг} + 0,2 \text{ Руб} + 0,1 \text{ Гст} + 3,8 \text{ Клу}$;

20) (*Эг*) $13 \text{ Гед} + 2,7 \text{ Бт} + 3,85 \text{ Na}_2\text{O} + 1,65 \text{ H}_2\text{O} + 11 \text{ CO}_2 + 0,42 \text{ O}_2 \rightarrow 3,35 \text{ Руб} + \text{Гст} + 11 \text{ Клу} + 1,35 \text{ K}_2\text{O}$.

Обращаясь к диаграмме рис. 28, можно заметить вполне естественное расположение трех узлов; безэгириновый неустойчив при низких потенциалах натрия, а безортотлазовый — калия. В то же время для ассоциаций с геденбергитом требуются относительно низкие потенциалы натрия, так как пироксен слабо эгиринизирован и не зависит от потенциалов калия. Ассоциации в безгастингситовом узле, очевидно, наиболее устойчивы при высоких потенциалах калия.

В случае самой низкой химической активности натрия наиболее распространены такие четырехминеральные (включая кальцит) ассоциации, как ортоклаз + геденбергит + гастингсит (биотит, вероятно, неустойчив) (поле 11). С увеличением потенциала калия появляется еще одна обычная для нашего случая ассоциация ортоклаз + геденбергит + биотит. Последняя при этом занимает очень обширное поле 7. Все они отражают состав обычных щелочных сиенитов левобережья Урика, занимающих одно из главенствующих мест среди комплекса щелочных пород этого района.

С течением времени, по мере активизации натрия, наступающей при истощении калия на образование ведущего среди алюмосиликатов полевого шпата, характер ассоциаций резко меняется. Так, на некотором уровне повышающегося потенциала натрия геденбергит, реагируя с ортоклазом, образует щелочной амфибол — рибекит (поле 6), а позднее — даже рибекит с эгирином (поле 9).

Дальнейшее повышение потенциала натрия вызывает процесс, необычный для щелочных пород иных районов, бассейна р. Оки, прежде всего для Ботогольского массива, и его следует отметить особо. Как указывалось, в щелочных породах Ботогольского массива независимо от

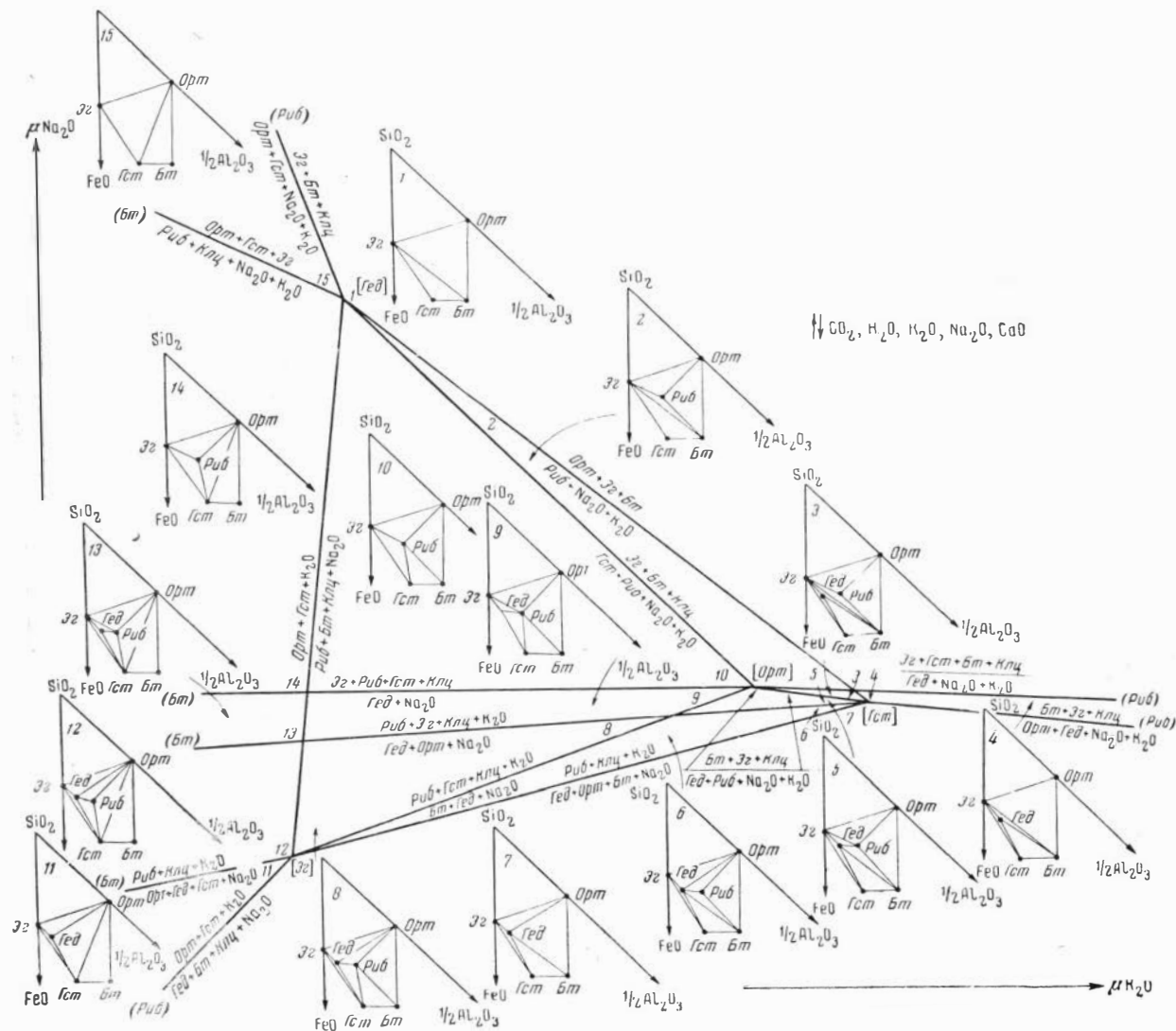


Рис. 28. Парагенетические взаимоотношения минералов в системе $\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ в зависимости от химических потенциалов щелочей (щелочные породы левобережья Урика)

вариаций в их минералогическом составе, калинатровый полевой шпат в ассоциации с геденбергитовым пироксеном сохраняет во всех случаях наибольшую устойчивость.

Здесь же на определенном этапе кристаллизации полностью исчезает геденбергит с разложением его преимущественно на эгирин и ничтожно малые количества рибекита и гастингсита. Аналогичная же реакция протекает правее безортотлазового узла, с той лишь разницей, что при повышенных потенциалах калия рибекит не образуется, а вместо него появляется биотит. Линия разложения геденбергита практически направлена параллельно оси абсцисс (μ K_2O) и проходит через узел [Oрт] и его безбиотитовый и безрибекитовый лучи. Выше этой линии располагается одно из обширных полей (10) с характерной для наших нордмаркитов ассоциацией ортоклаз + рибекит + эгирин. Такие же парагенезисы существуют в полях 2, 3, 5, 9, 13 и 14.

Переходную группу между типичными щелочными сиенитами и рибекит-эгириновыми нордмаркитами (поле 10 и др.) составляют породы полей 6 и 8, где эгирин еще не появляется, но наряду с типоморфными минералами щелочных сиенитов присутствует рибекит (см. реакцию 4).

Распространение нордмаркитов, судя по диаграмме, имеет достаточно широкий ареал, поскольку оно определяется областью устойчивого существования рибекита. Эта область, широкая в левой части диаграммы, резко выклинивается в сторону повышения потенциалов калия и ограничивается ломаной линией, проходящей через узлы [Эг] — [Гст] — [Гед] и соответствующие безбиотитовые лучи. Для образования рибекита, следовательно, требуются вполне определенные условия: он становится неустойчивым либо при низком потенциале одного натрия, либо при одновременно высоких потенциалах натрия и калия.

Касаясь описываемых пород, следует отметить, что наиболее распространены в районе Урика породы, развитые в полях устойчивости геденбергита, а затем нордмаркиты в своем наиболее типичном составе.

Суждение о том, насколько далеко зашел процесс повышения потенциала натрия, весьма затруднено, поскольку ассоциации, свойственные полям 1 и 15, выражены неярко. Иначе говоря, ортоклаз-гастингситовые и ортоклаз-биотитовые ассоциации здесь вполне правомочны, но эгирин в связи с ними встречен не был. Последний, как правило, развивается в щелочных сиенитах лишь в оторочках по геденбергиту. А так как в подобных полях уже устойчив сам геденбергит, то, следовательно, процесс повышения потенциала натрия до уровня, когда наступает разложение рибекита и образование эгирина без геденбергита (правее линии [Гст] — [Гед], еще не дошел. Надо полагать, что он приостановился в области рибекитсодержащих нордмаркитов.

Закономерности минералообразования в магматических породах высокой железистости в зависимости от изменения химических потенциалов щелочей рассмотрел В. С. Соболев (1949, рис. 42). Он отмечает, что ассоциации с рибекитом и эгирином в присутствии калинатрового полевого шпата возникают при относительно высоких потенциалах щелочей, но все же их поля располагаются ниже полей устойчивости нефелинсодержащих пород и при гораздо более низких потенциалах натрия, чем это необходимо для образования арфведсонита.

В щелочных породах левобережья Урика отсутствуют ассоциации с арфведсонитом. Следовательно, их еще нельзя относить к ряду производных ультращелочных составов магм.

Возвращаясь к полям 1 и 15 рис. 28, можно заметить, что при условии высоких потенциалов обеих щелочей здесь, в сущности, можно было бы допускать существование в ассоциации с ортоклазом и эгирином также и нефелина, поскольку щелочные сиениты не содержат свободного кварца. Однако эти сиениты, как следует из химических анализов, кристаллизова-

лись из магм, вполне насыщенных SiO_2 . Выпадение свободного кварца в нордмаркитах объясняется лишь относительной пересыщенностью кремнеземом, так как при некотором дефиците глинозема по сравнению с щелочными сиенитами (ср. в табл. 17 анализ 43 с анализами 41—42) и при общей высокой железистости магмы возникал некоторый избыток щелочей, вынужденных связываться не в калинатовом полевоом шпате (главнейшем потребителе SiO_2), а в фемических минералах.

Лишь дальнейшая резкая десиликация магмы, безотносительно к тому, каким из процессов она была обусловлена, сопровождаемая высоким окислительным потенциалом, могла привести к образованию нефелиновых сиенитов, содержащих (вместо свойственного ботогольским породам геденбергита) чисто эгириновый пироксен. Свою устойчивость при этом мог бы также сохранить гастингсит.

Образование нефелиновых сиенитов с эгирином могло быть здесь вызвано двумя причинами: либо резким повышением активности щелочей (прежде всего натрия) в расплаве, либо существенной десиликацией магмы при одновременном повышении окислительного потенциала для перевода значительной части железа в окисную форму.

Ни одно из этих условий, очевидно, соблюдено не было. Содержание щелочей в расплаве, давшем щелочные породы Урика, составляет в среднем 10—12%, т. е. оно примерно такое же, как и в породах Ботогола¹, и в целом заметно ниже, чем это отмечается для эгиринсодержащих нефелиновых сиенитов.

Если для Ботогольского комплекса пород на первый план выступает десиликация гранитной или граносиенитовой магмы (см. ниже), то происхождение щелочных пород описываемого района никак нельзя объяснить подобным путем, поскольку они относятся к составам, насыщенным кремнекислотой.

Несмотря на то, что щелочные породы левобережья Урика в ряде случаев непосредственно контактируют с известняками, а также содержат их ксенолиты и блоки (правда, в гораздо меньшем количестве, чем на Ботоголе), нами не было обнаружено сколько-нибудь существенное взаимодействие этих разнородных пород. Известняки испытывают лишь незначительный приконтактный термометаморфизм, проявившийся в образовании амфибола, граната и мусковита. Однако это те же явления, которые наблюдались нами в многочисленных разрезах на Ботоголе и на контактах щелочно-земельных гранитоидов с известняками в иных частях исследуемого района.

В отличие от Ботогольских щелочных пород в породах левобережья Урика отсутствует высокотемпературный кальцит ранних генераций в виде пойкилитовых включений в других порообразующих минералах.

По существу, породы Урика — это кварцевые сиениты (реже — граносиениты), в которых вместо обычных фемических минералов при высокой исходной щелочности магм, вероятнее всего — их остаточных порций, кристаллизовались рибекит (кроссит) и эгирин. Одно из возможных объяснений генетической связи щелочных пород районов левобережья Урика и Ботогола в какой-то мере вытекает из рассмотрения следующей мультисистемы (см. ниже), где в схематическом виде скомпонованы обе рассмотренные ранее системы (см. рис. 16 и 28).

Определенная последовательность (этапность) внедрений вначале щелочных сиенитов, а затем нефелиновых сиенитов и постепенное смещение все более щелочных разновидностей пород с юго-востока на северо-запад для собственно Ботогольского массива особо подчеркивает В. П. Солопенко (1951, стр. 348). При этом он исходит из чисто геологических наблюдений.

¹ Мы не имеем возможности учесть при этом некоторое повышение содержания натрия в результате послемагматической альбитизации тех и других пород.

Не находя возможным придерживаться в точности стратиграфической схемы, выработанной В. П. Солоненко для щелочного комплекса Ботогола, заметим, что отмеченная автором тенденция действительно существует. Это представление, очевидно, следует распространить на район левобережья Урика, где щелочные породы, в частности щелочные сиениты, в виде цепочки относительно мелких массивов расположены в той же зоне разлома, что и Ботогольский массив.

Вероятнее всего, первыми в комплексе щелочных образований Урик-Ботогольского района внедрились порции собственно щелочных, насыщенных кремнеземом магм крайнего юго-восточного участка. Магмы Ботогольского массива, давшие щелочные и нефелиновые сиениты, внедрились позднее, после того как их состав был значительно изменен в сторону еще большего повышения относительной щелочности в результате ассимиляции известковистого материала и возросшего отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$. Этот процесс сопровождался образованием вслед за щелочными также и нефелиновых сиенитов.

Интересно проследить в чисто теоретическом плане путь изменения процесса минералообразования в щелочных породах упомянутых выше двух рядов: насыщенных кремнеземом щелочных сиенитов (и нордмаркитов) и резко педонасыщенных SiO_2 нефелиновых сиенитов, развитых в районе Ботогола — Урика.

Надо однако оговориться, что увязка между собой таких систем, где в одном случае в качестве избыточного виртуального компонента выступает SiO_2 а в другом — CaO , чрезвычайно сложна. Поэтому мы ограничимся рассмотрением частного случая, т. е. такой системы, в которой наряду с минералами, свойственными не только щелочным, но подчас и щелочно-земельным породам (геденбергит, гастингсит, калинатовый полевой шпат), присутствует комплекс сугубо щелочных минералов (нефелин, рибекит, эгирин). Два последних характерны для нордмаркитов, но они же изредка появляются и в щелочных бескварцевых сиенитах левобережья Урика. Это отражено и в повышенном содержании эгиринового компонента в клинопироксене, и в прямом замещении кристаллов пироксена эгирином, а кристаллов гастингсита — рибекитом.

Для расчета реакций приняты те же составы химических минералов, что и в предыдущей системе (см. рис. 28). При этом были исключены из рассмотрения биотит, не являющийся определяющим минералом в изучаемых породах, и гранат. Анализируя семиминеральную систему (включая избыточный кальцит) и оставляя тот же ряд подвижности компонентов, рассчитываем все возможные реакции минеральных равновесий, обусловленные химической активностью вполне подвижных щелочей.

Не приводя здесь расчетов реакций минеральных превращений, поскольку они в принципе подобны таковым в предыдущих системах, оговоримся, что присутствие лишь одного калийсодержащего минерала (ортоклаза) приводит к тому, что все безортоклазовые лучи направлены горизонтально, а сам безортоклазовый узел вырождается.

Стабильная мультисистема образована четырьмя узлами (рис. 29). В связи с тем, что для калинатового полевого шпата и геденбергитового пироксена для упрощения приняты нормативные формулы, тогда как в их реальных составах иногда содержатся существенные количества натрия, общая конфигурация рисунка получилась заметно вытянутой субпараллельно оси абсцисс. Поэтому для наглядности и приближения к действительности мы произвольно несколько изменили углы между узловыми точками, придав системе большую компактность.

На рис. 29 видно закономерное расположение точек: безэгириновые ассоциации наиболее устойчивы при низких потенциалах Na_2O , но роль эгирина повышается по мере возрастания активности натрия. Противоположная картина отмечается для ассоциаций с геденбергитом. После

некоторого, практически горизонтального уровня, достигнутого при повышении $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и определяемого лучами (*Орт*) — (*Риб*), геденбергит начинает разлагаться (конечно, при условии достаточно высокого потенциала O_2 , который, очевидно, в нашем случае не достигался).

Ассоциации безнефелиновые, т. е., по существу, щелочные сиениты безрибекитовые или с рибекитом (и, вероятно, безэгириновые нордмаркиты), сосредоточены в основном в правой нижней части диаграммы (поля 4 и 5). Существование широко распространенных на Ботоголе нефелиновых сиенитов (поле 9) вполне возможно даже при относительно низких потенциалах натрия, но и одновременно достаточно низких потенциалах K_2O . Это обычные здесь пироксеновые и пироксен-гастингситовые нефелиновые сиениты с ортоклазом. При некотором дальнейшем повышении потенциала натрия в процесс кристаллизации нефелиновых сиенитов может появиться рибекит. Образование его по периферии зерен гастингсита иногда наблюдается в ботогольских породах. Такой процесс должен соответствовать полям 8 и 10.

Поля устойчивых ассоциаций с рибекитом ограничены ломаной линией, проходящей через узлы [*Э*2] — [*Неф*] — [*Гед*]. Очевидно, устойчивость рибекита возможна при строго определенных значениях потенциала натрия, так как за пределами некоторого уровня повышения или понижения последнего минерал разлагается. Вероятнее всего, в поле 1 наряду с эгирином должен быть устойчив не столько гастингсит, сколько арфведсонит, но поскольку он нами здесь не встречен, в расчет реакций этот минерал не включен.

Эгириносодержащие парагенезисы могут возникать при относительно высоких потенциалах натрия. Щелочные безнефелиновые сиениты с эгирином при этом устойчивы при высоком потенциале K_2O (поля 2, 3 и 6), а при существенном понижении последнего должны появиться нефелиносодержащие породы с комплексом типоморфных щелочных минералов (поля 7—11, 12—14).

Данная диаграмма позволяет сделать некоторые суждения в отношении направленности процесса минералообразования в щелочных породах. Общая его тенденция остается такой же, какую мы наблюдали в Ботогольском массиве, т. е. процесс образования щелочных пироксеновых сиенитов сменяется возникновением нефелиновых сиенитов (справа — вверх — налево, см. пунктирные стрелки на рис. 16 и 29). Однако в последнем случае отмечается некоторое осложнение, связанное с появлением пород типа щелочных сиенитов и нордмаркитов Урика.

Допуская процесс последовательной десиликации щелочно-земельной магмы с образованием щелочных пород, логичнее предположить, что первыми возникают кварцсодержащие (нордмаркиты) или бескварцевые щелочные сиениты урикского типа. Дальнейшая десиликация как будто должна была привести к возникновению сначала щелочных, а затем и нефелиновых сиенитов ботогольского типа. Судя же по диаграмме (рис. 29), картина представляется несколько иной. Обычные щелочные сиениты (ортоклаз-геденбергитовые, иногда с гастингситом) поля 4 в условиях относительного снижения потенциала K_2O даже при еще достаточно низком потенциале натрия, сменяются нефелиновыми сиенитами с тем же набором феррических минералов (поле 9), к которым иногда могут добавляться новообразования рибекита (поля 8 и 10). Для образования рибекитовых (поле 5), а тем более эгириновых безнефелиновых щелочных сиенитов типа урикских (поля 2, 3, 6), очевидно, требуется не только относительное, но и абсолютное повышение содержания натрия в расплаве при еще достаточно высоком содержании K_2O , что мы и видим из валового анализа пород № 41 и 42 в табл. 17.

Следовательно, если появление щелочных пород Ботогольского массива обусловлено прежде всего десиликацией граносиенитовой магмы при

сохраняющемся общем балансе щелочей, то в породах Урика возникновение типично щелочных минералов (рибекита и эгирина) уже никак нельзя объяснить недонасыщенностью магмы кремнекислотой. Только возрастание количества щелочей до 12—13% приводит к появлению щелочных минералов в кварцсодержащих сиенитах.

Очевидно, процесс формирования щелочных пород в районе Ботогола — Урика протекал двумя несколько различными путями. Так, при одном и том же исходном граносиенитовом составе расплава, давшем основную массу ортоклаз-геденбергитовых (часто с более поздним гагпинситом) щелочных сиенитов, в случае понижения потенциала калия и соответственно увеличения вследствие десиликации магмы потенциала натрия наряду со щелочными становится возможной кристаллизация нефелиновых сиенитов (Ботогольский массив). Возрастание потенциала натрия при остающемся высоком потенциале калия сопровождалось образованием щелочных сиенитов либо с существенно эгиринизированным геденбергитом, либо с рибекитом и даже с эгирином. Поскольку расплав здесь оставался насыщенным (а иногда и пересыщенным) кремнеземом, нефелин, естественно, возникнуть не мог.

Таким образом, поля, расположенные правее линии [Эз] — [Гед] и безрибекитовых лучей этих точек, характеризуют область устойчивого существования щелочных сиенитов и нордмаркитов, а расположенные левее ее — область распространения нефелиновых сиенитов. Для Ботогола и Нюргана процесс, очевидно, не поднялся выше линии разложения геденбергита, точнее — даже не достиг линии [Гст] — [Неф], когда уже в нефелиновых сиенитах становится возможным появление эгирина.

Щелочные породы хр. Нюрган

Геологическая обстановка северо-западной части изучаемого района, где вновь появляются щелочные породы, — в бассейнах нижнего течения рек Сенцы и Жом-Балока в какой-то мере уподобляется обстановке в Ботогольском районе, хотя и тот и другой расположены в противоположных частях Окинской структуры, сложенной преимущественно известняковой толщей монгошинской свиты (или свиты В₂ по С. В. Обручеву), и удалены друг от друга более чем на 100 км.

В комплексе геологических образований, слагающих северо-западную оконечность Окинской структуры, наряду с более древними изверженными породами верхнего протерозоя — нижнего палеозоя (преимущественно гранитами и диоритами) весьма большое место занимают более молодые, среднепалеозойские интрузии граносиенитов, относимые к огнищскому комплексу. Граниты и главным образом граносиениты слагают обширные поля, в особенности в междуречье Сенцы и Жом-Балока и по левобережью последней.

Вдоль южного контура массивы граносиенитов контактируют с известняками монгошинской свиты или метаморфическими сланцами, а частично — и с более древними изверженными породами. Северный их контакт находится уже в зоне Главного антиклинория Восточного Саяна, сложенного метаморфическими породами протерозоя и архея (С. В. Обручев, 1942).

Наибольший интерес представляет массив изверженных пород хр. Нюрган, образующий водораздел Сенцы и Бурят-Гола. Изверженные породы массива, располагающиеся в водораздельной части хребта, имеют довольно сложную конфигурацию. При общем северо-западном простирании они в своей крайней северо-западной части круто изгибаются к югу, образуя относительно узкий гребень в толще вмещающих известняков.

В петрографическом отношении породы массива разнородны. Так, в восточной части хребта развиты преимущественно нормальные по со-

ставу щелочно-земельные сиениты и диориты, содержащие из фемических минералов бесцветный неагиринизированный клинопироксен и биотит. Эти породы имеют палеотипный облик. В них иногда интенсивно развиваются бесцветный амфибол типа тремолита, эпидот и пелитовые продукты по полевым шпатам; заметна также альбитизация. Подобные же диоритовые породы, в которых из фемических минералов обычно преобладает роговая обманка, слагают упомянутую изогнутую к югу оконечность массива. В обоих пунктах это щелочно-земельные породы, обнажающиеся в наиболее пониженных гипсометрически частях хребта.

По мере продвижения к северо-западу от р. Оки в центральной седловинной части хребта появляются граносиениты и граниты с явно щелочным уклоном. В них кроме калинатрового полевого шпата отмечается присутствие лишь вторичного альбита, а из фемических минералов обычен биотит; реже появляется амфибол.

Наиболее возвышенная гипсометрически северо-западная часть хребта сложена комплексом щелочных пород, среди которых развиты щелочные сиениты, нефелиновые сиениты и в гораздо меньшей степени — нордмаркиты. Определения точного местоположения каждой из упомянутых разновидностей щелочных пород и их оконтуривание весьма сложны; в особенности это касается нордмаркитов. Несмотря на открытый рельеф в водораздельной гольцовой части хребта, все его склоны представляют собой сплошные поля крупноглыбовых россыпей, поэтому не всегда есть уверенность в документировании несомненно коренных выходов в той или иной точке.

Тем не менее общий план размещения в пространстве отдельных типов и разновидностей пород выявляется совершенно отчетливо. При продольном и поперечном профилировании хребта устанавливается смена щелочно-земельных пород, расположенных в самых низах разреза, сначала субщелочными, а затем щелочными породами. В числе последних нефелиновые сиениты относятся к наиболее поздним по возрасту образованиям.

Контакты щелочных пород массива с вмещающими граносиенитами, а последних с известняково-сланцевой толщей выявляются довольно отчетливо, в особенности в срединной его части. Так, по юго-западным склонам, со стороны Бурят-Гола гранитоиды контактируют с известняками, утесовые обнажения которых в ряде случаев непосредственно примыкают к интрузивному массиву. С северо-восточной стороны изверженные породы контактируют с толщей метаморфических сланцев шоколадно-черного цвета. В стратиграфических схемах района они, подобно известнякам, относятся к протерозою.

Главное внимание мы уделяли изучению контактов и приконтактовых зон граносиенитов с известняками с целью попытаться выявить масштабы возможной ассимиляции интрузирующей кислой магмой карбонатного материала и характера изменения при этом ее состава. Хребет Нюрган в этом отношении — благоприятный объект, поскольку здесь имеется значительное количество хорошо вскрытых эрозией обнажений, где представляется возможность подробно проследить разрезы через экзо- и эндоконтактовые зоны.

Схематический геологический разрез хр. Нюрган изображен на рис. 30. Контакт изверженных пород с известняками имеет сильно извилистую конфигурацию, так как отдельные крупные блоки известняков в ряде случаев вклиниваются между изверженными породами, а в юго-восточной части водораздела даже расчленяют их. С другой стороны, интрузивные породы иногда в виде глубоких затеков проникают в толщу известняков. В общем плане плоскость южного контакта наклонена очень круто, а подчас даже вертикальна.

Контакт на более пологом северо-восточном склоне большей частью скрыт под обширными делювиальными глыбовыми россыпями, поэтому

характер взаимоотношений вмещающих метаморфических пород с граносиенитами не выяснен. Однако для нас он не представляет большого интереса, поскольку здесь трудно ожидать каких-либо существенных приконтактовых явлений.

В кальцитовых известняках (для кальцита $Ng = 1,666 \pm 0,001$, $Np' = 1,495$) приконтактовой толщи, как правило, почти никакие новообразования не обнаруживаются. Лишь в блоках известняков, зажатых среди интрузивных пород водораздельной части, иногда появляются единичные зерна бесцветного клинопироксена с воластонитом или оли-

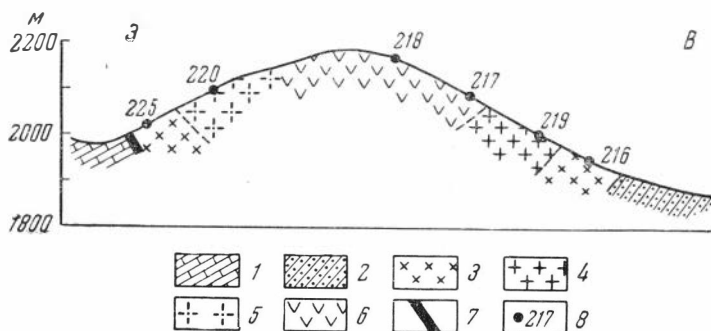


Рис. 30. Геологический разрез хр. Нурган.

1 — известняки, 2 — метаморфические сланцы, 3 — граносиениты, 4 — щелочные пироксеновые сиениты, 5 — щелочные биотитовые сиениты, 6 — нефелиновые сиениты, 7 — приконтактовые габброидные породы, 8 — точки обнажений

вином. Наряду с ними, но чаще в безволастонитовых участках породы сохраняются редкие мелкие зерна, вероятнее всего, терригенного кварца. Отсутствие здесь воластонита заставляет допускать относительно низкие температуры в контактах.

В зоне эндоконтакта, измеряемой обычно 2—3 м, отмечается существенная базификация граносиенитов. Так, в непосредственном контакте с известняком находится почти мономинеральный пироксенит, обильно насыщенный сфеном и апатитом. В 20—25 см от контакта в подобной же преимущественно пироксеновой породе уже появляется основной плагиоклаз (битовнит № 80) в количествах сначала 15—20%, а затем возрастающих до 45—50%. Пироксенит, таким образом, быстро сменяется пироксеновым габбро. Дальнейшее увеличение роли плагиоклаза в ущерб феррическим минералам вскоре приводит к появлению анортзитоподобной породы с мелкими единичными реликтовыми зернами бледно-зеленого амфибола. Пироксен отсутствует полностью, а место феррических минералов здесь занимают относительно крупнозернистые (1—1,5 мм) выделения эпидота и клиноцоизита, приуроченные к вытянутым микрозонкам дробления породы. Совершенно исчезает сфен, но сохраняется еще немного апатита.

В 5—6 м от контакта характер породы становится совершенно иным. Какие-либо черты основного состава исчезают. Все это сменяется обычными, совершенно лейкократовыми граносиенитами сахарно-белого цвета без следов приконтактовых изменений, причем переход между габброидами и граносиенитами хотя и быстрый, но достаточно плавный, без строго устанавливаемой зональности.

Не касаясь упомянутых выше диоритов и щелочно-земельных сиенитов, отметим, что граносиениты в массиве непосредственно сменяются вышележащими щелочными породами. Эта связь выражается по-видимому, не только в пространственном их расположении, но имеет и более глубокие причины.



Рис. 31. Граносиенит хр. Нюрган. Обр. 216/2.
Ник. +

1 — каликатровый полевой шпат (часто — микро-
клин), 2 — альбит, 3 — кварц, 4 — биотит

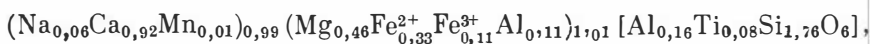
Петрографический состав граносиенитов простой: полевым шпатам принадлежит до 75—80%. Они представлены примерно в равной мере каликатровым полевым шпатом (чаще — микроклином) и альбитом (№ 10—14). Остальное приходится на долю кварца, биотита, единичные зерна зеленой роговой обманки и сфена, содержание которого резко снижается до аксессуарных количеств.

Таким образом, по ряду приконтактных разрезов массива выявляется существенное изменение состава кислой магмы известняками в сторону резкого повышения ее основности; на протяжении примерно 4—5 м наблюдается переход от граносиенитов через анортозиты и габбро к образованиям типа

пироксенитов и далее к известнякам. Контакт между первично-изверженной и первично-осадочной породами в каждом случае достаточно отчетливый, если проводить его по зоне пироксенитов.

Клинопироксен этих основных пород характерен своей пятнистой окраской: центральная часть относительно крупных кристаллов (3—5 мм) окрашена в интенсивно-сиреневые тона, периферическая кайма зеленая. По этому признаку минерал напоминает богатый титаном пироксен Бото-гольского массива (№ 7 в табл. 4), изредка встречающийся в щелочных и нефелиновых сиенитах.

Анализируемый минерал (№ 1, табл. 14) из обр. 225/6 свидетельствует о таком составе:



т. е. содержит (в мол. %): молекулы Чермака — 16, эгирина — 6, геденбергита — 35, диопсида — 45; если отнести Al^{VI} в диопсид, а избыток Fe^{3+} (после образования эгирина) — в геденбергит, то соотношения несколько изменяются: эгирина будет 6, геденбергита — 38 и диопсида — 56.

Для минерала получено $Ng' = 1,745\text{—}1,748$, $Np' = 1,716\text{—}1,722$, $cNg = 53\text{—}63^\circ$ и $2V = +53, +55^\circ$. Учтя значительную поправку, которую надо ввести вследствие высокого содержания титана и отчасти глинозема (суммарно 0,018), получаем результат, достаточно близкий к данным анализа при снятии состава с диаграммы рис. 5. Пироксен, как правило, замещается густо-зеленым амфиболом.

Для биотита из граносиенитов, залегающих между известняками и щелочными породами, определено $Ng(Nm) = 1,674$ и для травяно-зеленого амфибола $Ng = 1,712$, $Np = 1,690$, $cNg = 12^\circ$ и $2V = -50^\circ$. Это позволяет отнести его к ряду обыкновенной роговой обманки.

Наиболее детально удалось проследить разрез между вмещающими породами и щелочными породами массива на его северо-восточном склоне. Если в нижней части полосы граносиенитов из полевых шпатов резко преобладает каликатровый полевой шпат, то несколько выше при той же доминирующей роли последнего заметное место начинает приобретать альбит № 4. Содержание кварца в граносиените сначала снижается примерно с 15 до 6—8%, а затем он совсем исчезает (рис. 31). Среди фемид

ческих минералов наряду с более железистым биотитом, чем в предыдущем случае ($Nm = 1,706$), уже появляется ярко-зеленый по Np эгиринизированный клинопироксен, имеющий $Ng' = 1,767$ $Np' = 1,737$ и плеохроизм по схеме $Np > Nm > Ng$. Совершенно отчетливо, таким образом, ощущается возрастание щелочности породы и постепенное отклонение граносиенита сначала к составам со щелочной тенденцией, а затем и к типично щелочным составам.

По характеру фемических минералов граносиениты должны быть отнесены к ряду нормальных щелочноземельных пород. Если их рассматривать совершенно изолированно, то едва ли можно уловить какие-либо признаки связи со щелочными породами, обнаруженными в непосредственном соседстве.

Типичные щелочные сиениты появляются несколько выше по склону. В их составе по-прежнему преобладает калинастровый полевой шпат. На первых этапах кристаллизации пород он, очевидно, был единственным силикатным минералом. Представлен калишпат преимущественно решетчатым микроклином с $2V = -77^\circ$ и в гораздо меньшей степени — ортоклазом, судя по $2V = -82, -83^\circ$ и оптической ориентировке:

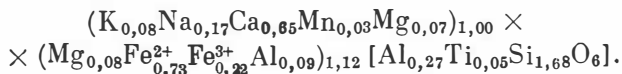
	Ng	Nm	Np
$\perp \text{сп}(001)$	85	6	87
$[100]$	85	88	5
$\perp \text{сп}(001)$	88	5	86

Нормали спайности (001) ложатся в точку ортоклаза на диаграмме В. В. Никитина. Это же подтверждает «ортоклазовый» угол $aNp = 5^\circ$. Микроклины и ортоклазы чрезвычайно насыщены микропертитовыми вростками (структуры распада твердых растворов). В дальнейшем, однако, заметную роль приобрел альбит, замещающий калишпат и образующий характерные ленточные структуры замещения. Количество альбитовой молекулы в минерале при этом резко возрастает и может даже превышать калиевую молекулу. По этому признаку щелочные сиениты хр. Нюрган уподобляются таковым в районе левобережья Урика. Альбитизация в некоторых случаях проявлялась настолько интенсивно, что первоначальные таблицы калишпата сохраняются лишь в виде реликтовых участков, выступающих на фоне новообразований альбита.

Из фемических минералов в щелочных сиенитах Нюргана содержится главным образом ярко-зеленый клинопироксен с $Ng = 1,754 - 1,763$, $Np' = 1,728 - 1,736$, $cNg = 63^\circ$ и очень большим углом $2V$ — около $+70^\circ$; $\perp \text{сп} (110): Ng = 61,5^\circ$, $Nm = 43,5^\circ$, $Np = 69^\circ$.

Мы располагаем одним химическим анализом зеленого клинопироксена из щелочных сиенитов (обр. 219/2) — № 2 в табл. 14*.

Кристаллохимическая формула пироксена:



При некотором дефиците кальция Al^{VI} , очевидно, связывается не в молекуле Чермака, а в авгите (3,5 мол. %). В остальном компонентный состав следующий (в мол. %): эгирин — 19,5, диопсида 12,4, геденбергита 64,6.

Можно констатировать почти полное подобие состава этого пироксена пироксену щелочных пород Ботогола, где средние значения компонентного состава приблизительно такие же.

В подчиненном количестве и в разных сочетаниях, кроме ведущего клинопироксена, в щелочных сиенитах Нюргана содержатся буровато-коричневый биотит ($Nm = 1,686 - 1,700$) и густо-зеленый с коричневым

* См. также точку № 10 на рис. 5.



Рис. 32. Щелочной сиенит хр. Нюрган.
Обр. 270/1. Ник. +

1 — калиналовый полевой шпат-микропертит,
2 — клинопироксен, 3 — гастингсит, 4 — каль-
цит

оттенком амфибол с $N_g = 1,730 \pm \pm 0,002$, $N_r' = 1,706$. Последний частично развивается по пироксену (рис. 32).

В водораздельной, наиболее возвышенной гипсометрически северо-западной части хребта щелочные сиениты сменяются нефелиновыми сиенитами. Структура их средне- и мелкозернистая, цвет обычно серый. В среднезернистых разностях, местами переходных к крупнозернистым, отчетливо проявляется трахитоидная текстура, обусловленная планпараллельным расположением уплощенных таблиц калинарового полевого шпата; нефелин при этом имеет изометрический габитус.

При микроскопическом изучении обнаруживается поразительное сходство минералогического состава нефелиновых сиенитов Нюргана с таковыми в Ботогаль-

ском щелочном массиве. Ведущую роль в них обычно играет микроклин-микропертит, наряду с которым весьма характерен также ленточный тип пертита; последний, очевидно, относится уже к пертиту замещения при последующей альбитизации. Это одна из отличительных особенностей альбитизации описываемых пород по сравнению с Ботогальскими породами, где более поздний альбит, как правило, замещает калишпат с периферии, создавая своеобразные венцовые структуры. Кроме того, в породах Нюргана вообще увеличивается количество альбита (№ 2—4), выделяющегося в виде самостоятельных, часто идиоморфных табличек с

Таблица 14

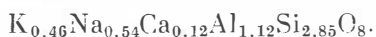
Химические анализы клинопироксена

Оксид	1*	2	3	4
SiO ₂	45,34	40,74	36,40	33,78
TiO ₂	2,67	1,61	1,58	2,19
Al ₂ O ₃	5,76	7,43	12,39	16,16
Fe ₂ O ₃	3,66	7,09	9,57	6,86
FeO	10,10	21,32	20,31	24,81
MnO	0,37	0,88	10,0	0,91
MgO	7,90	1,72	2,49	2,60
CaO	22,47	14,40	9,36	2,08
Na ₂ O	0,81	2,08	3,71	0,77
K ₂ O	0,12	1,60	2,36	7,50
H ₂ O ⁺	0,90	0,61	1,25	1,59
H ₂ O ⁻	Нет		0,26	0,72
CO ₂	0,36	—	—	—
Сумма	100,46	100,38	100,69	99,97

* Анализ № 1 выполнен И. К. Кузнецовой в ИГиГ СО АН СССР, анализы № 2—4 — В. М. Степашиной в ИГЕМ.

полисинтетическим двойникованием. Ботогольские породы не содержат подобного альбита, возможно даже относящегося к ранней генерации, поэтому их правильнее называть ювитами. Общий облик породы иллюстрирует рис. 33.

Химический анализ калинатрового шпата, ассоциирующего с нефелином (обр. 217/2), приведен ниже (№ 1). Его кристаллохимическая формула:



Если считать, что весь CaO связан в анортите, то соотношение ортоклаз-альбитовой молекул составляет 46 и 54 %, т. е. выявляется преобладание альбита, которое, вероятнее всего, следует объяснять существенной альбитизацией минерала. Полученный состав, таким образом, не отражает истинных соотношений K и Na в твердом растворе.

Нефелин в более или менее изометрических разрезах, подобно ботогольскому, часто содержит пойкилитовые включения овальных (каплевидных) зерен кальцита, вокруг которых развивается канкринит, реже — каемки биотита. Содержание нефелина в породе в среднем 25—35 %. Химический анализ нефелина из обр. 217/2 приведен (ниже) ¹:



Рис. 33. Нефелиновый сиенит хр. Нюрган. Обр. 286. Ник. +

1 — калинатровый полевой шпат, 2 — альбит, 3 — нефелин, 4 — кальцит

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	62,23	45,04	Na ₂ O	6,35	14,08
Al ₂ O ₃	23,68	32,30	K ₂ O	7,87	4,88
Fe ₂ O ₃	—	0,11	H ₂ O	0,52	0,69
CaO	2,70	2,69			
Сумма . . .			100,55	99,79	

Кристаллохимическая формула нефелина



или (в мол. %): нефелина — 63,0, калиофилита — 14,0, анортита — 6,5, избыточного кремнезема (кварца) — 16,5. Если пересчитаем состав без анортита, то получим: нефелина — 67,0, калиофилита — 15,0, кварца — 18,0.

Точки составов нюрганских и ботогольских нефелинов, находящиеся в сопряженном парагенезисе с калинатровым полевым шпатом, нанесены на диаграмму рис. 34. Обе конноды расположены очень близко друг к другу и почти параллельны. Они безусловно отражают закономерность состава ассоциирующих минералов.

Пунктирная линия в левой части диаграммы отражает среднее содержание избыточного кремнезема в указанных нефелинах; ее положение здесь несколько выше, чем на рис. 150 А. Н. Заварицкого и В. С. Соболе-

¹ Выполнен в лаборатории ИГиГ СО АН СССР И. К. Кузнецовой.

ва (1961). В правой части она, очевидно, должна совпадать с положением линии на диаграмме упомянутых авторов. Сплошными линиями нанесены изотермы 500, 700 и 775°, отражающие температуры кристаллизации нефелина в зависимости от содержания кальсилита и избыточного SiO_2 в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O , экспериментально изученной Гамильтоном и Мак-Кензи (Hamilton, Mak-Kenzie, 1960; Hamilton, 1961). Более подробные пояснения к этой диаграмме даны ниже.

В одних из разновидностей нефелиновых сиенитов фемические минералы представлены почти только зеленовато-коричневым биотитом,

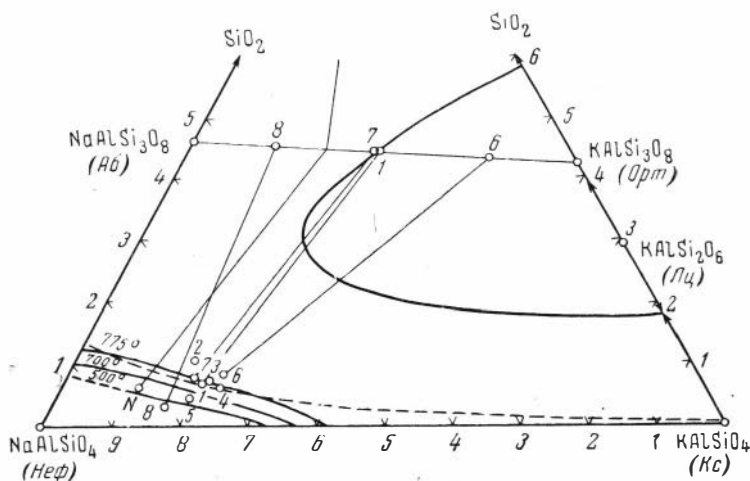


Рис. 34. Система нефелин — кальсилит — кремнезем

Показаны сопряженные составы нефелина и каликатрового полевого шпата в нефелиновых сиенитах (в вес. %): Восточного Саяна (точки 1 — Ботогол, 7 — Нюрган), Зардалекского хребта (точка 6, Орт₇₇Аб₂₃; Перчук, 1964) и района Могок, Бирма (точка 8; Неф_{90,5}Кс_{10,5}Кв_{3,0} и Орт_{21,5}Аб_{78,5}; Tilley, 1954); 2—5 — составы ботогольского и тувинских нефелинов (см. табл. 3)

в других — амфиболом. Размеры зерен амфибола редко превышают 1—1,5 мм. В шлифах он окрашен в интенсивно-зеленые тона по *Ng* и *Nm* с резким плеохроизмом до светло-зеленых с желтоватым оттенком цветов по *Np*. По оптической ориентировке — это гастингсит, по соотношению $\text{Fe}:\text{Mg}$, подобно ботогольским породам, его следует относить к феррогастингситу:

	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>
[001]	90	17	73
$\perp \text{сп}(110)$	62	77	33

Оптические константы: $Ng = 1,737$, $Np' = 1,720$. Величину угла оптических осей из-за чрезвычайно густой окраски минерала определить не удастся. Химический анализ амфибола приведен в табл. 14 (№ 3). Его формула:

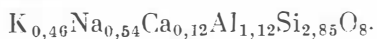
$$(\text{Na}_{0,16}\text{K}_{0,48}\text{Ca}_{1,62})_{3,26}(\text{Mg}_{0,60}\text{Mn}_{0,13}\text{Fe}_{2,74}^{2+}\text{Fe}_{1,17}^{3+}\text{Al}_{0,23}\text{Ti}_{0,19})_{5,06} \times (\text{OH}_{1,36}\text{O}_{0,64})_2 [\text{Al}_{2,13}\text{Si}_{5,87}\text{O}_{22}].$$

$$\text{Железистость } f = \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 82,5\%.$$

$$\text{Общая железистость } F = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 87,1\%.$$

полисинтетическим двойникованием. Ботогольские породы не содержат подобного альбита, возможно даже относящегося к ранней генерации, поэтому их правильнее называть ювитами. Общий облик породы иллюстрирует рис. 33.

Химический анализ калинатового шпата, ассоциирующего с нефелином (обр. 217/2), приведен ниже (№ 1). Его кристаллохимическая формула:



Если считать, что весь CaO связан в анортите, то соотношение ортоклаз-альбитовой молекул составляет 46 и 54%, т. е. выявляется преобладание альбита, которое, вероятнее всего, следует объяснять существенной альбитизацией минерала. Полученный состав, таким образом, не отражает истинных соотношений K и Na в твердом растворе.

Нефелин в более или менее изометрических разрезах, подобно ботогольскому, часто содержит пойкилитовые включения овальных (каплевидных) зерен кальцита, вокруг которых развивается канкринит, реже — каемки биотита. Содержание нефелина в породе в среднем 25—35%. Химический анализ нефелина из обр. 217/2 приведен (ниже) ¹:

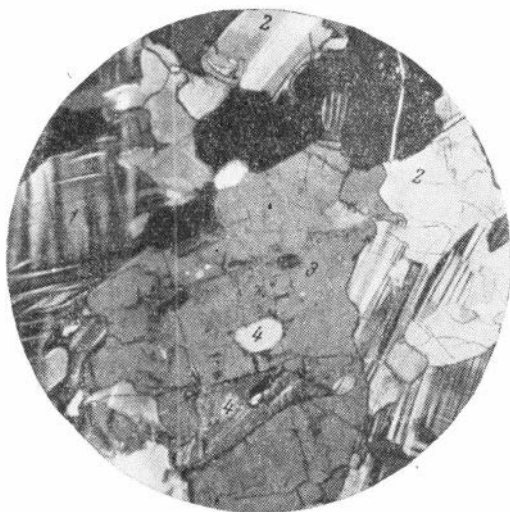
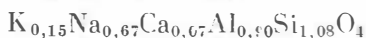


Рис. 33. Нефелиновый снейт хр. Нюрган. Обр. 286. Ник. +

1 — калинатовый полевой шпат, 2 — альбит, 3 — нефелин, 4 — кальцит

Окисел	1	2	Окисел	1	2
SiO ₂	62,23	45,04	Na ₂ O	6,35	14,08
Al ₂ O ₃	20,68	32,30	K ₂ O	7,87	4,88
Fe ₂ O ₃	—	0,11	H ₂ O	0,52	0,69
CaO	2,70	2,69			
Сумма . . .				100,55	99,79

Кристаллохимическая формула нефелина



или (в мол. %): нефелина — 63,0, калнофилита — 14,0, анортита — 6,5, избыточного кремнезема (кварца) — 16,5. Если пересчитаем состав без анортита, то получим: нефелина — 67,0, калнофилита — 15,0, кварца — 18,0.

Точки составов нюрганских и ботогольских нефелинов, находящиеся в сопряженном парагенезисе с калинатовым полевым шпатом, нанесены на диаграмму рис. 34. Обе конноды расположены очень близко друг к другу и почти параллельны. Они безусловно отражают закономерность состава ассоциирующих минералов.

Пунктирная линия в левой части диаграммы отражает среднее содержание избыточного кремнезема в указанных нефелинах; ее положение здесь несколько выше, чем на рис. 150 А. Н. Заварицкого и В. С. Соболе-

¹ Выполнен в лаборатории ИГиГ СО АН СССР И. К. Кузнецовой.

ва (1961). В правой части она, очевидно, должна совпадать с положением линии на диаграмме упомянутых авторов. Сплошными линиями нанесены изотермы 500, 700 и 775°, отражающие температуры кристаллизации нефелина в зависимости от содержания кальсилита и избыточного SiO_2 в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O , экспериментально изученной Гамильтоном и Мак-Кензи (Hamilton, Mak-Kenzie, 1960; Hamilton, 1961). Более подробные пояснения к этой диаграмме даны ниже.

В одних из разновидностей нефелиновых сиенитов фемические минералы представлены почти только зеленовато-коричневым биотитом,

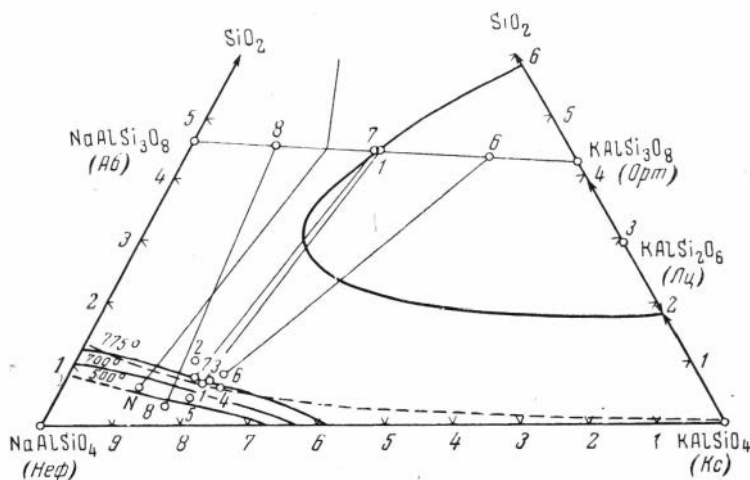


Рис. 34. Система нефелин — кальсилит — кремнезем

Показаны сопряженные составы нефелина и каликатрового полевого шпата в нефелиновых сиенитах (в вес. %): Восточного Саяна (точки 1 — Ботогол, 7 — Нюрган), Зардалекского хребта (точка 6, $\text{Or}_{77}\text{Ab}_{23}$; Перчук, 1964) и района Могок, Бирма (точка 8; $\text{Ne}_{10,5}\text{Kc}_{10,5}\text{Kb}_{3,0}$ и $\text{Or}_{21,5}\text{Ab}_{78,5}$; Tilley, 1954); 2—5 — составы ботогольского и тувинских нефелинов (см. табл. 3)

в других — амфиболом. Размеры зерен амфибола редко превышают 1—1,5 мм. В шлифах он окрашен в интенсивно-зеленые тона по N_g и N_m с резким плеохризмом до светло-зеленых с желтоватым оттенком цветов по N_p . По оптической ориентировке — это гастингсит, по соотношению $\text{Fe}:\text{Mg}$, подобно ботогольским породам, его следует относить к феррогастингситу:

	N_g	N_m	N_p
[001]	90	17	73
$\perp \text{сп}(110)$	62	77	33

Оптические константы: $N_g = 1,737$, $N_p' = 1,720$. Величину угла оптических осей из-за чрезвычайно густой окраски минерала определить не удастся. Химический анализ амфибола приведен в табл. 14 (№ 3). Его формула:

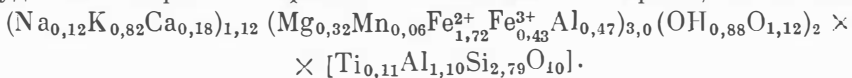
$$(\text{Na}_{0,16}\text{K}_{0,46}\text{Ca}_{1,62})_{3,26}(\text{Mg}_{0,60}\text{Mn}_{0,13}\text{Fe}_{2,74}^{2+}\text{Fe}_{1,17}^{3+}\text{Al}_{0,23}\text{Ti}_{0,19})_{5,06} \times (\text{OH}_{1,36}\text{O}_{0,64})_2 [\text{Al}_{2,13}\text{Si}_{5,87}\text{O}_{22}].$$

$$\text{Железистость } f = \frac{\text{FeO} + \text{MnO}}{\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 82,5\%.$$

$$\text{Общая железистость } F = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}} \cdot 100 = 87,1\%.$$

Принадлежность нашего амфибола к гастингситу подчеркивается также заметно пониженным содержанием кремнекислоты даже по сравнению с ботогольским амфиболом. Кроме того, здесь отмечается заметно более высокое соотношение щелочей к кальцию и несколько повышенное содержание магния, чем в амфиболе ботогольских пород, где общая железистость еще выше — до 95 мол. %.

Анализируемый биотит (№ 4, табл. 14) в том же образце 217/2, откуда анализирован амфибол и калиевые минералы, имеет состав:



Железистость минерала $f = 84,6$ мол. %, общая железистость $F = 87,2$ мол. %, т. е. его следует относить к лепидомелану. Еще несколько более высокая железистость (95—100 мол. %) получается по показателю преломления $Ng(Nm) = 1,700\text{—}1,705$.

Клинопироксен для нефелиновых сиенитов менее типичен. Он встречается совместно с амфиболом, но только в виде единичных мелких зерен (0,2—0,3 мм), окрашенных в интенсивно-зеленые тона с отчетливым плеохроизмом. Судя по кристаллооптическим константам $Ng' = 1,760\text{—}1,765$, $Np' = 1,735\text{—}1,737$, $cNg = 54^\circ$ и $2V = +70^\circ$, а также учитывая совпадение данных с таковыми в анализируемом пироксене из щелочных сиенитов и тесную генетическую связь пород, мы должны считать, что они идентичны, что также подтверждается при снятии состава с диаграммы рис. 5.

Нефелиновые сиениты Нюргана почти не затронуты постмагматическими или гипергенными изменениями и, как правило, совершенно свежие. Заслуживает внимания повышенное содержание в породах сфена, апатита и флюорита, что свидетельствует о заметном привносе сюда титана, фосфора и фтора. Первые два минерала, как отмечалось, обильны также в пироксенах и габброидах приконтактных зон с известняками. Кроме того, и сам пироксен характеризуется повышенной титанистостью.

В поле развития нефелиновых сиенитов гольцовой части, среди делювиальных глыбовых россыпей, изредка встречаются породы, содержание кварца в которых позволяет относить их уже к гранитам. В остальном, однако, они буквально ничем не отличаются от граносиенитов, слагающих нижний ярус изверженных пород массива. Эти граниты образованы преимущественно калинадровым полевым шпатом с ленточным пертитом, дополняемым иногда кислым плагиоклазом (обычно альбитом). Фемические представлены только биотитом с $Nm = 1,678$, подобным таковому в породах щелочного состава. Этот гранит с достаточным основанием следует относить к субщелочным составам. Надо полагать, что он генетически связан с граносиенитами. Образование тех и других, по-видимому, предшествовало внедрению щелочных пород, и распространение гранитов впоследствии оказалось затухеванным. Последние сейчас выступают лишь в виде реликтов прежней интрузии. К сожалению, никаких убедительных доводов, в частности геологических, о пространственной или генетической связи этих гранитов с остальными членами пород гранитоидного семейства у нас пока нет.

Не меньшую неясность в смысле своего геологического положения оставляют своеобразные породы, встреченные в единичных случаях и на северо-восточном, и на юго-западном склонах массива. Так, уже в некоторых бескварцевых щелочных сиенитах, паряду с небольшим содержанием ярко-зеленого полущелочного клинопироксена появляется синий амфибол рибекитового состава. Это отмечалось и в щелочных сиенитах левобережья Урика, однако там совершенно отчетливо устанавливается замещение рибекитом эгиринизированного геденбергита на более поздних этапах.

Появляются также породы, очень близкие по ряду признаков к Урикским нордмаркитам, но вместе с тем тяготеющие по содержанию кварца (около 30%) к гранитам. Салическая часть породы, по-прежнему, представлена преобладающим каликатровым полевым шпатом и зачастую небольшим количеством альбита. Из фемических содержатся несвойственный типичным нордмаркитам ярко-зеленый существенно геденбергитовый клинопироксен (в нордмаркитах это эгирин) и рибекит.

Встречена также бескварцевая порода, соответствующая щелочному сиениту с многоминеральной и несколько необычной ассоциацией фемических. Здесь в равновесном парагенезисе находятся изумрудно-зеленый эгириновый пироксен в крупных выделениях, красновато-коричневый почти непрозрачный по Ng в проходящем свете биотит и зеленовато-синий амфибол. В отличие от рибекита для него отмечается значительный угол погасания $c.Np = 12-14^\circ$ и очень характерная для арфведсонита дисперсия погасания. Подобные арфведсонитовые породы в иных щелочных массивах района нами встречены не были.

Не имея возможности установить точное местоположение упомянутых пород типа нордмаркитов и арфведсонитовых щелочных сиенитов в стратиграфическом разрезе массива, поскольку они могут оказаться образованиями типа секущих даек, мы должны подчеркнуть их несомненную генетическую связь с остальными членами пород щелочного ряда, с одной стороны, и с более кислыми представителями магмы, прежде всего граносиенитами, — с другой.

Таким образом, картина, наблюдаемая в описываемом массиве, характеризуется тем, что здесь выявляется широкая гамма пород гранитоидного семейства, точнее — их щелочной ветви, связанных достаточно отчетливыми постепенными переходами. Последовательный разрез от контакта интрузивного массива с метаморфическими сланцами северо-восточного склона к вершине гольца (рис. 30) свидетельствует о постепенном изменении состава пород от нормальных граносиенитов к кварцевым сиенитам с отчетливой щелочной тенденцией и далее — к щелочным и нефелиновым сиенитам. Разрез дополняется на юго-западном склоне у контакта с известняками, где появляются гибридные породы основного состава, сменяющиеся затем в эндоконтакте граносиенитами.

Не останавливаясь на изложении сложившихся у нас представлений о генезисе щелочных пород Нюргана, отметим лишь, что на первый взгляд здесь имеется как будто прекрасный пример, позволяющий объяснить процесс становления массива дифференциацией гранитоидной (или собственно гранитной) магмы с образованием остаточных щелочных расплавов конечных этапов кристаллизации. С другой стороны, геологическая позиция щелочных пород Нюргана позволяет считать, как это и делают И. А. Кобеляцкий и О. П. Алексеева, впервые производившие здесь геологическую съемку, что щелочные породы возникли в результате десиликации граносиенитовой магмы известняками вмещающей толщи, контактирующими с интрузией.

В действительности же этот процесс нам представляется в несколько ином свете и рассмотрен ниже, при сопоставлении всех наблюдений и материалов по щелочным и субщелочным комплексам центральной зоны Восточного Саяна.

Сиениты и граносиениты северных Сорокских гольцов и соседних районов

Типичные представители щелочных пород, как мы видели, пространственно тяготеют к крайней юго-восточной (Ботогольский район) и крайней северо-западной (хр. Нюрган) оконечностям полосы протерозойских известняков и метаморфических сланцев центральной части Восточного Саяна.

При взгляде на геологическую карту района подчеркнуто выступает чрезвычайная насыщенность протерозойской осадочно-метаморфической толщи интрузивными и частично эффузивными породами, весьма заметное место среди которых принадлежит палеозойским гранитоидам.

Крупные массивы сиенитов, граносиенитов и гранитов, занимающие площади, измеряемые подчас первыми сотнями квадратных километров, слагают систему водораздельных хребтов между притоками бассейна р. Оки — верховья рек Сороки, Жакны, Бурун-Гола, Белой и др.

Наибольший интерес здесь представляют северные Сорокские гольцы. Последние А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962) объединяют с расположенным южнее в верховьях рек Яхошон и Кадыр-Ос гранитным массивом в единый Яхошопский гранитоидный массив.

Поле развития среднепалеозойских гранитоидов района по периферии обрамляется более древними массивами, сложенными преимущественно гранитами. Отдельные тела последних, однако, иногда находятся в тесном соприкосновении с огнитскими гранитоидами. Таков, например, характер восточного контакта массива северосорокских сиенитов с более древними гранитами. Последние здесь выделяются своей чрезвычайной мелкозернистостью и серым цветом благодаря обилию мельчайших рассеянных чешуек биотита. Под микроскопом в них выявляется состав, типичный для гранитов: они сложены калишпатом, кислым плагиоклазом и кварцем. Фемические представлены преимущественно биотитом, но нередко к скоплениям таких чешуек приурочены мелкие (доли миллиметра) зерна густо-зеленого амфибола. Сюда же, как правило, тяготеют мельчайшие зерна апатита и циркона, а вблизи контактов с известняками появляются мелкие вкрапления сфена и магнетита.

Биотит окрашен в грязновато-коричневые тона с зеленоватым оттенком; амфибол имеет густо-зеленый цвет и резкий плеохроизм, до зеленовато-желтых тонов по *Np*. Весьма характерны микреструктурные структуры в калинатровом полевопшпате. Среди табличек последнего преобладает микроклин, но значительная часть зерен полевопшпата не имеет двойникования и, возможно, принадлежит ортоклазу. Минерал подчас заметно пелитизирован.

Граниты, относимые исследователями Восточного Саяна к огнитскому комплексу, в отличие от упомянутых характеризуются более крупнозернистыми структурами и розовым цветом благодаря окраске калинатрового полевопшпата; содержание плагиоклаза обычно незначительное. Из фемических минералов почти единственный — коричневый биотит. По содержанию кварца часто намечаются переходы к граносиенитам и даже кварцевым сиенитам. Согласно исследованиям Л. П. Рик (1961), И. Н. Крылова с соавторами (1962) и других авторов, в гранитах огнитского комплекса достаточно отчетливо проявляется их субщелочная тенденция, что не типично для более древних образований.

Субщелочной химизм магм, давших сиениты массива северных Сорокских гольцов и даже граносиениты хр. Каладарашивили, выступает довольно отчетливо. Сиенитовый массив обладает в этом районе отчетливыми чертами индивидуальности, хотя в западном направлении он без каких-либо резких геологических контуров сливается с граносиенитами. Сиениты тяготеют преимущественно к центральным частям полей, сложенных огнитскими гранитоидами. При этом они лишь на отдельных участках непосредственно контактируют с толщей протерозойских известняков монголинской свиты. Реликты последних в виде подчас крупных блоков встречаются и среди сиенитов внутренних зон, и принадлежат остаткам кровли. В ряде случаев удастся проследить взаимоотношения этих разнородных пород.

Сиениты Сорокских гольцов, как правило, имеют крупнозернистую структуру и массивную текстуру. Насыщенность пород пироксеном, а

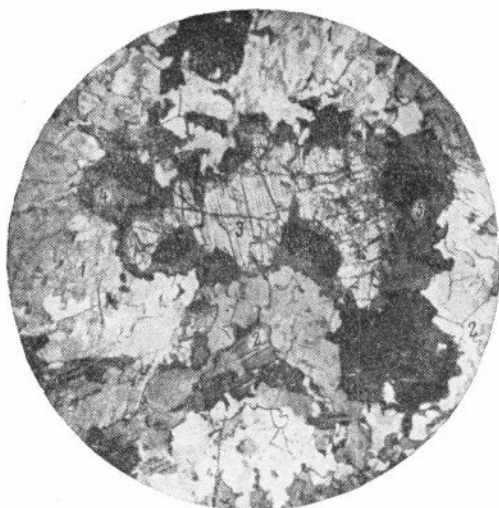


Рис. 35. Щелочноземельный сиенит северных Сорокских гольцов. Обр. 175/3, Ник. +

1 — каликатровый полевой шпат, 2 — альбит, 3 — клинопироксен, 4 — биотит, 5 — амфибол в оторочке

иногда и амфиболом позволяет легко диагностировать их уже при полевых наблюдениях. Своим внешним обликом сорокские сиениты очень напоминают щелочные сиениты с массивной текстурой в Ботогальском массиве. Ввиду достаточной крупнозернистости и обилию каликатрового полевого шпата сиениты легко подвергаются выветриванию с поверхности. Весьма эффектны останцовые формы выветривания на склонах или вершинах гольцов в виде столбов, «грибов» и иных причудливых конфигураций.

Салическая часть сиенитов под микроскопом представлена только каликатровым полевым шпатом, обычно переполненным микропертитовыми вростками (структуры распада твердых растворов). Иногда отмечается простое двойникование, но микроклиноватая решетка встречается редко. Минерал обычно в той или иной мере замутнен

пелитовыми продуктами. Вдоль спайности (001) калишпата часто развивается биотит в форме тончайших (уподобляющихся в срезе шлифа игольчатым) кристаллов, хорошо диагностируемых при рабочих увеличениях микроскопа.

Из фемических минералов, кроме упомянутых клинопироксена и амфибола, содержится чешуйчатый биотит, причем все они могут присутствовать либо в совместной ассоциации, либо в различных парных сочетаниях.

Общее количество фемических минералов в сиенитах может достигать 25—30%, однако нередки также лейкократовые породы, в особенности их чисто биотитовые разновидности. Главнейшим типом остаются все же пироксеновые сиениты (рис. 35).

Наложение постмагматических процессов выразилось в подчас существенной альбитизации каликатрового полевого шпата, хлоритизации биотита, образовании тонкозернистой смеси эпидота по полевым шпатам и пелитизации последних. Карбонатизация пород даже вблизи от блоков известняков почти не выявляется.

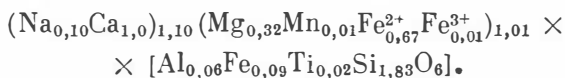
Клинопироксен, как правило, образует относительно хорошо оформленные призматические индивиды, размером 0,5—1 см по длинной оси. Более мелкие зерна, судя по шлифам, уже не имеют таких правильных ограничений. В значительной части сиенитов сорокских гольцов распространен почти бесцветный в шлифах, точнее — слабо-зеленоватой окраски пироксен. По оптическим константам $Ng' = 1,732—1,734$, $Np' = 1,708—1,710$, $cNg = 39—43^\circ$, $2V = +53^\circ$ этот минерал должен содержать около 65 мол. % геденбергита.

Вместе с тем в сиенитах, тяготеющих к западной окраине массива — верховьях р. Бурун-Гол — Дабан, пироксен окрашен уже в ярко-зеленые тона и обладает отчетливым плеохронизмом; по этому признаку он напоминает таковой в щелочных сиенитах района. Для него получено: $Ng' = 1,742$, $Np' = 1,720$, $2V = +63^\circ$. Эти константы отражают высокое содержание геденбергита (до 70 мол. %).

Имеющийся у нас химический анализ достаточно интенсивно окрашенного в зеленые тона клинопироксена в западной части сорокского сиенитового массива отражает такой состав¹ (обр. 179/2):

SiO ₂ — 46,76	FeO — 16,35	Na ₂ O — 1,18
TiO ₂ — 0,83	MnO — 0,47	K ₂ O — 0,22
Al ₂ O ₃ — 1,30	MgO — 5,53	H ₂ O — 0,29
Fe ₂ O ₃ — 3,45	CaO — 23,58	
Сумма 99,96		

Кристаллохимическая формула:



При такой же некоторой недонасыщенности минерала кремнеземом, которая выявляется и в пироксенах щелочных пород, здесь ощущается существенная обедненность глиноземом. Дефицит кремнезема в алюмосиликатном радикале должен поэтому компенсироваться окисным железом. Поэтому эгириновую молекулу в пироксене, учитывая содержание небольших количеств натрия, можно выделять только условно. Компонентный состав при этом следующий (в мол. %): эгирин — 9, диопсид — 29, геденбергит — 62.

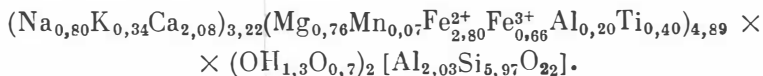
В общих чертах, таким образом, проявляется некоторое сходство этого минерала с пироксенами щелочных пород, для которых среднее содержание эгирин составляет около 15%, но нередко также снижается до 10%.

В тех разновидностях сиенитов, где амфибол — единственный минерал или резко преобладает над иными фемическими минералами, он подобно пироксену представлен хорошо оформленными индивидами размером 0,5—0,7 мм. В ассоциации с пироксеном амфибол частично замещает его, развиваясь по периферии кристаллов в виде широкой каймы. Обычны также каемки амфибола и биотита вокруг более или менее крупных вкраплений магнетита в соприкосновении с каликатровым полевым шпатом.

Амфибол окрашен в зеленовато-коричневые тона по Ng, имеет резкий плеохроизм — до светлых зеленовато-желтых тонов по Np. Кристаллооптические константы довольно постоянны: Ng = 1,722—1,724, Np' = 1,694—1,696, cNg = 13—16°, 2V = —53°, —57°. Изредка эти значения снижаются до Ng = 1,716, Np' = 1,690. Химический анализ амфибола из сиенитов западной части Сорокских гольцов (обр. 175/1)²:

SiO ₂ — 37,95	FeO — 20,68	Na ₂ O — 2,53
TiO ₂ — 3,25	MnO — 0,47	K ₂ O — 1,73
Al ₂ O ₃ — 11,68	MgO — 3,23	H ₂ O ⁺ — 1,21
Fe ₂ O ₃ — 5,53	CaO — 12,04	H ₂ O [—] — 0,26
Сумма 100,56		

Кристаллохимическая формула:



В отличие от клинопироксена амфибол содержит относительно много титана, а по сравнению с ботогольским амфиболом его магнезиальность выше. По признаку низкого содержания кремнезема и сравнительно высокого — щелочей амфибол из сиенитов Сорокских гольцов отражает состав гастингсита.

¹ Анализ выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР В. М. Степашкиной.

² Выполнен в лаборатории ИГЕМ АН СССР В. М. Степашкиной.

Минерал с типичной гастингситовой ориентировкой был обнаружен нами также в дайке вогезита, секущей сиенитовый массив в верховьях р. Сороки. Его кристаллооптические константы (обр. 168/5):

	N_g	N_m	N_p
[001]	90	13	77
$\perp$ сп (110)	63	76	31

Оптические константы: $N_g = 1,724$, $N_p' = 1,698$, $2V = -55^\circ$.

Биотит описываемых сиенитов, судя по показателям преломления $N_g(N_m) = 1,680-1,692$, тяготеет к лепидомелану. Общая железистость биотита 80—90 мол. %.

Граносиениты соседнего к западу от Сорокских гольцов хребта Каландарашвили, как и граносиениты левобережья Оки (бассейны Сенцы и Жом-Балока), по своему химизму и по особенностям химизма породообразующих минералов в общих чертах близки к описанным щелочно-земельным сиенитам, хотя присутствие кварца накладывает на них некоторые черты своеобразия; например, в граносиенитах отсутствует клинопироксен. Эти породы, у которых проявляется такая же тесная связь с огнистыми гранитами, как и с сиенитами, характеризуются тем, что среди фемических минералов содержится либо единственный биотит, либо биотит в ассоциации с интенсивно-зеленой роговой обманкой.

В связи со сказанным нам остается лишь выделить одну общую особенность химизма в весьма обширной гамме гранитоидных пород огнистого комплекса: чрезвычайную обедненность магм магнием. Это еще резче проявляется в составе фемических минералов, как правило очень железистых; содержание магния в них настолько мало ощутимо, что в ряде случаев им можно пренебречь. Более того, фемические минералы щелочно-земельных сиенитов служат тем мостиком, который можно перебросить к щелочным породам района.

Устойчивость минеральных ассоциаций щелочно-земельных магм определялась, несомненно, достаточно высокими химическими потенциалами калия. Парагенетические взаимоотношения минералов должны соответствовать в принципе таковым, изображенным на диаграмме рис. 16 (той ее части, которая отражает поля щелочных безнефелиновых сиенитов). Иначе говоря, устойчивость минеральных ассоциаций в рассматриваемых породах определяется полями, расположенными в районе высоких химических потенциалов калия, но относительно низких — натрия.

Кристаллооптические константы фемических минералов щелочно-земельных сиенитов и граносиенитов северных Сорокских гольцов и прилегающих районов сведены в табл. 25, а их валовые химические анализы приведены в табл. 17.

От района слияния рек Ботогола и Хончена вдоль левобережья последнего простирается вытянутый в северо-западном направлении гранитный массив. Он сложен преимущественно средне- и крупнозернистыми розовыми гранитами. А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962) относят их к верхнерифейскому возрасту (посттектонические граниты авторов).

Долина р. Большой Белой (Хан-Мадона) выработала свое русло по северному контакту этих гранитов с известняками монгошинской свиты, поэтому непосредственные взаимоотношения между ними нами не наблюдались. На северной оконечности массива среди гранитов выявляется относительно небольшое по размерам тело диоритов. В толщу известняков левобережной части долины Большой Белой внедрилась серия даек керсантитов, которые, вероятнее всего, генетически связаны с диоритами правобережья. Простирание даек субмеридиональное, падение очень крутое, до вертикального. Контакты с вмещающими известняками достаточно отчетливые. Мощность даек в разных местах от 15—25 до 60 м и более. Как правило, почти никаких существенных изменений пород

в зонах контактов не обнаруживается. Только в одном случае выявлена заметная гидротермальная переработка изверженных пород. Последние в зоне эндоконтакта превращены, по существу, в эпидозиты с большей или меньшей примесью бесцветного амфибола. По феррическим минералам интенсивно развивается хлорит, по плагиоклазу — серицит. Характерна также общая карбонатизация эндоконтактных пород. Основной фон в этих породах составляет полевошпатово-амфиболовая ткань, на которую накладывается эпидотизация (эпидот и клиноцоизит), мусковитизация (по биотиту), карбонатизация, серицитизация и т. д. Подчеркнуто выступает обогащенность породы сфеном.

Все эти явления прослеживаются на протяжении 10—12 м от контакта в глубь изверженной породы, т. е. во всем вскрытом эрозией разрезе.

Приконтактные известняки в очень узких пределах, измеряемых 15—20 см, подверглись, очевидно, вначале некоторому термальному метаморфизму со стороны интрузии, что отразилось в образовании небольших количеств бесцветного граната, а затем гидротермальному воздействию, сопровождавшемуся появлением эпидота.

Таким образом, на изверженную породу здесь наложился общий отпечаток обогащения кальциевыми силикатами (прежде всего гидросиликатами) относительно низкотемпературной стадии метасоматоза. Однако при этом никаких признаков повышения щелочности изверженных пород не обнаруживается, и сам процесс не имеет ничего общего с образованием щелочных пород.

Практически отсутствуют какие-либо признаки химического взаимодействия между сиенитами и граносиенитами Сорокских гольцов и соседних районов, с одной стороны, и известняками вмещающей толщи — с другой, там, где такие непосредственные контакты между ними встречаются. Обычно сиениты сохраняют состав неизменным.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ РАЙОНА

Наряду с изучением щелочных пород нами по возможности были охвачены маршрутными исследованиями многие гранитоидные массивы, расположенные между районом Урика — Ботогола и нижней частью течения рек Сенцы и Жом-Болока. Стратиграфия изверженных пород района, как и вся гамма гранитоидных пород, не являлась предметом наших специальных исследований.

Изучению магматических комплексов Восточного Саяна в целом либо только его восточной части посвящено несколько сводных работ (Сулоев, 1960; Рик, 1961; Крылов и др., 1962; Смирнов, Булдаков, 1962 и др.). К сожалению, в них за исключением работы А. И. Сулоева сведения петрохимического характера весьма скудны. Приводимые данные о горных породах и их породообразующих минералах, освещающие химизм того или иного магматического комплекса, по существу ничего не характеризуют, так как зачастую даются без всякой привязки, что в значительной мере делает их беспредметными. То же можно сказать по поводу встречающихся изредка кристаллооптических констант минералов, проводимых для какой-либо группы пород в целом (Крылов и др., 1962). Вследствие этого наши суждения о петрохимических особенностях и генетической связи щелочных пород с остальными членами гранитоидов огникового комплекса, естественно, не могут считаться исчерпывающими.

Выявляется, что собственно щелочные породы палеозойского возраста (щелочные сиениты с эгирин-геденбергитом, нордмаркиты с рибекитом и эгирином, щелочные и нефелиновые сиениты с эгиринизированным геденбергитом и др.) тяготеют преимущественно к юго-восточной оконечности полосы протерозойских кристаллических известняков. Второй район их проявлений в комплексе гранитоидных пород расположен в крайней северо-западной части этой полосы по левобережью Оки. В промежутке между этими пунктами развиты гранитоиды преимущественно щелочно-земельного состава, среди которых заметное место занимают сиениты. Некоторые из них и по текстурно-структурным признакам и по особенностям химического состава несколько сближаются со щелочными сиенитами Ботогольского массива. Среди таких сиенитов эпизодически появляются разности с отчетливо выраженным щелочным уклоном. Они несомненно генетически связаны с нормальными, но обладающими щелочной тенденцией сиенитами и являются лишь их фациальными разновидностями.

Представляется интересным сопоставить между собой «нормальные» сиениты северных Сорокских гольцов и щелочные сиениты Ботогола, а также оттенить некоторые особенности химизма щелочных пород иных пунктов района.

На общем фоне палеозойских гранитоидных пород наибольшей щелочностью (в абсолютных значениях содержания щелочей), естественно, обладают нефелиновые сиениты. Из табл. 15, включающей данные только наших анализов, видно, что осредненные цифры суммарного содержания щелочей более или менее близки в щелочных сиенитах и щелочно-земель-

ных сиенитах Сорокских гольцов, но они несколько ниже, чем в нефелиновых сиенитах (соответственно около 10—10,5% и около 12%). Граносиениты комплекса (обр. 153/2 и 156/2), расположенные западнее Сорокских гольцов, в хр. Каландарашвили, также не выделяются в этом отношении на общем фоне. В целом близки к ним содержания щелочей (9%, табл. 17) в гранитоидах огнитского комплекса, по данным И. Н. Крылова с соавторами (1962). По Дэли (1936), для щелочно-земельных сиенитов всех типов среднее содержание щелочей 8,27%, для щелочных сиенитов — 11,03%, для нефелиновых сиенитов — 13,72%.

Следовательно, в отношении ботогольских нефелиновых сиенитов нельзя говорить о какой-либо пересыщенности их щелочами. Наоборот, содержание щелочей в них заметно более низкое, чем в аналогичных породах по Дэли. С этим и связано то, что агпайтовый характер щелочности ботогольских нефелинсодержащих пород проявляется далеко не во всех случаях. Однако и превышение содержания глинозема над суммой щелочей там, где оно имеется, также обычно несущественное и нередко отмечается равенство между $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и Al_2O_3 .

Наряду с этим часть щелочных сиенитов и нордмаркитов левобережья Урика, а также (что кажется весьма странным) в единичных случаях и сиениты Сорокских гольцов отражают агпайтовый характер.

Вероятно, лишь для щелочных сиенитов левобережья Урика можно предполагать достаточно высокую исходную щелочность магмы, отражающуюся, во-первых, в ее агпайтовом характере и, во-вторых, в появлении заметно более эгиринизированного клинопироксена. Эти породы относятся к ряду вполне насыщенных кремнеземом, а в нордмаркитах с эгирином и рибекитом выделяется свободный кварц.

Схема нормативного распределения компонентов-окислов в ще-

Таблица 15

Состав щелочей палеозойских гранитоидных пород

Сиениты и граносиениты Сорокских гольцов и хр. Каландарашвили									
Щелочные сиениты и нордмаркиты					Образцы				
Образец	SiO_2	Na_2O	K_2O	Сумма щелочей	Образец	SiO_2	Na_2O	K_2O	Сумма щелочей
110/4	43,40	5,53	2,17	7,70	3/3	53,69	4,31	3,61	7,92
51/12	54,06	9,37	5,90	15,27	23/43 а	61,28	3,64	8,07	11,71
51/1	54,65	8,63	6,26	14,89	26/1	55,75	5,39	6,63	12,02
28/1	52,12	8,22	5,54	13,76	44/1	51,14	3,37	5,06	8,43
148/1	47,22	7,01	2,77	9,78	160/1	62,05	7,55	4,58	12,13
61/1	48,61	5,50	3,85	9,35	161/2	62,28	6,30	3,25	9,55
85	56,70	7,28	5,54	12,82	210/1	65,86	7,14	5,54	12,68
					219/1	61,93	6,33	5,24	11,57
Среднее	50,96	7,36	4,57	11,9	Среднее	59,25	5,50	5,25	10,75
					Среднее	65,6	4,18	5,77	9,95

лочном сиените левобережья Урика по системе американской количественной классификации (CIPW) отражает поразительное совпадение состава клинопироксена, полученное при анализировании минерала из обр. 159/2 (стр. 89) и при пересчете валового состава породы (эгирина — 32,0%, геденбергита вместе с остальными компонентами — 68,0%, табл. 16). Правда, если учесть очень небольшие излишки Na_2O и FeO , то

Таблица 16

Пересчет щелочных сиенитов по системе CIPW

Оксиды	Вес. %	Молекулярные количества	Ильменит	Ортоклаз	Альбит	Эгирина	Геденбергит
SiO_2	62,05	1032		294	600	72	80
TiO_2	0,60	008	8				
Al_2O_3	15,22	149		49	100		
Fe_2O_3	3,11	018				18	
FeO	4,02	056	8				40
MnO	0,17	003					
CaO	2,23	040					40
Na_2O	7,55	122			100	18	
K_2O	4,58	049		49			
						32,0%	68,0%

(после перевода FeO в окисную форму) содержание эгириновой молекулы повышается до 35%; но такое изменение не существенно.

Специфичность фемических минералов щелочных и нефелиновых сиенитов Ботогола заключается в том, что они как раз не подчеркивают особенностей повышенной щелочности магмы: клинопироксен здесь соответствует почти чистому геденбергиту (в среднем 85 мол. %) с очень небольшой примесью эгириновой (до 15%, но часто и меньше) и диопсидовых молекул. Амфибол относится к полущелочному типу — гастингситу. И в этом отношении фемические минералы Ботогольского щелочного массива заметно сближаются с щелочно-земельными сиенитами северных Сорокских гольцов, где также устанавливается относительно очень высокая железистость клинопироксена: 65—76% геденбергита, 24—35% диопсида. Химический анализ (стр. 113) указывает на содержание 9% эгириновой молекулы, что еще больше подчеркивает аналогию с пироксеном Ботогола, хотя здесь имеются некоторые различия в содержании магниевого компонента.

Таким образом, по ряду признаков, прежде всего по химизму породообразующих минералов, устанавливается промежуточное положение именно ботогольских щелочных сиенитов между крайне щелочными составами фемических минералов района Урика и железистыми составами последних в Сорокских гольцах.

Отсутствие аптаитности или очень ограниченное ее проявление, когда $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) : (\text{Al}_2\text{O}_3)$ лишь незначительно превышает единицу или равно ей, позволяет отнести щелочные породы Ботогольского массива к миаскитовой группе. Многие иные признаки этих пород: образование канкринита вместо содалита, который здесь встречается крайне редко; выделение высокотемпературного кальцита; наличие высокожелезистого биотита; слабощелочной состав всех других фемических минералов; отсутствие цирконо-силикатов и титаносиликатов натрия (обильно развивается лишь единственный титаносиликат кальция — сфен), как и ряд других особенностей, оттеняют, согласно В. И. Герасимовскому (1953), черты, свойственные типично миаскитовым магмам.

Некоторые петрохимические особенности комплекса гранитоидных пород восточной части Восточного Саяна позволяют усматривать черты их общей генетической родственности, несмотря на то, что отдельные массивы сиенитов оказались разобщенными в пространстве. Поскольку для щелочно-земельных сиенитов, большей частью приуроченных к крупным гранитоидным массивам, едва ли можно допускать существование самостоятельных магм, логично считать, что они возникли при дифференциации гранитной магмы. Это отражено в образовании остаточных расплавов, обогащенных щелочами и железом. Раскристаллизация такого дифференцированного расплава на ее ранних стадиях привела, вероятнее всего, к появлению нормальных, не щелочных сиенитов с очень высокожелезистыми минералами в Сорокских гольцах и других аналогичных массивах. Там, где процесс изменения химизма магм зашел несколько дальше в сторону увеличения потенциала натрия, могли возникнуть близкие к щелочным или типично щелочные сиениты с эгиринизированным геденбергитом и гастингситом.

Вопрос о возможных путях образования щелочных пород с фельдшпатами рассмотрим ниже. Здесь лишь подчеркнем, что принципиальные различия между сиенитами щелочного и щелочно-земельного ряда по имеющимся у нас материалам не выявляются.

К настоящему моменту мы имеем более четырех десятков химических анализов щелочных и нефелиновых сиенитов из центральной части Восточного Саяна, изготовленных преимущественно по нашим материалам и частью заимствованных из литературных источников. Учитывая, что большинство исследователей Восточного Саяна (Сулов, 1960; Рик, 1961; Иванова, 1961; Крылов и др., 1962) для гранитоидов огнитского комплекса принимают среднепалеозойский возраст, интересно сопоставить петрохимические особенности тех и других, поскольку в ряде случаев в изучаемом районе намечается достаточно отчетливая генетическая связь щелочных пород со щелочно-земельными¹.

На общих петрохимических чертах девонских гранитоидов Восточного Саяна специально останавливается А. И. Сулов (1960), отмечаящий очень широкие пределы колебаний их состава в диапазоне от кислых субщелочных до щелочных, а подчас даже до основных щелочных разновидностей. Он пишет: «Вариационная кривая среднепалеозойских гранитоидов располагается между линиями, соответствующими средней известково-щелочной ассоциации и серии пород Восточно-Азиатской щелочной провинции, в общем повторяя контур последней, что указывает на субщелочной характер среднепалеозойских пород». И далее: «Щелочной характер среднепалеозойских гранитоидов особенно резко выражен на плоскости *CSB*, где кривая этих пород значительно сдвинута вправо по отношению к линии Восточно-Азиатской щелочной провинции».

Общая особенность химизма описываемых кислых и щелочных интрузивных пород — чрезвычайно низкое содержание в них магния. В ряде случаев магний совершенно отсутствует, а максимальные содержания его в анализах составляют 0,7—0,8 вес. %, редко выходя за эти пределы. Это отчетливо фиксируется на петрохимической диаграмме (рис. 36), где значительная часть точек — горизонтально направленные векторы дополнительных характеристик в проекции *ASB*. В результате этого на плоскости *CSB* очень невыразительно представлены векторы дополнительной характеристики *n*, и часть анализов здесь изображается только точками. В то же время наши породы отличаются достаточно высоким соотношением натрия к калию, которое в среднем равно 60—80. Дополнительная характеристика *f'* в противоположность *m'* обычно высокая, и хотя числовые выражения ее изменяются в широких пределах, в подавляющем большинстве случаев она превышает 50, достигая подчас 70—80.

¹ По нашим данным они могут оказаться нижнепалеозойскими (см. стр. 9).

Обращаясь к основным характеристикам диаграммы, можно заметить относительно высокие значения a , которые для нефелиновых сиенитов размещаются в пределах 23—31; для щелочных сиенитов Ботогола эта величина снижается до 15—20. Во всяком случае все точки щелочных и нефелиновых сиенитов центральной части Восточного Саяна располагаются правее линии, разграничивающей известково-щелочные и щелочные породы по А. Н. Заварицкому (1944). Только точки меланократовых щелочных сиенитов (№ 33, 34 и 36, которые, вероятнее всего, представляют собой приконтактные гибридные породы), заимствованные у В. П. Солоненко (1951), находятся хотя и поблизости, но все же левее этой линии.

Граниты и иные члены гранитоидного семейства изучаемого района и других частей Восточного Саяна (огнитские) попадают в свойственное для них поле расположения вообще всех известково-щелочных кислых пород. Огнитские граниты, для которых характеристика a равна 14—18, несколько отличаются от более древних — верхнерифейских (по Крылову и др., 1962), где эта величина заметно более низкая, в пределах 11—13, и лишь очень редко превышает ее. В эту же категорию попадают и граниты Буруктуйского гольца (№ 61 и 62 в табл. 17).

Таким образом, достаточно отчетливо улавливается общая тенденция увеличения щелочности гранитоидных пород в направлении от древних докембрийских к палеозойским. Менее отчетливая градация устанавливается в отношении характеристики s , однако и здесь можно солидаризироваться с А. И. Сулоевым (1960), когда он говорит об общей сдвинутости вправо точек на проекции CSB . Вместе с тем щелочность даже в наиболее крайних представителях щелочных пород, близких к уртитам, была не настолько велика, чтобы можно было говорить о характеристике s . Лишь в единичных случаях она была получена для нефелиновых сиенитов и нордмаркитов.

Все сказанное в отношении дополнительных характеристик щелочных пород (точки 1—43, 71 и 72 на рис. 36) в значительной мере справедливо и для щелочно-земельных гранитоидов огнитского комплекса (точки 44—70, 74 и 75). Для собственно гранитов можно указать лишь на довольно частое появление дополнительной характеристики a' вместо s' в щелочных породах. Это подчеркивает одну важную петрогенетическую особенность в общем плане изменения химизма гранитоидных магм. Отсутствие характеристики a' в щелочных породах свидетельствует, с одной стороны, о повышении роли кальция по мере раскристаллизации гранитоидных магм и, с другой, — о параллельном повышении роли щелочей (прежде всего натрия). Так, для щелочных пород значение n , вычисленное по 34 анализам, равно 71,5, а для гранитоидов щелочно-земельного ряда оно снижается до 59 (среднее из 30 анализов).

Составы приводимых для сравнения щелочных пород восточной Тувы указывают на полную аналогию с восточносаянскими; в особенности это справедливо для соседних с нашими пород Северо-Восточной Тувы (Кудрин, 1962), принадлежащих по существу к одной тектоно-магматической зоне.

Нефелиновые сиениты Восточного Саяна характеризуются резко выраженной недонасыщенностью кремнекислотой. Отрицательные значения характеристики Q равны от 20 до 40. В то же время щелочные сиениты приближаются к ряду насыщенных пород, так как эта характеристика отражает либо очень небольшое недонасыщение SiO_2 , либо даже некоторые избыточные ее содержания (положительные значения Q). Ничем в принципе не отличаются от саянских щелочные породы Восточной Тувы.

Общая тенденция в изменении петрохимических особенностей гранитоидных магм Восточного Саяна с течением времени отражена А. Д. Смирновым и В. В. Булдаковым (1962). Они выделяют три отчетливо

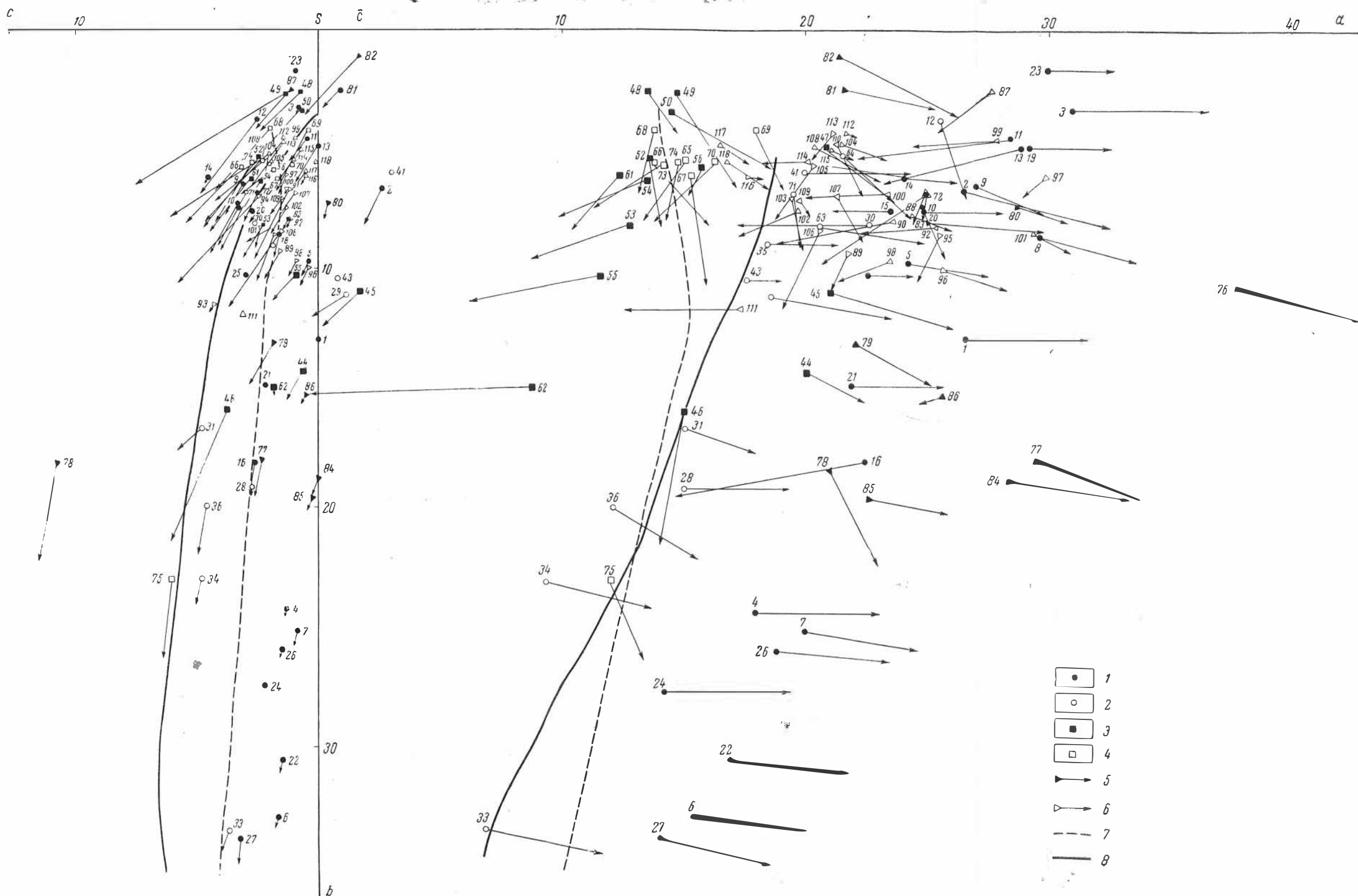


Рис. 36. Петрохимическая диаграмма составов гранитоидных пород Восточного Саяна и соседних регионов (по А. Н. Заварицкому)

1 — нефелиновые сиениты Восточного Саяна; 2 — щелочные сиениты (включая гибридные породы) Восточного Саяна; 3 — граниты, граносиениты и щелочноземельные сиениты восточной части Восточного Саяна; 4 — граниты и граносиениты огнитского комплекса, по И.Н. Крылову и др. (1962); 5 — нефелиновые сиениты Юго-Восточной Тувы (Яшина, 1957, 1962; Кононова, 1957, 1962); 6 — нефелиновые и щелочные сиениты Северо-Восточной Тувы, по В.С. Кудрину (1962); 7 — вариационная кривая среднепалеозойских гранитоидов Восточного Саяна, по А.И. Сулоеву (1960); 8 — линия, разграничивающая известково-щелочные и щелочные породы, по А.Н. Заварицкому (1944)

Таблица 17

Химические анализы пород восточной части Восточного Саяна и соседних районов Тувы

№ анализа	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
SiO ₂	52,12	54,65	54,06	48,61	56,70	43,40	47,22	49,36	52,03	52,22	55,52	56,44	56,62	53,97	54,96	50,67	48,49	52,26	54,16	54,09	49,75	
TiO ₂	0,04	0,03	0,02	1,47	0,75	0,15	0,12	0,50	0,50	0,53	0,63	0,50	0,36	0,17	0,45	0,25	1,23	0,63	0,34	0,24	0,90	
Al ₂ O ₃	19,34	19,21	23,12	15,16	18,14	13,86	16,23	22,90	23,37	21,77	23,24	21,45	23,03	22,72	21,63	31,62	18,14	18,23	23,38	21,60	18,15	
Fe ₂ O ₃	5,18	3,19	1,06	3,73	2,69	16,48	13,12	0,65	—	—	—	0,32	0,07	0,57	2,14	0,07	2,95	2,23	0,49	0,92	3,00	
FeO	1,58	1,44	0,43	9,84	3,70	1,54	0,57	3,73	3,30	5,03	1,22	1,87	1,37	4,03	3,80	1,40	6,97	5,92	2,75	4,07	4,87	
MnO	0,07	0,06	—	0,24	0,06	0,21	0,11	—	—	—	—	—	—	0,11	0,07	с.п.	0,27	0,22	—	0,04	0,21	
MgO	—	0,55	—	—	0,23	0,83	0,97	0,51	0,41	0,85	0,25	0,72	0,33	0,03	—	1,55	—	—	0,01	—	—	
CaO	5,42	3,20	2,10	10,24	3,09	13,97	10,47	3,84	3,84	2,93	0,33	2,33	—	4,33	1,91	2,19	10,23	4,95	2,58	4,15	7,03	
Na ₂ O	8,22	8,63	9,37	5,50	7,23	5,53	7,04	9,73	7,15	6,70	7,03	6,27	7,94	5,59	5,72	9,12	6,07	7,01	8,45	6,39	5,86	
K ₂ O	5,54	6,26	5,90	3,85	5,54	2,17	2,77	4,28	6,65	5,73	8,17	7,03	7,41	6,97	6,93	1,80	4,22	6,02	6,53	6,59	5,13	
P ₂ O ₅	0,096	0,02	0,03	—	—	—	—	0,41	0,49	0,41	9,53	0,41	—	0,19	0,03	0,05	—	—	0,04	0,08	0,29	
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,10	0,52	3,75	
H ₂ O+	2,42	1,82	2,22	1,14	2,63	0,33	0,14	1,92	1,04	0,63	0,51	—	1,03	—	0,27	0,03	1,64	2,04	0,64	1,42	1,12	
H ₂ O-	0,24	—	0,16	0,16	0,23	0,19	0,19	0,24	0,20	0,23	0,23	0,23	0,25	—	—	—	0,12	0,07	0,11	0,16	0,17	
Коэффициент апатитности $\frac{Na+K}{Al}$	1,00	1,10	0,94	0,87	0,93	0,82	0,90	1,00	0,81	0,79	0,87	0,83	0,90	0,74	0,78	0,53	0,80	0,93	0,90	0,82	0,83	
$\frac{Na}{Al-K}$	1,0	1,0	0,92	0,84	0,98	0,79	0,88	0,87	0,72	0,71	0,80	0,75	0,86	0,60	0,67	0,51	0,75	0,93	0,86	0,73	0,77	
№ анализа	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	№ анализа	37	38	39	40	41	42
SiO ₂	43,81	58,66	50,02	55,41	44,86	42,30	53,69	61,23	55,75	51,14	53,73	50,32	53,60	60,63	53,03	SiO ₂	47,94	61,01	61,93	46,16	62,05	65,86
TiO ₂	2,20	с.п.	с.п.	—	2,05	0,80	0,10	0,04	0,05	0,10	1,48	0,90	0,65	0,06	2,24	TiO ₂	1,85	1,03	0,42	1,50	0,60	0,06
Al ₂ O ₃	14,88	23,59	13,76	19,84	15,96	15,27	14,92	13,95	23,13	17,93	16,03	10,90	13,81	17,30	15,62	Al ₂ O ₃	13,03	15,86	15,73	14,42	15,22	18,29
Fe ₂ O ₃	3,31	с.п.	6,51	9,50	2,53	2,60	9,15	6,50	2,00	3,60	1,63	1,03	1,66	6,10	2,31	Fe ₂ O ₃	1,65	1,67	2,00	2,88	3,11	0,96
FeO	12,16	1,26	8,28	—	19,92	13,11	2,80	0,36	2,01	7,14	8,33	14,30	9,28	0,65	7,18	FeO	10,20	5,39	4,45	6,82	4,02	0,86
MnO	0,24	—	—	—	0,25	0,23	0,13	—	0,01	0,18	0,34	0	0,28	0,03	0,15	MnO	0,44	0,28	0,33	0,24	0,17	0,43
MgO	0,88	с.п.	с.п.	—	0,61	2,12	—	0,55	—	1,02	—	2,03	1,37	—	2,41	MgO	7,01	0,91	0,14	4,86	—	—
CaO	13,47	1,09	13,84	3,86	10,85	15,30	8,69	4,54	2,09	7,74	11,60	16,80	11,50	4,45	9,26	CaO	9,65	2,75	2,28	20,23	2,23	0,32
Na ₂ O	6,50	11,87	6,13	9,57	6,84	5,94	4,31	3,64	5,59	3,37	5,12	2,23	3,50	4,72	4,60	Na ₂ O	4,18	4,78	6,33	1,21	7,55	7,14
K ₂ O	2,05	2,46	0,67	5,29	2,41	0,67	3,61	8,07	6,63	5,03	0,72	1,42	1,01	5,42	1,20	K ₂ O	0,93	5,12	5,24	0,36	4,58	5,54
P ₂ O ₅	—	—	0,01	—	—	—	0,15	0,12	0,03	—	—	0,23	0,16	—	—	P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,41	1,09	1,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	H ₂ O+	2,43	1,08	1,07	1,41	0,64	0,41
H ₂ O+	0,35	—	—	—	1,44	—	0,72	0,05	2,66	1,92	0,93	—	—	0,05	0,31	H ₂ O-	0,05	0,10	0,09	0,07	0,17	0,07
H ₂ O-	0,06	0,19	0,02	—	0,22	0,06	0,03	0,14	0,10	0,27	0,07	0,03	—	0,28	0,20							
Коэффициент апатитности $\frac{Na+K}{Al}$	0,87	0,95	0,78	1,03	0,86	0,70	0,74	1,03	0,69	0,61	0,57	0,49	0,50	0,73	0,57	Коэффициент апатитности $\frac{Na+K}{Al}$	0,62	0,84	1,02		1,15	0,97
$\frac{Na}{Al-K}$	0,84	0,93	0,77	1,11	0,84	0,67	0,64	1,16	0,57	0,44	0,55	0,40	0,45	0,67	0,53	$\frac{Na}{Al-K}$	0,58	0,76	1,03		1,22	0,96

Таблица 17 (продолжение)

№ анализа	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	№ анализа	54	55	56	57	58	59	60	61
SiO ₂	62,24	56,60	59,56	56,76	62,62	76,19	73,13	74,34	68,84	69,23	68,10	SiO ₂	69,55	69,59	62,28	54,71	75,39	75,41	55,23	68,44
TiO ₂	0,60	1,63	0,30	0,79	0,43	0,21	0,25	0,16	0,65	—	0,62	TiO ₂	—	0,45	0,43	0,32	0,19	0,18	1,38	—
Al ₂ O ₃	13,30	15,77	16,04	17,86	17,56	11,60	13,34	14,52	13,99	14,13	15,67	Al ₂ O ₃	15,47	14,74	13,75	20,47	13,49	12,65	15,85	14,13
Fe ₂ O ₃	5,00	3,66	1,11	2,44	2,03	1,27	1,04	0,82	0,88	0,67	1,01	Fe ₂ O ₃	0,48	1,06	2,29	1,28	0,56	0,52	1,35	0,64
FeO	6,02	5,96	2,95	3,64	2,12	0,93	0,50	0,43	3,09	3,26	3,07	FeO	2,77	3,05	2,86	3,81	1,15	1,44	7,26	3,09
MnO	0,18	0,23	0,10	0,10	0,10	0,03	0,03	0,03	0,96	—	0,08	MnO	—	0,09	0,03	0,24	0,62	0,03	0,24	—
MgO	—	1,14	1,02	5,25	0,64	0,32	0,65	0,54	0,54	0,92	0,74	MgO	0,62	0,71	0,74	—	—	0,28	4,37	0,84
CaO	1,25	3,30	4,72	3,12	1,42	0,89	1,16	0,60	2,32	2,29	1,86	CaO	1,97	0,87	1,45	3,93	0,80	0,85	7,55	2,25
Na ₂ O	6,30	5,80	5,12	4,81	4,11	3,23	2,60	3,60	3,77	3,43	3,28	Na ₂ O	3,79	2,94	3,00	7,23	3,77	3,71	3,37	3,14
K ₂ O	3,25	4,94	8,31	3,20	7,83	4,82	6,44	4,82	4,10	4,15	4,02	K ₂ O	3,69	3,77	5,58	5,90	4,46	4,64	1,63	3,65
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,35	P ₂ O ₅	—	—	0,45	0,07	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,23	0,97	0,67	0,65	0,57	0,31	0,57	0,57	1,46	—	—	CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,22	0,18	0,19	0,23	0,17	0,23	0,12	0,21	0,09	—	0,02	SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
												H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
												H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—	—	—
Коэффициент апатности $\frac{Na+K}{Al}$	1,05	0,94	1,08	0,63	0,86	1,00	0,85	0,77	0,77	0,75	0,62	Коэффициент апатности $\frac{Na+K}{Al}$	0,66	0,69	0,79	0,90	0,82	0,88	0,45	0,63
$\frac{Na}{Al-K}$	1,07	0,92	1,19	0,54	0,77	0,83	0,68	0,63	0,66	0,63	0,78	$\frac{Na}{Al-K}$	0,54	0,86	0,64	0,85	0,86	0,80	—	0,51
№ анализа	62	63 *	64	65	66	67	68	69	70	№ анализа	71	72	73	74	75	76	77**	78	79	80
SiO ₂	73,04	58,80	60,46	68,71	68,40	69,09	71,11	70,11	69,25	SiO ₂	60,24	55,02	69,49	67,70	48,52	39,48	40,41	39,83	54,40	54,75
TiO ₂	—	0,40	0,86	0,56	0,66	0,53	0,50	0,50	0,38	TiO ₂	1,08	0,46	0,35	0,50	2,35	0,34	0,63	0,96	0,33	0,28
Al ₂ O ₃	21,60	17,66	18,80	15,63	15,24	14,24	13,73	14,44	15,19	Al ₂ O ₃	18,68	21,50	15,89	15,28	17,35	28,54	23,75	19,69	19,20	21,10
Fe ₂ O ₃	0,27	3,34	1,73	1,79	2,16	1,30	0,81	1,77	1,16	Fe ₂ O ₃	0,91	2,18	1,38	1,43	6,32	1,64	2,87	2,76	5,36	3,60
FeO	0,81	1,03	0,79	1,74	1,06	2,10	2,24	1,24	1,95	FeO	4,22	3,58	2,02	2,88	6,98	2,20	4,22	4,77	1,89	1,75
MnO	—	0,09	0,02	0,03	0,18	—	—	—	0,06	MnO	0,44	0,26	сл.	сл.	0,04	0,05	0,10	0,10	—	0,75
MgO	0,30	0,30	0,80	0,90	0,87	0,74	0,71	0,69	0,87	MgO	0,91	0,44	0,60	0,83	4,30	0,74	1,62	4,02	1,37	0,32
CaO	1,62	4,49	2,90	1,92	3,68	1,77	1,58	0,79	0,88	CaO	2,62	1,97	1,64	2,20	7,46	7,68	10,55	14,73	5,23	1,28
Na ₂ O	4,11	3,33	3,68	3,65	3,26	3,74	3,31	5,48	4,45	N ₂ O	5,71	7,21	3,99	4,17	4,80	13,38	10,42	7,56	6,02	9,97
K ₂ O	0,50	8,73	8,86	5,01	4,62	5,17	4,64	4,32	4,72	K ₂ O	4,52	5,58	3,59	3,90	0,74	3,50	3,04	2,06	3,92	4,56
P ₂ O ₅	—	0,08	—	0,25	0,12	—	—	—	0,10	P ₂ O ₅	0,37	0,15	—	—	—	—	—	—	—	0,12
CO ₂	—	0,30	—	0,04	—	—	—	—	—	CO ₂	—	—	—	—	—	1,64	2,06	2,68	—	0,11
S ₂	—	—	—	0,07	0,06	—	—	—	—	Cl	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,12	0,09	—	—	—	—	S	—	—	—	—	—	—	0,06	—	—	0,04
H ₂ O ⁻	—	0,28	0,76	0,16	0,77	—	—	—	0,24	H ₂ O ⁺	0,59	0,16	0,68	—	—	—	0,97	0,47	0,54	1,20
										H ₂ O ⁻	0,08	0,16	—	—	—	0,13	—	0,30	0,11	0,58
Коэффициент апатности $\frac{Na+K}{Al}$	0,33	0,84	0,84	0,73	0,68	0,83	0,76	0,96	0,82	Коэффициент апатности $\frac{Na+K}{Al}$	0,75	0,83	0,66	0,72	0,49	0,90	0,86	0,74	0,85	1,01
$\frac{Na}{Al-K}$	0,31	0,42	0,64	0,59	0,52	0,45	0,62	0,93	0,73	$\frac{Na}{Al-K}$	0,63	0,76	0,56	0,61	0,47	0,89	0,84	0,71	0,78	1,01

* $EaC = 0,11$, $EaO = 0,10$.** $F = 0,20$.

№ анализа	81	82	83	84*	85	86	87	№ анализа	88	89	90	91	92	93	94	95	96**	97	98	99
SiO ₂	67,12	68,10	54,22	42,48	47,97	45,10	58,62	SiO ₂	57,40	56,76	57,16	58,39	56,10	52,23	55,02	53,96	54,78	53,30	57,38	57,82
TiO ₂	0,10	0,15	0,27	0,43	1,32	2,53	0,20	TiO ₂	0,25	0,91	0,18	0,20	0,49	0,18	0,47	0,56	0,50	0,23	0,30	0,065
Al ₂ O ₃	16,41	16,24	19,38	19,52	16,50	19,05	22,16	Al ₂ O ₃	20,36	19,53	22,49	22,45	22,19	20,46	21,59	21,53	19,53	24,01	20,28	23,03
Fe ₂ O ₃	0,17	0,53	1,45	2,77	6,38	3,05	0,29	Fe ₂ O ₃	3,00	3,79	1,14	0,95	2,41	3,31	2,18	2,12	2,47	1,67	2,23	0,72
FeO	2,19	1,43	2,45	4,79	5,95	10,20	1,27	FeO	3,00	3,86	2,34	2,78	3,30	6,64	3,58	4,01	4,22	2,98	5,09	2,37
MnO	—	0,02	0,05	0,16	0,66	0,12	0,02	MnO	0,13	0,09	0,06	0,07	0,034	0,34	0,26	0,14	0,21	0,82	0,16	0,075
MgO	0,10	0,14	0,16	0,81	0,63	0,22	0,26	MgO	0,30	0,83	0,46	0,12	0,10	0,18	0,44	0,96	0,50	0,24	0,45	0,04
CaO	0,84	0,43	4,00	7,39	7,55	3,77	0,92	CaO	2,46	1,75	0,40	0,97	1,02	4,23	1,97	1,40	2,55	1,12	0,77	0,74
Na ₂ O	5,77	5,67	7,20	9,19	6,60	6,65	7,15	Na ₂ O	7,12	6,23	7,31	7,54	8,17	5,45	7,21	7,86	7,55	9,59	7,38	9,43
K ₂ O	7,06	7,84	5,29	4,06	4,98	5,92	7,67	K ₂ O	5,68	5,19	5,02	5,63	4,72	5,06	5,58	5,05	5,94	5,36	4,80	4,62
P ₂ O ₅	—	—	—	0,56	—	—	—	H ₂ O +	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,30	0,16	—	—	1,74	2,64	0,50	H ₂ O -	—	—	—	—	0,40	—	0,16	0,19	0,38	—	—	1,40
Cl	0,01	0,05	0,07	—	0,03	0,07	—	P ₂ O ₅	—	0,10	0,041	0,09	0,063	0,20	0,15	—	—	0,038	0,028	0,038
S	0,07	0,96	0,05	0,01	—	0,01	0,01	CO ₂	—	—	—	—	0,12	—	—	—	0,21	0,16	—	0,42
H ₂ O+	0,26	0,10	—	0,43	0,27	0,63	0,73	F	—	—	—	—	0,14	—	—	—	0,06	—	—	0,026
H ₂ O-	—	—	0,25	0,07	0,08	0,27	0,02	п. п. п.	0,84	1,67	1,83	1,04	0,86	1,70	1,16	1,65	1,10	0,58	0,83	0,24
Коэффициент аппаитности Na+K Al	1,04	1,1	0,91	1,0	0,98	0,91	0,90	Коэффициент аппаитности Na+K Al	0,88	0,81	0,77	0,82	0,83	0,71	0,83	0,86	0,97	0,90	0,85	0,89
$\frac{Na}{Al-K}$	1,08	1,20	0,87	1,0	0,97	0,87	0,85	$\frac{Na}{Al-K}$	0,83	0,74	0,70	0,75	0,78	0,60	0,75	0,80	0,95	0,86	0,80	0,86

№ анализа	100	101	102	103	104	105	№ анализа	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118
SiO ₂	56,42	50,17	63,11	60,24	61,98	59,68	SiO ₂	60,59	60,68	63,82	62,34	63,10	61,28	63,52	63,50	63,51	63,86	77,41	69,38	69,82
TiO ₂	0,13	0,66	0,11	1,08	0,74	0,85	TiO ₂	1,16	1,12	0,16	0,70	0,11	0,36	0,16	0,85	0,79	0,45	0,36	0,30	0,54
Al ₂ O ₃	22,83	24,55	18,25	18,68	18,45	17,40	Al ₂ O ₃	18,75	17,21	17,56	16,94	17,92	19,62	18,29	18,04	16,97	16,79	14,09	13,38	13,08
Fe ₂ O ₃	2,08	3,20	1,86	0,91	1,57	2,02	Fe ₂ O ₃	2,16	2,47	0,74	2,78	0,63	2,72	1,20	0,94	3,13	1,88	1,76	1,55	1,26
FeO	2,44	3,55	3,72	4,22	2,32	1,34	FeO	2,39	3,23	2,47	4,15	2,80	3,81	3,24	2,90	1,85	2,62	4,38	3,64	3,05
MnO	0,14	0,14	—	0,44	0,09	н. о.	MnO	0,15	0,18	—	0,18	0,14	0,052	0,052	н. о.	н. о.	0,18	0,14	0,06	0,14
MgO	0,09	0,40	0,44	0,91	0,16	0,18	MgO	1,66	0,75	0,47	0,50	0,61	0,04	1,04	0,27	0,05	0,14	0,06	0,30	0,48
CaO	1,00	2,88	1,22	2,62	2,07	3,16	CaO	1,28	0,89	2,70	1,47	1,55	1,26	1,14	1,12	0,72	1,04	0,67	0,94	0,88
Na ₂ O	8,94	9,73	5,44	5,71	6,21	4,98	Na ₂ O	5,60	5,68	5,73	5,55	5,64	5,41	6,40	5,77	5,23	5,64	4,62	4,64	4,83
K ₂ O	4,22	4,80	5,27	4,58	5,18	6,00	K ₂ O	5,75	5,87	5,39	5,17	6,14	3,85	5,20	5,74	5,78	5,92	5,31	4,59	4,67
H ₂ O+	—	—	—	—	—	—	H ₂ O-	—	0,56	0,42	—	—	0,36	0,20	0,19	0,20	0,02	—	—	—
H ₂ O-	0,24	—	0,16	0,08	0,02	0,08	п. п. п.	0,22	0,59	—	0,68	1,07	0,58	0,56	0,30	1,29	0,70	1,08	0,64	0,58
P ₂ O ₅	0,02	0,18	—	0,37	0,44	—	P ₂ O ₅	0,34	0,39	—	0,058	0,037	0,032	0,035	—	—	0,06	0,058	0,038	н. о.
CO ₂	0,10	—	—	0,08	—	—	S	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01
F	0,058	—	—	—	—	—	F	—	0,067	—	—	—	0,07	—	0,032	—	—	—	—	—
п. п. п.	0,69	0,48	0,57	0,59	0,32	3,87	CO ₂	—	0,05	—	—	—	0,16	Неоп.	—	—	—	—	—	—
Коэффициент аппаитности Na+K Al	0,84	0,87	0,84	0,77	0,86	0,85	Коэффициент аппаитности Na ₂ O+K ₂ O Al ₂ O ₃	0,83	0,92	0,86	0,87	0,89	0,67	0,83	0,87	0,87	0,93	0,94	0,95	1,0
$\frac{Na+K}{Al-K}$	0,88	0,83	0,71	0,68	0,80	0,76	$\frac{Na}{Al-K}$	0,74	0,87	0,80	0,81	0,82	0,58	0,83	0,80	0,80	0,90	0,90	0,91	1,0

* SrO = 0,03. ** SO₃ = 0,55; Cl = 0,682.

Таблица 18

Петрохимические характеристики пород
(по А. Н. Заварицкому)

№ п.п.	a	c	c̄	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
1	26,6	—		12,9	60,5	48,0		52,0		70,0	— 32,2
2	26,5	—	2,6	6,7	64,2	25,3	14,7	60,0	—	67,5	— 27,2
3	31,0	0,8	—	3,3	64,9	43,5	—	56,5	—	70,7	— 33,0
4	18,0	1,3	—	24,4	56,3	53,1	—	49,6	—	68,5	— 24,7
5	24,2	0,4	—	9,8	65,6	60,0	5,0	35,0	—	67,0	— 17,6
6	15,4	1,6	—	33,0	50,0	48,2	4,4	47,4	—	79,5	— 32,4
7	20,0	0,8	—	25,2	54,0	47,0	6,8	46,2	—	80,0	— 32,8
8	29,6	1,6	—	8,6	60,2	50,0	10,0	40,0	—	77,3	— 40,4
9	27,0	3,1	—	6,5	63,4	59,0	12,1	28,9	—	62,9	— 30,3
10	24,85	3,30	—	7,35	64,5	70,0	21,0	9,0	—	64,0	— 24,0
11	28,48	0,43	—	4,64	66,45	26,2	9,1	—	64,7	56,5	— 24,5
12	25,5	2,5	—	3,8	68,2	56,6	32,1	11,3	—	57,4	— 17,1
13	28,9	—	—	4,9	66,2	28,6	14,3	—	57,1	61,8	— 25,4
14	23,9	4,4	—	6,2	65,5	76,7	1,2	22,1	—	54,9	— 21,2
15	23,5	3,3	—	7,6	65,6	75,5	0	—	24,5	55,8	— 19,1
16	22,3	2,6	—	18,1	57,0	7,9	14,1	—	78,1	88,5	— 33,2
17	20,0	2,4	—	20,0	57,6	48,0	—	52,0	—	68,8	— 27,2
18	24,6	0,2	—	14,0	61,2	57,0	—	43,0	—	64,0	— 27,0
19	29,2	1,6	—	4,9	64,3	66,2	0	33,8	—	66,0	— 31,2
20	24,8	2,7	—	7,6	64,9	66,0	0	34,0	—	61,3	— 22,5
21	21,9	2,1	—	14,9	61,1	53,0	0	37,0	—	63,3	— 23,7
22	17,0	1,4	—	30,6	51,0	46,8	4,8	48,4	—	83,3	— 33,4
23	30,0	0,9	—	1,7	67,4	72,0	0	28,0	—	88,0	— 26,1
24	14,2	2,0	—	27,7	56,1	47,6	0	52,4	—	93,4	— 18,2
25	22,6	2,9	—	10,3	62,4	81,6	0	18,4	—	63,8	— 19,7
26	18,8	1,5	—	26,0	53,7	50,0	4,0	46,0	—	81,5	— 31,7
27	14,1	3,2	—	33,9	48,8	44,0	10,4	45,6	—	93,2	— 33,8
28	15,1	2,7	—	19,2	63,0	57,0	0	43,0	—	65,0	— 6,9
29	18,6	—	1,1	11,2	69,1	42,4	8,4	49,2	—	40,0	0
30	22,6	2,7	—	8,2	66,5	45,6	—	—	54,4	55,0	— 15,0
31	15,0	4,8	—	16,7	63,5	61,3	10,3	28,4	—	50,0	— 7,8
32	12,4	4,7	—	19,4	63,5	50,0	—	50,0	—	92,1	— 2,5
33	6,9	3,6	—	33,5	56,0	41,6	10,2	48,2	—	71,1	— 5,4
34	9,4	4,8	—	23,1	62,7	47,4	10,7	41,9	—	83,6	+ 1,8
35	18,4	1,8	—	9,0	70,8	70,0	0	30,0	—	59,0	+ 1,8
36	12,1	4,6	—	20,0	63,3	45,1	20,5	34,4	—	85,0	— 2,2
37	10,6	3,3	—	31,2	54,9	36,4	37,3	26,3	—	85,0	— 14,7
38	18,8	1,7	—	10,0	69,5	68,7	15,0	16,3	—	59,0	— 0,3
39	20,8	—	0,4	8,8	70,0	65,4	3,0	31,6	—	64,3	— 2,0
40	3,2	8,1	—	34,2	54,5	27,0	24,2	48,8	—	82,6	— 5,5
41	20,0	—	3,0	6,0	71,0	56,5	0	43,5	—	71,3	— 1,0
42	23,5	0,3	—	2,0	74,2	100	—	—	—	66,7	+ 1,1
43	17,6	—	1,0	10,5	70,9	85,8	0	14,2	—	74,5	+ 5,6
44	20,0	0,6	—	14,3	65,1	63,3	12,9	23,8	—	64,4	— 10,4
45	21,0	—	1,7	11,0	66,3	34,0	15,0	51,0	—	48,2	— 11,1
46	15,0	3,7	—	16,0	65,3	35,0	55,6	—	9,4	70,0	— 3,1
47	20,8	1,6	—	5,0	72,6	75,0	22,2	2,8	—	44,0	+ 2,0
48	13,5	0,7	—	2,6	83,2	70,0	17,5	12,5	—	50,5	+ 38,7
49	14,7	1,3	—	2,7	81,3	57,5	40,0	2,5	—	38,2	+ 32,0

Т а б л и ц а 18 (продолжение)

№ п.п.	a	c	c̄	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
50	14,4	0,7	—	3,4	81,5	31,4	25,5	43,1	—	53,2	+ 33,5
51	14,1	2,2	—	6,1	77,6	75,5	14,5	10,0	—	57,6	+ 24,8
52	13,6	2,5	—	5,4	78,5	66,2	28,8	5,0	—	56,4	+ 27,3
53	12,7	2,3	—	8,2	76,8	45,5	13,8	—	40,7	58,8	+ 25,9
54	13,4	2,4	—	6,3	77,9	47,9	16,0	—	36,1	61,0	+ 26,6
55	11,5	1,0	—	10,3	77,2	36,5	10,9	—	52,6	54,0	+ 30,4
56	15,7	1,9	—	5,9	76,5	85,0	10,0	—	5,0	45,0	+ 19,7
57	25,5	1,4	—	8,6	64,5	59,0	—	41,0	—	65,2	— 23,4
58	14,0	0,9	—	3,3	81,8	60,8	—	—	31,2	56,5	+ 34,7
59	14,5	1,1	—	2,4	82,0	78,8	21,2	—	—	54,5	+ 34,0
60	10,6	6,3	—	13,1	70,0	68,2	3,4	28,4	—	76,0	+ 12,5
61	12,3	2,8	—	6,2	78,7	56,7	23,3	—	20,0	57,9	+ 30,0
62	8,7	1,8	—	15,0	74,5	6,1	2,8	—	91,1	93,0	+ 29,8
63	20,6	1,9	—	8,3	69,2	48,7	6,0	45,3	—	37,4	— 4,7
64	21,5	2,1	—	5,3	71,1	44,2	26,5	29,3	—	39,0	— 2,9
65	15,0	2,3	—	5,4	77,3	55,5	27,2	—	17,3	53,0	+ 22,3
66	13,8	3,2	—	5,7	77,3	53,0	24,7	22,3	—	52,0	+ 23,8
67	15,3	1,7	—	6,2	76,8	48,0	45,7	6,3	—	52,2	+ 21,3
68	13,8	2,0	—	4,2	80,0	66,1	27,4	—	6,5	51,5	+ 30,4
69	17,9	0,4	—	4,2	77,5	61,0	26,5	12,5	—	66,0	+ 18,8
70	16,3	1,1	—	5,6	77,0	48,8	25,0	—	26,2	59,0	+ 21,3
71	19,5	3,0	—	6,9	70,6	75,0	22,0	3,0	—	65,7	— 0,8
72	25,0	2,5	—	6,8	65,7	86,3	11,6	—	2,1	66,3	— 21,1
73	14,0	2,0	—	5,7	78,3	54,1	17,7	—	28,2	63,1	+ 26,6
74	14,8	2,7	—	5,6	76,9	69,7	25,3	—	5,0	62,4	+ 21,3
75	12,0	6,0	—	23,1	58,9	53,2	32,6	14,2	—	90,6	— 12,2
76	37,8	2,0	—	10,7	49,5	36,0	12,6	51,4	—	85,4	— 68,6
77	29,5	2,3	—	18,0	50,2	39,2	16,3	44,5	—	84,0	— 61,0
78	21,0	11,0	—	18,4	49,6	40,0	40,0	20,0	—	85,3	— 53,8
79	22,1	1,9	—	13,2	62,8	48,4	17,7	33,9	—	60,6	— 20,5
80	28,7	—	0,4	7,3	63,6	71,4	6,7	21,9	—	76,7	— 30,6
81	21,6	—	0,9	2,5	75,0	51,3	8,1	40,6	—	55,4	+ 4,5
82	21,3	—	1,7	1,1	75,9	n'=25	25,0	50,0	—	52,3	+ 7,5
83	25,0	1,3	—	8,0	65,7	47,3	3,6	49,1	—	67,5	— 20,0
84	28,3	0	—	18,8	52,9	40,2	7,8	52,0	—	77,5	— 50,8
85	22,5	0,2	—	19,6	57,7	59,2	6,5	34,3	—	66,2	— 29,8
86	25,6	0,5	—	15,3	58,6	88,5	2,9	—	8,6	63,0	— 34,5
87	27,7	1,1	—	2,5	68,7	61,1	16,7	—	22,2	58,3	— 19,1
88	24,4	1,6	—	7,7	66,3	75,6	6,5	17,9	—	65,3	— 17,8
89	21,7	2,1	—	9,4	66,8	76,8	15,7	—	7,5	64,7	— 11,9
90	23,5	1,7	—	8,0	66,8	41,2	9,6	—	49,2	70,2	— 15,1
91	25,0	1,2	—	6,8	67,0	52,6	3,0	—	44,4	67,2	— 17,2
92	25,3	1,2	—	8,1	65,4	65,8	2,6	—	31,6	72,5	— 21,0
93	20,6	4,3	—	11,6	63,5	86,9	2,5	10,6	—	62,2	— 18,5
94	24,9	2,5	—	6,9	65,7	84,6	11,3	—	4,1	66,2	— 20,9
95	25,5	1,8	—	8,6	64,1	69,7	19,7	—	10,6	70,3	— 24,6
96	25,7	0,4	—	10,0	63,9	64,6	8,3	27,1	—	65,9	— 24,0
97	29,8	1,4	—	6,1	62,7	85,0	6,9	—	8,1	73,2	— 35,5
98	23,4	0,9	—	9,7	66,0	70,9	7,8	—	21,3	70,0	— 15,7
99	27,9	0,9	—	4,6	66,6	62,7	1,5	—	35,8	75,7	— 23,5
100	26,4	1,3	—	6,8	65,5	63,3	2,0	—	34,7	76,3	— 23,1

Т а б л и ц а 18 (окончание)

№ п.п.	a	c	$\bar{c}$	b	s	f'	m'	c'	a'	n	Q
101	29,5	2,3	—	8,4	59,8	76,3	8,5	15,2	—	75,4	—41,4
102	19,6	1,4	—	7,6	71,4	67,0	9,8	—	23,2	61,1	+2,2
103	19,5	2,9	—	7,1	70,5	73,8	22,3	3,9	—	65,2	—0,9
104	21,5	1,7	—	4,8	72,0	75,7	5,7	18,6	—	64,5	—0,7
105	20,6	1,9	—	5,6	71,9	57,7	5,1	37,2	—	55,6	+0,6
106	20,6	1,5	—	8,4	69,5	50,4	33,3	—	16,3	59,4	—3,7
107	21,3	1,0	—	6,9	70,8	79,8	19,2	1,0	—	59,0	—2,0
108	20,4	1,9	—	4,9	72,8	56,3	15,5	28,2	—	61,7	+2,9
109	19,8	1,5	—	7,1	71,6	89,4	6,8	3,8	—	62,1	+2,1
110	21,3	1,5	—	4,8	72,4	68,6	21,4	10,0	—	58,1	+0,7
111	17,3	1,5	—	11,7	69,5	50,9	0,6	—	48,5	68,3	+2,9
112	21,7	1,4	—	4,3	72,6	95,2	1,6	—	3,2	65,2	+0,4
113	21,1	1,4	—	4,4	73,1	80,0	10,8	—	9,2	60,4	+2,6
114	20,1	0,9	—	5,5	73,5	78,8	1,2	—	20,0	57,5	+5,9
115	21,0	0,7	—	5,0	73,3	83,8	5,4	10,8	—	59,1	+3,9
116	17,6	0,5	—	6,1	75,8	93,4	1,1	5,5	—	57,1	+15,9
117	16,5	0,5	—	5,8	77,2	80,5	8,0	11,5	—	60,5	+20,9
118	16,8	0,1	—	5,5	77,6	71,1	12,3	16,6	—	61,1	+21,5

Породы, внесенные в табл. 17 и 18:

1—7 — нефелиновые сиениты (изготовлены в лаборатории ИГиГ СО АН СССР); 8—13 — то же (изготовлены в лаборатории электрометаллургии Вос.-Сиб. филиала АН СССР под руководством Е. И. Хазанова); 14—16 — то же (по Солоненко, 1951); 17 — гранатосодержащий нефелиновый сиенит (обр. 8/1), 18 — нефелиновый сиенит с глубины 50 м (скв. 503) (лаборатория ИГиГ); 19—25 — нефелиновые сиениты (по Куплетскому, 1937); 26 — пойкилитовый ийолит (лаборатория ИГиГ); 27 — то же (по Солоненко, 1951); 28—32 — щелочные сиениты (лаборатория ИГиГ); 33—34 — то же (по Солоненко, 1951); 35—37 — диориты (лаборатория ИГиГ) (1—37 — породы Бото-гольского гольца); 38 — нефелиновый сиенит, 39 — щелочной сиенит, 40 — прикон-тактовый габбро-диорит (38—40 — породы хр. Нюрган; изготовлены в лаборатории ИГиГ); 41—42 — щелочные сиениты; 43 — нордмаркит (41—43 — породы левобережья Урика; изготовлены в лаборатории ИГиГ), 44—46 — щелочно-земельные сиениты Со-рокских гольцов; 47 — то же, из р. Айнака; 48 — граносиенит Сорокских гольцов; 49—50 — граносиениты хр. Каландарашвили (44—50 изготовлены в лаборатории ИГиГ); 51 — биотитовый гранит соседнего с Ботогольским Гранитного гольца (лабо-ратория ИГиГ); 52—55 — то же (по Солоненко, 1951); 56 — гранит левобережья р. Сенцы (по Токайшвили, 1961); 57 — граносиенит хр. Нюрган; 58 — граносиенит лево-бережья р. Сенцы; 59 — гранит р. Б. Белой (Хан-Мадона), 60 — диорит, оттуда же (57—60 — лаборатория ИГиГ), 61—62 — граниты Буруктуйского гольца (по Солонен-ко, 1951); 63—64 — святоноситы каменной интрузии (по Богатикову, 1962); 65, 70, 74 и 75 — щелочно-земельные граниты, граносиениты и сиениты; 71 — щелочной си-енит; 72 — нефелиновый сиенит; 73 — диорит (65—75 — породы огнитского комплекса Восточного Саяна, по Крылову и др., 1962); 76 — уртит; 77 — ийолит-уртит; 78 — ийолит (по Кононовой, 1957); 79 — нефелиновый сиенит миаскитовый; 80 — нефелино-вый сиенит хибинитоподобный; 81—82 — щелочные сиениты (по Яшиной, 1957); 83 — нефелиновый сиенит; 84 — ювит (по Яшиной, 1962); 85 — мезократовый нефелиновый сиенит; 86 — лейкократовый нефелиновый сиенит; 87 — пегматоидный нефелиновый сиенит (по Кононовой, 1962). Образцы 76—87 — щелочные породы Юго-Восточной Ту-вы, развитые в пределах Сангиленского массива; 88—96 — фойяиты; 97 — ювит; 98—100 — миаскиты; 101 — уртит; 102—112 — пуласкиты; 113—115 — нордмаркиты; 116—118 — щелочные гранитоиды. Образцы 88—118 из комплекса щелочных пород Северо-Восточной Тувы (по Кудрину, 1962).

индивидуализированных магматических цикла: а) верхнерифейский и б) верхнекембрийский, принадлежащие геосинклинальному тектоно-маг-матическому режиму, и в) девонский, протекавший уже в платформенных условиях, точнее — в начальной стадии становления палеозойской плат-формы.

Касаясь специфики кислой магмы каждого из циклов, эти авторы отмечают: «Верхнерифейская гранитоидная магма нормальная гранитная с пичтожными явлениями гибридизма в первом этапе внедрения и щелочно-земельная — во втором, где соответственно возрастает количество пород, стоящих ближе к плагиогранитам и диоритам. Наиболее характерная и давно подмеченная особенность верхнерифейской магмы заключается в ее большой подвижности и способности к обширной и тонкой инъекции, а также пегматитообразованию...

Эта особенность рифейских гранитоидов совершенно не свойственна щелочно-земельной магме кембрийского цикла, давшей породы преимущественно плагиогранитного и кварцево-диоритового состава. Среди них нормальные граниты имеют подчиненное значение, а калишпатовые разновидности встречаются редко. Во всех интрузивных телах этого возраста широко развиты явления гибридизма, выражающиеся в присутствии значительных полей гибридных пород диоритового и габбрового состава, иногда с оливином». Далее они пишут: «Для гранитоидной магмы девонского цикла характерна повышенная щелочность и дифференцированность с образованием больших объемов лейкократовых микроклиновых и нормальных гранитов, с одной стороны, и малых объемов субщелочных и щелочных пород вплоть до нефелиновых сиенитов — с другой. Такой состав магмы девонского цикла весьма постоянен для различных структурных единиц не только Восточного Саяна, но и всей огромной территории Сибири».

Последнее отмеченное обстоятельство — субщелочной характер части палеозойских гранитоидных магм — выступает в Восточном Саяне настолько ясно, что его отмечают все исследователи магматизма (Сулоев, 1960; Додин, Гурьянова, 1960; Рик, 1961; Крылов и др., 1962). Это же, по существу, утверждает В. П. Солоненко (1951) в отношении комплекса гранитоидов Окинской структуры. Многие исследователи склонны усматривать между огнитскими гранитоидами и щелочными породами не только пространственную связь или приуроченность к единому тектоно-магматическому этапу, но и более глубокую — генетическую связь.

Очевидно, такие представления не могут вызывать у кого-либо существенных возражений, хотя вопрос о причинах возникновения щелочных пород в этом едином комплексе магматических образований может решаться разными исследователями по-разному.

В этом разделе мы помещаем табл. 17, в которой сведены известные нам химические анализы преимущественно палеозойских гранитоидов восточной части Восточного Саяна и щелочных пород соседних районов Тувы. Коэффициенты агпаитности вычислены как обычным методом, так и методом, предложенным Б. И. Злобиным (1959), которые, согласно исследованиям этого автора, дают более строгую градацию составов магм агпаитового и мнаскитового типов.

В табл. 18 приведена петрохимическая характеристика пород по А. Н. Заварицкому.

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕНЕЗИСЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОГО САЯНА

Вопрос о генезисе щелочных пород в геологии вообще далек от своего полного разрешения. Несмотря на относительно небольшую роль, которую играют щелочные породы в общем комплексе магматогенных образований, их изучению посвящен обширный перечень литературы. Почти во всех опубликованных работах в той или иной мере отражены попытки объяснения генетической природы либо отдельных геологических тел щелочных пород, либо целой группы их месторождений. Не избежали этой участи и щелочные породы Ботогольского массива.

В общегеологической части было отмечено, что этот массив расположен по соседству с крупным гранитным массивом Буруктуйского гольца (по юго-восточному контуру Ботогольского массива; расстояние между ними менее 1 км). Примерно на уровне северо-западной оконечности щелочного массива, на расстоянии от него также около 1 км, к востоку расположен второй, простирающийся к северо-востоку массив лейкократовых биотитовых гранитов так называемого Гранитного гольца (Б. М. Куплетский называет его северо-восточным отрогом Ботогольского гольца). Последний пространственно не связан с Буруктуйским; оба они отделены от Ботогольского массива толщей метаморфических сланцев и известняков. Непосредственные взаимоотношения щелочных пород и гранитов здесь не наблюдаются.

Б. М. Куплетский (1925а) считает, что «Ботогольский массив в целом следует рассматривать как громадное контактное образование между изверженной магмой и известняками. Говорить о самостоятельном очаге щелочной магмы здесь совершенно не приходится, ввиду незначительных выходов нефелиновых сиенитов. Присутствие в непосредственной близости от Алиберовской горы мощного Буруктуйского гранитного массива и гранитных обнажений северо-восточного отрога Ботогольского гольца, отделенных от нефелиновых сиенитов лишь неширокими речными долинами, заставляет предполагать связь между этими двумя породами и рассматривать щелочной массив как производный от общего очага гранитной магмы». Та же мысль была высказана им в 1937 г.

Граниты Буруктуйского и Гранитного гольцов, судя по материалам других исследователей — И. И. Орешкина и О. П. Алексеевой (см. Флоренсов, 1947), А. И. Кобеляцкого (1947), В. П. Солоненко (1951), А. Д. Смирнова и В. В. Булдакова (1962), одновозрастны. Последние авторы считают их верхнерифейскими (синтектоническими), а Солоненко относит без уточнений к докембрию.

Различия в химизме пород собственно гранитного состава независимо от их возраста относительно невелики. Это отражено в петрохимической диаграмме (рис. 36) и сравнительной табл. 19.

Тем не менее граниты гольца Гранитного по признаку соотношения железо-магнезиального компонента, а также по несколько повышенному содержанию щелочей скорее, на наш взгляд, тяготеют к гранитоидам огнитского комплекса, чем к верхнерифейским. Кроме того, верхнерифейские граниты Буруктуйского массива (они же граниты саянского

Т а б л и ц а 19

Петрохимические коэффициенты гранитоидов

Породы	FeO : MgO, мол. %	CaO, всес. %	Na ₂ O + K ₂ O, всес. %	Среднее из
Нефелиновые сиени- ты района	87,8	6,0	12,2	28
Щелочные сиени- ты (без нордмаркитов)	91,8	6,10	9,63	6
Сиени- ты и нордмар- киты Урика	100,0	1,27	11,45	3
Граниты гольца Гра- нитного	74,4	1,75	7,32	5
Огнитские гранито- иды (включая дан- ные Н. Н. Крыло- ва и др., 1962)	68,7	2,30	9,0	16
Граниты верхнеи- фейские	62,8	2,60	6,80	19
Нефелиновые сиени- ты Юго-Восточной Тувы		5,36	13,12	12
Нефелиновые сиени- ты Северо-Восточ- ной Тувы		1,66	13,0	14
Пудаскиты Северо- Восточной Тувы		1,93	12,10	10

комплекса по мнению других исследователей) по западной периферии сложены в большей мере метаморфизованными гнейсо-гранитами, что также существенно отличает их от нормально-интрузивных пород Гранитного гольца.

Возвращаясь к представлениям Б. М. Куплетского, рассматривавшего щелочные породы Ботокольского массива в качестве образований, производных от гранитной магмы Буруктуйского массива, можно отметить полную их несостоятельность, поскольку теперь уже установлена разновозрастность тех и других. Относительно небольшие интрузии щелочных сиени-
тов и нордмаркитов на южной и юго-западной периферии Буруктуйского массива, согласно Н. А. Флоренсову (1947), безусловно одновозрастны с ботокольскими щелочными породами и образуют рвущие контакты в гранитах и гнейсогранитах. Это подтверждено и нашими наблюдениями. Флоренсов также отвергает генетическую связь ботокольских щелочных пород с буруктуйскими гранитами.

Другая точка зрения на природу щелочных пород района была высказана Н. А. Флоренсовым (1947). Он считает, что в процессе своего развития щелочная интрузия претерпела магматическую, пегматитовую и гидротермальную стадии и что «...образование щелочных пород Ботокольского гольца, вероятно, происходило за счет ассимиляции известняков граносиени-
товой магмой, интрузии которой широко развиты в Восточном Саяне».

С этим солидарен и В. С. Соболев (1947), считающий определяющим фактором в образовании собственно щелочных пород Ботокола ассимиляцию известняков, но не дифференциацию магмы.

Следующее, третье представление о генезисе щелочных пород Ботокольского массива было высказано В. П. Солоненко (1950, 1951), который

считал, что после внедрения гранитов и диоритов интродуцировали обычные, т. е. нещелочные пироксеновые и кварцевые сиениты (породы I фазы по Н. А. Флоренсову), закончившие нормальный цикл магматического процесса. Заключительным этапом была гидротермальная деятельность, приведшая к метасоматическому преобразованию нормальных сиенитов в щелочные и нефелиновые сиениты. Они, по мнению автора (1950), «...несомненно образовались не посредством простой кристаллизации магмы, а путем сиенитизации метаморфических пород щелочными гидротермальными растворами, находившимися на грани пневматолитического этапа». Надо полагать, что при этом мыслится «сиенитизация» с результативным образованием щелочных пород за счет не только интрузивных щелочно-земельных, но и вмещающих известняков и метаморфических сланцев, так как иных метаморфических пород, упоминаемых В. П. Солоненко, в районе Ботогола нет.

Н. А. Флоренсов (1947) в своей схеме эволюции щелочных пород Ботогола в качестве самой ранней интрузивной фазы принимает внедрение нормальных пироксеновых сиенитов и кварцевых сиенитов. По второй фазе он относит внедрение щелочных и нефелиновых пироксеновых сиенитов, к третьей — лейкократовых нефелиновых сиенитов и их дериватов.

Такая схема в ее общем виде отражает лишь последовательность внедрений тех или иных магм во времени. Однако все фигурирующие здесь образования даются в готовом виде, как уже вполне сформировавшиеся продукты с заранее присущими им петрохимическими особенностями. Если в то же время учесть, что, согласно этой схеме, первыми внедрились нормальные пироксеновые сиениты и кварцевые сиениты и основным фактором в образовании щелочных пород, по мнению Н. А. Флоренсова, была десиликация граносиенитовой магмы ассимилируемыми известняками, то надо допускать, что формирование щелочных пород происходило в момент внедрения этой нормальной щелочно-земельной магмы в магматические камеры уже достаточно высоких структурных этажей.

В пределах Ботогольского массива такие пироксеновые сиениты не образуют самостоятельных тел, а встречаются почти исключительно в ксенолитах среди щелочных и нефелиновых сиенитов. Это отметил еще Н. А. Флоренсов (1947). В принципе пироксеновые сиениты очень мало отличаются от щелочных сиенитов. Состав пироксена в них, устанавливаемый по кристаллооптическим константам, оставаясь таким же высокожелезистым, отличается от пироксенов щелочных сиенитов несколько пониженным содержанием эгириновой молекулы. Между пироксеновыми сиенитами ксенолитов и вмещающими их щелочными породами можно уловить все взаимопереходы не только в смысле ступенчатых границ, но и в составе. Иногда в таких ксенолитах, отчетливо выступающих в обнажениях, под микроскопом обнаруживаются даже небольшие количества нефелина.

Вполне правдоподобно, что именно эти пироксеновые сиениты (и, реже, кварцевые сиениты, описанные В. С. Соболевым, 1947) являются аналогами палеозойских щелочно-земельных сиенитов, развитых в соседних районах, в частности очень подобных им по химизму фемических минералов сиенитов северных Сорокских гольцов (Яхшопского гранитоидного массива, по А. Д. Смирнову и В. В. Булдакову, 1962). Подобным же образом, как отмечалось выше, по ряду основных признаков (прежде всего по составу фемических минералов) выявляется поразительное сходство между щелочными сиенитами Ботогола и щелочно-земельными сиенитами тех же Сорокских гольцов.

При этом остается неясным и трудноразрешимым вопрос о том, на какой стадии формирования щелочных пород был эгиринизирован клинопироксен. Можно допустить, что щелочные сиениты Ботогола стали таковыми лишь тогда, когда в результате общего повышения щелочности

в магме (в частности, повышения потенциала натрия) произошла некоторая, преимущественно небольшая эгиринизация геденбергитового клинопироксена и затем частичное развитие и образование без какой-либо радикальной кристаллохимической перестройки минералов щелочных пород за счет нормальных. Тем самым должно признаваться некоторое, хотя и небольшое по масштабам метасоматическое преобразование пород. Однако столь же правомочным остается предположение о том, что эгиринизированный клинопироксен выделялся в интрателлурическую фазу кристаллизации магмы. Небольшое содержание эгириновой молекулы в геденбергитовом пироксене объясняется, вероятнее всего, не низкой концентрацией щелочей в расплаве, но очень низким потенциалом кислорода. Это обстоятельство подчеркивал В. С. Соболев (1947, стр. 206), отмечавший преимущественное нахождение железа в пироксене в закисной форме. В результате создавались очень ограниченные возможности для образования эгирина, хотя содержание Na в щелочных и тем более в нефелиновых сиенитах было для этого более чем достаточным.

Если, таким образом, отказаться по изложенным здесь мотивам от представлений Б. М. Куплетского (1925а, 1937) о том, что ботогольский комплекс щелочных пород — производный гранитов соседнего Буруктуйского массива (независимо от того, какой путь их происхождения мыслится автором), остаются две следующие точки зрения: а) щелочные породы возникли путем десиликации гранитоидной магмы ассимилируемыми известняками; б) щелочные породы Ботогола образовались при сиенитизации метаморфических пород щелочными гидротермальными растворами, т. е. метасоматическим путем.

Мнение о том, что щелочные породы, встречающиеся в пределах Окинской структуры, обязаны своим происхождением процессам взаимодействия между известняками монгошинской свиты и интродуцирующими в них сиенитами или граносиенитами, было высказано и другими исследователями, производившими здесь геологическую съемку. По представлениям И. А. Кобеляцкого и О. П. Алексеевой, такова природа щелочных и нефелиновых сиенитов в хр. Нюрган, а по данным Д. В. Титова и О. П. Алексеевой — шпироподобных участков нефелинсодержащих сиенитов в связи с ксенолитами известняков, встреченных ими в верховьях р. Жахны.

В таком виде представления многих исследователей этой части Восточного Саяна склоняются к известной гипотезе Дэли — Шенда, на первый взгляд удачно объясняющей ряд моментов, когда речь идет о конкретных случаях, касающихся природы того или иного массива или локального развития щелочных пород в комплексе пород щелочно-земельного состава.

Действительно, в ряде случаев соблюдены многие условия, необходимые для образования щелочных пород по схеме Дэли — Шенда: тесная ассоциация либо пространственная, либо возрастная щелочных и щелочно-земельных гранитоидных пород, несколько повышенная общая щелочность гранитоидов огнитского комплекса по сравнению с более древними гранитоидами, обилие известьсодержащих и содержащих CO_2 минералов в щелочных породах, наконец, вмещающие толщи карбонатных пород — все это делает вполне логичными и убедительными доводы в пользу ассимиляционной гипотезы. Вместе с тем ряд обстоятельств не позволяет нам принять безоговорочно подробную концепцию.

Геологическая позиция огнитских гранитоидов и щелочных пород в Окинской структуре совершенно подобная. Все они, по существующим представлениям, одновозрастны, генетически связаны между собой и, кроме того, размещены преимущественно в одной и той же вмещающей карбонатной толще. Тем не менее, результативный процесс кристаллизации граносиенитовой магмы проявился здесь по-разному.

В процессе полевых исследований щелочных пород нами уделялось особое внимание изучению контактов между вмещающими известняками

и интрузивными породами. Было детально изучено в шлифах более 20 хорошо вскрытых приконтактных разрезов отдельных массивов нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочно-земельных сиенитов, граносиенитов и гранитов в полосе между р. Уриком и левобережьем Жом-Балока. Ни в одном случае каких-либо существенных признаков ассимиляции известняков интрузирующей магмой и связанной с этим ее десиликации, а тем более образования пород типа нефелиновых сиенитов на контактах, столь разнородных по химизму пород, выявлено не было. Исключительно редко в приконтактных зонах проявляется лишь заметное гидротермальное изменение пород. В частности, упоминавшиеся дайковые диориты и керсантиты, прорывающие известняки по левобережью р. Белой (Хан-Мадона) в зоне эндоконтакта превращены, по существу, уже в эпидозиты с большей или меньшей примесью бесцветного амфибола. По фемическим минералам интенсивно развивается хлорит, а по плагиоклазу — серицит. Существенна также общая карбонатизация эндоконтактов. На породу, следовательно, наложился отпечаток обогащения ее кальциевыми силикатами, что также подчеркивается обильным выпадением сфена. Однако этот процесс не имеет ничего общего с образованием щелочных пород.

Гораздо чаще отмечаются метаморфизм вмещающих известняков с мраморизацией их в той или иной степени, а также образование в зонах непосредственного экзоконтакта метаморфогенных силикатных минералов типа диопсида, волластонита, реже — гроссуляра и форстерита. Такие явления были нами встречены в контактных известняках собственно Ботогольского массива, в интрузиях щелочных сиенитов и гранитов Буруктуйского массива (по левобережью Урика), в гольцах Гранитном, в хр. Нюрган и в других местах. То же самое отмечают А. Д. Смирнов и В. В. Булдаков (1962) для Баргутен-Сарьдагского (он же Буруктуйский) и Яхошопского гранитных массивов. Авторы при этом неправильно называют такие процессы скарнированием. Образование скаполита, диопсида и тремолита в контактах известняков с прорывающими их пегматитовыми жилами в районе, расположенном к востоку от Ботогола, указывает И. А. Кобеляцкий (1947). Появление среди каледонских гранитных plutонов междуречья Большой Белой и Оки участков, сложенных диоритами и габбро-диоритами, а также наличие диоритов, связанных постепенными переходами с гранитами, в периферических частях plutонов последних, отмечает С. П. Плешанов (1958). Он считает, что такие диориты образовались в результате ассимиляции интрузирующей магмой известняков кровли. Опять никакие признаки повышения щелочности здесь не выявляются.

Существенная десиликация граносиенитов в зоне эндоконтакта с известняками и образование пород типа пироксенитов и габбро в хр. Нюрган достаточно подробно была описана выше. В экзоконтактах известняков в свою очередь появляются небольшие количества волластонита и бесцветного диопсида.

Таким образом, картина, наблюдаемая во всех случаях, в принципе совершенно идентична. Интрузии гранитов и иных членов гранитоидного семейства, прорывающие известковистую толщу монгошинской свиты, независимо от их возраста (палеозойские они или докембрийские) в контактах вызывают лишь относительно небольшой по масштабам термальный метаморфизм с мраморизацией известняков и подчас развитием в них ряда метаморфогенных минералов. Сами гранитоиды в эндоконтактах чаще подвержены некоторой базификации. Повышения щелочности при этом не устанавливается, если не считать незначительной эгиринизации клинопироксена, встреченной нами один раз в приконтактной зоне соседнего с ботогольским Гранитного гольца.

О вероятных глубинах формирования щелочных пород района

К решению вопроса о термодинамических условиях формирования щелочных пород района нельзя подходить без анализа общегеологической обстановки. Так, по данным многих исследователей и, в частности В. П. Арсентьева (1960), в строении района принимают участие архейские отложения, слюдянская серия которых наряду с гнейсами содержит карбонатные породы — мраморы и кальцифиры. Мощность серии 3000—4000 м. Протерозойские отложения в самой нижней части разреза (иркутская свита мощностью до 2000 м) также содержат мраморизованные часто графитизированные известняки. Выше уртагольской свиты (1000—2000 м), сложенной в главной своей массе метаморфическими сланцами, залегает монгошинская карбонатная свита (1500—2000 м). Разрез заканчивается сланцево-песчаниковой толщей окинской свиты (3000—3500 м).

Стратиграфическая схема А. Л. Додина (1961) существенно отличается от только что указанной и наименованием свит и их расположением, однако общая мощность метаморфизованных терригенных отложений докембрия этой части Восточного Саяна в обоих случаях оценивается приблизительно одинаково — 12—15 тыс. м. По А. Л. Додину стратиграфический разрез завершается не окинской, а монгошинской свитой, относимой уже к синию.

Щелочные породы и гранитоиды огнитского комплекса размещены преимущественно в карбонатной монгошинской свите (она же свита В₂ С. В. Обручева).

Таким образом, глубина формирования среднепалеозойских массивов интрузивных пород с учетом значительной эродированности вмещающих известняков едва ли превышала 3—4 км. Если же считать, что окинская свита залегает выше монгошинской, то эта глубина, возможно, достигала 5—6 км. При этом имеется в виду посттектонический характер палеозойского магматизма, т. е. внедрение гранитоидов в уже достаточно консолидированный докембрийский субстрат, не подвергшийся впоследствии существенным вертикальным перемещениям.

Такой момент, как образование волластонита среди метаморфизованных известняков в экзоконтактах интрузий, еще раньше привлекал внимание исследователей. Известно, что в условиях метаморфизма образование волластонита и его устойчивость в карбонатных породах определяются прежде всего режимом углекислоты. Поэтому В. С. Соболев (1947) попытался с помощью «геологического манометра» Д. С. Коржинского определить условия формирования интересующих нас пород. Он сделал заключение о том, что «...Ботогольская интрузия застывала хотя и не очень глубоко (по сравнению с другими интрузиями Восточной Сибири), но на значительно большей глубине, чем многие щелочные комплексы»...

Появление волластонита вместе с гроссуляром и диопсидом свидетельствует о том, что по глубинности процесса эти породы должны относиться к третьей, а вероятнее всего, к четвертой фации по Д. С. Коржинскому (1940). Парциальное давление углекислоты здесь (примерно соответствующее давлению статической нагрузки) и определяющее устойчивое существование волластонитовой фации, должно быть достаточно высоким, во всяком случае значительно выше 350 атм (Ревердатто, 1962), вероятно выше 1200 атм (предел устойчивости периклаза), но гораздо ниже 5000 атм (Заварицкий, Соболев, 1961). Обоснованием этому служит то, что в нашем случае полностью отсутствуют первые три фации Д. С. Коржинского: ларнит-мервинитовая, геленит-монтichelлитовая и периклазовая. Следует при этом оговориться, что периклаз здесь, по-видимому, и не мог возникнуть (равно как монтichelлит и мервинит), поскольку известняки сложены почти чистым кальцитом. С другой стороны, нельзя не отметить,

что магния все же было достаточно для образования тех или иных количеств практически чистого диопсида, а иногда форстерита. Отсутствие периклаза в известняках не позволяет, как отмечает В. С. Соболев (1947), строго отнести изучаемый комплекс к III или IV фации глубинности, но во всяком случае он должен помещаться левее границы, разделяющей IV и V фации. Экспериментально установлено (Хитаров и др., 1962), что волластонит в известняках может образоваться при давлениях 500—1000 атм, если температура была несколько ниже 1000°, и при давлениях 2000 атм, если температура не достигала 900°.

На температурных условиях формирования ботогольской интрузии мы остановимся ниже. Здесь лишь отметим, что согласно современным представлениям температуры метаморфизма на значительных глубинах не превышали 850° (Соболев, 1949), а это значит, что господствующими в нашем случае были давления порядка 1,5—2 тыс. атм. Такие давления в условиях относительно спокойной тектонической обстановки соответствуют глубинам 5—6 км. Эти цифры, очевидно, и можно принять в качестве определяющих глубины формирования наших палеозойских интрузий, в том числе и интрузий щелочных пород.

Устойчивость волластонита, как известно, определяется условиями средних глубин. Так, Д. С. Коржинский (1940) указывает, что «...на значительных глубинах (порядка 8—9 км), где давления CO₂ превышают 2200 атм, волластонит становится уже неустойчивым и должен разлагаться на кальцит и кварц. Иначе говоря, давления, превышающие указанную цифру, препятствуют диссоциации кальцита и образованию волластонита даже в кварцсодержащих мраморах».

Отсюда вытекает следующее важное положение. Поскольку карбонатные породы вмещающих толщ испытывают лишь метаморфизм в зонах контактов с гранитоидными интрузиями (в том числе и щелочными), но сами не являются причиной не только образования щелочных магм из щелочно-земельных, но и вообще причиной сколько-нибудь заметного повышения их щелочности, приходится допускать, что щелочные породы возникали в иных условиях. То обстоятельство, что находящиеся в аналогичных геолого-тектонических условиях интрузии огнитского комплекса в одних случаях представлены щелочными породами, а в других — щелочно-земельными гранитоидами, обладающими лишь определенной тенденцией к щелочности, заставляет отказаться от попыток объяснить образование щелочных пород изучаемого района путем ассимиляции вмещающих известняков.

Некоторые суждения о температурных условиях формирования щелочных пород Ботогола и Нюргана

Учитывая высказанные предположения о порядке глубинности формирования Ботогольской интрузии, устанавливаемые по некоторым типоморфным ассоциациям кальцийсодержащих минералов, мы можем коснуться также вопросов о температурном режиме на относительно ранних этапах становления массивов щелочных пород. С этой целью были использованы опубликованные материалы экспериментальных исследований некоторых силикатных систем, природных и синтетических, а также данные собственных экспериментов и наблюдения минералого-петрографического порядка.

Внимание было акцентировано на изучении прежде всего главных в комплексе щелочных пород Ботогола и Нюргана минералов — калинатового полевого шпата, нефелина, клинопироксена, канкринита, кальцита, граната, волластонита и некоторых других. Минералого-химические особенности их описаны выше. Было установлено, что указанные минералы, чаще всего нефелин, содержат мельчайшие включения минералообра-

зующей среды, которыми можно воспользоваться для минералотермометрического анализа. Такой анализ позволяет получать совершенно строгие критерии в отношении температуры образования включений, агрегатного состояния включений и, следовательно, дает возможность судить о температурной эволюции кристаллизирующейся системы.

Для изучения щелочных и нефелиновых сиенитов, как и вообще для изучения порообразующих силикатных минералов горных пород, эта методика применяется впервые (Керкис, Костюк, 1963). Ранее она применялась преимущественно для изучения включений в минералах, образовавшихся в результате гидротермальных и пневматолито-пегматитовых процессов.

Наличие жидких включений в порообразующих минералах интрузивных пород отмечали многие исследователи, но вопрос генезиса магматических пород, в частности нефелиновых сиенитов, с позиций анализа включений минералообразующей среды в минералах, слагающих эти породы, до настоящего времени в литературе не освещен.

Общие положения, касающиеся применимости методов минералотермометрии к изучению тех или иных природных систем, изложены в ряде руководств. Теоретическое обоснование метода можно найти в сводной работе Н. П. Ермакова (1950); методы исследования включений освещены В. А. Калужным (1960).

Согласно Н. П. Ермакову, первичные включения образуются в процессе кристаллизации минерала и заключают в себе реликты маточной среды, из которой происходила кристаллизация исследуемого минерала. Минимовторичные включения также образуются в процессе роста кристалла и, располагаясь по трещинкам, являются первичными по отношению к более поздним зонам роста кристалла и вторичными по отношению к более ранним зонам. Вторичные включения образуются после окончания кристаллизации минерала и содержат реликты среды, окружавшей уже сформировавшийся кристалл.

Как известно, для определения температурных и агрегатных условий образования минералов обычно используют результаты исследования первичных включений. Если кристаллизация минерала осуществлялась из магматического расплава, то, естественно, первичные включения будут представлены твердыми кристаллическими или стекловатыми включениями. Оба типа включений до настоящего времени не использовались для минералотермометрического анализа.

Изучение вторичных включений в магматических минералах позволяет судить о дальнейшей истории существования минерала, об изменениях температуры и агрегатного состояния среды уже после его образования. Из анализа вторичных включений можно сделать ряд практически важных выводов. Так, если наиболее высокотемпературные вторичные включения в минералах имеют максимальную температуру гомогенизации, допустим, 500° , то можно с уверенностью говорить о том, что сам минерал кристаллизовался при более высокой температуре. В ряде случаев такие данные были использованы для экстраполяции температурного режима образования того или иного минерала, если не удавалось исследовать первичные включения.

Методика изготовления препаратов-пластинок отличается своей трудоемкостью от обычной методики, применяемой для изучения включений в минералах гидротермального происхождения и пегматитах (прежде всего в кварце). Исследуемые минералы — нефелин, канкринит, волластонит обычно полупрозрачны, а пироксены, гранаты и иные фемические — густоокрашены и также малопрозрачны, вследствие чего толщину препаратов приходится доводить до 0,1—0,05 мм и затем производить двустороннюю полировку. Хрупкость и трещиноватость таких тонких пластинок вызывает массу неудобств и трудностей при их подготовке к исследова-

нию и собственно в процессе исследования. Достаточно сказать, что лишь в 10% (от общего числа изготовленных) препаратов удалось прогомогенизировать включения. Остальные 90% по тем или иным причинам оказываются непригодными для изучения.

Вследствие весьма малого размера включений (менее 0,01 мм) для их обнаружения потребовались весьма большие (для подобного рода работы) увеличения — более 1000, в то время как обычно при минералотермометрических исследованиях пользуются увеличением лишь 300. Конструкция высокотемпературной термокамеры и малое фокусное расстояние объективов большого увеличения (40, 60, 90) не позволяют осуществлять гомогенизацию изучаемых включений на обычном оборудовании. Кроме того, малая прозрачность препаратов потребовала применения более мощных, чем обычные, источников света. Высокие температуры, развиваемые в камере, потребовали применения длиннофокусных конденсоров.

Все оптические исследования проведены на микроскопе МБИ-6, которым снабжена установка МКУ-1. Панкратическая система микроскопа позволяет получать увеличения в 1000 раз и более при использовании обычных 10[×], 20[×] объективов, а также при использовании длиннофокусных объективов 16[×] и 22[×]. В системе освещения описываемого микроскопа использовали источник света мощностью 170 W, ртутная лампа сверхвысокого давления мощностью 250 W, а также длиннофокусный конденсор, изготовленный в лаборатории минералообразующих растворов. Гомогенизация включений проводилась в высокотемпературной микротермокамере, позволяющей поднимать температуру до 1200°. Последняя была сконструирована и изготовлена в лаборатории минералообразующих растворов ИГиГ СО АН СССР.

Помимо определения температур гомогенизации включений, были предприняты попытки определения криогидратной точки среды, содержащейся во включениях.

Ниже приведены результаты изучения включений в минералах нефелиновых сиенитов.

Нефелин

Изучался нефелин двух участков Ботогольского массива (из района Алиберовского рудника и Корнильевского штока) и нефелин из нефелиновых сиенитов хр. Нюрган.

Нефелин Ботогольского массива представлен крупными кристаллами, часто превышающими 1 см. Он прекрасно диагностируется макроскопически по своему серовато-зеленому цвету и жирному блеску. Как правило, нефелин свежий, водяно-прозрачный в тонких шлифах, но в пластинках мутноватый. Частичное замещение канкринитом не влияет на прозрачность незамещенной части зерна, но серицитизация и пелитизация обычно приводят к помутнению и потере прозрачности.

Нефелин из нюрганских нефелиновых сиенитов не отличается крупнозернистостью — размеры его зерен не превышают 2—3 мм в поперечнике.

Установлено, что в нефелине есть два типа жидких включений: двухфазовые и трехфазовые, согласно классификации Н. П. Ермакова (1950).

Двухфазовые газовой-жидкие включения в нефелине чаще встречаются совместно с твердыми включениями. Как правило, они ориентированы в соответствии с направлением несовершенной спайности нефелина. Включения имеют различные фазовые соотношения, причем они могут располагаться в одном поле зрения микроскопа. Форма всех включений, независимо от фазовых соотношений, обычно соответствует кристаллической структуре нефелина, т. е. полость включения представляет собой негативный кристалл (рис. 37). Максимальные размеры включений не превышают 0,01 мм в длину и 0,005 мм в поперечнике. Включения

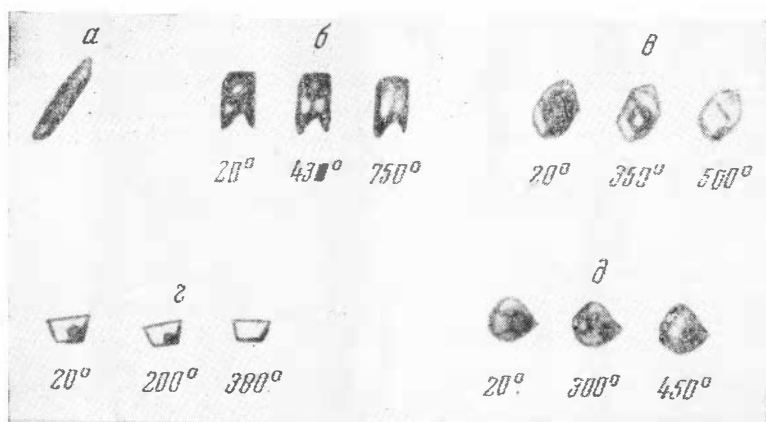


Рис. 37. Фазовые соотношения в процессе нагревания включений от комнатной температуры до температуры гомогенизации

а — твердое включение; б — г — жидкие включения (б — г — двухфазовые, в — трехфазовые). Увсл. 800

в нюрганских нефелинах чаще всего имеют длиннопризматическую и трубчатую форму и очень малые размеры (0,003 мм). Фазовые соотношения газ : жидкость во включениях бывают самыми различными и колеблются в достаточно широких пределах — от 45 : 55 до 5 : 95 — для ботогольских нефелинов и от 45 : 55 до 25 : 75 — для нюрганских.

В табл. 20 помещены результаты некоторых определений из общего числа 475 произведенных замеров температуры гомогенизации. Совпа-

Т а б л и ц а 20

Температура гомогенизации

№ п. п.	Температура гомогенизации, °C	№ п. п.	Температура гомогенизации, °C	№ п. п.	Температура гомогенизации, °C
1	850*	16	570	31	350
2	840	17	560	32	340
3	830 (2)	18	540	33	320
4	810 (4)	19	520	34	300
5	800	20	510	35	265
6	770 (8)	21	500	36	250
7	750 (4)	22	480	37	240
8	720	23	460	38	230
9	710	24	440	39	220
10	700 (5)	25	430	40	210
11	680	26	420	41	200
12	660	27	410	42	160
13	625	28	400	43	120
14	610	29	380		
15	600	30	370		

* Агрегатное состояние во всех случаях жидкое. В этой таблице и далее температуры гомогенизации даны без поправок на давление и концентрацию.

дающие по величине температуры не приводятся; в скобках отмечено число дублированных замеров только для Ботогольских пород.

Если в нефелинах Ботогольского массива преобладают относительно низкотемпературные включения, и на этом фоне высокотемпературные включения, хотя и не столь малочисленные, обнаруживаются трудно, то для нефелина из пород Нюргана при общем их обилии по меньшей мере 75—80% двухфазовых включений гомогенизируются при температурах более 700°. Включения с температурой гомогенизации ниже 400° здесь вообще не встречены.

Во всех случаях гомогенизация включений проходила в жидкую фазу. Точность определения момента гомогенизации вследствие малых размеров включений $\pm 10^\circ$. В расчет принимались лишь результаты замеров температур гомогенизации для включений, бесспорно герметичных, что подтверждается многократными повторными гомогенизациями одного и того же включения.

В трех высокотемпературных включениях (температура гомогенизации 680, 770 и 810°) в ботогольских нефелинах при температурах, близких к температуре гомогенизации, наблюдалось растворение стенок включения (вакуоли). Это выражалось в изменении формы включения, но фазовые соотношения при этом сохранились, как и первоначальный объем включения. Создается впечатление о перераспределении материала внутри включения. После гомогенизации конфигурация включений больше не изменялась. Повторные гомогенизации происходили при той же температуре, что и первоначальная, но изменение формы включения больше не наблюдалось.

Приуроченность к одной зоне роста включений, имеющих самую различную температуру гомогенизации, а также постепенный переход от высокотемпературных включений (850°) к низкотемпературным без существенных изменений в фазовом составе и форме, позволяет отнести их к категории вторичных включений. В этом случае температура образования минерала-хозяина (нефелина) должна быть выше максимальной температуры гомогенизации вторичных включений (840—850°). Однако не исключена возможность, что раствор в высокотемпературных включениях может явиться первичномагматическим (остаточным) или инфильтрационным.

Гомогенизация в жидкую фазу при таких высоких температурах указывает на необычный состав растворов во включениях, имеющих высокую концентрацию растворенных веществ, не выпадающих, однако, в виде твердых фаз при понижении температуры. Некоторые авторы (Sourirajan, Kennedy, 1960) приводят данные о повышении критической точки водного раствора в зависимости от концентрации в нем NaCl. Так, по Кеннеди, 26% концентрация NaCl повышает критическую точку раствора до 700°. Однако наличие двухфазовых высокотемпературных включений, в которых нет третьей фазы при комнатной температуре, свидетельствует о том, что повышение критической точки для вещества включений связано, по-видимому, с присутствием не только NaCl, но и других солей.

Проведенные эксперименты по охлаждению до температуры -170° двухфазовых включений с высокими температурами гомогенизации показали, что видимые изменения в фазовом составе включений не происходят, в то время как в двухфазовых включениях с низкими температурами гомогенизации (до 500°) при тех же увеличениях и таком же режиме охлаждения отмечалось выпадение твердых фаз при температурах от -5 до -20° . Опыты по охлаждению высокотемпературных включений еще раз подтверждают необычность состава растворов в них.

Вопрос о природе и составе растворов в высокотемпературных жидких включениях требует дальнейших исследований.

Трехфазовые включения составляют 8—10% от общего количества жидких включений и морфологически отличаются от двухфазовых лишь присутствием в них третьей, твердой фазы, которая обычно представлена светлыми кристалликами кубической и параллелепipedальной формы, растворяющимися до момента гомогенизации включения. Фазовые соотношения газ : жидкость : твердая фаза колеблются от 5 : 80 : 15 до 30 : 40 : 30.

В табл. 21 приведены результаты замеров температур гомогенизации в трехфазовых включениях.

Таблица 21
Замеры температур гомогенизации
в трехфазовых включениях
(агрегатное состояние жидкое)

№ п. п.	Температура гомогенизации, °С	Примечание
1	650	Только в нефелинах массива Нюрган (обн. 217)
2	540	Встречены в нефелинах и Ботогольского, и Нюрганского массивов
3	530	
4	520	
5	480	Только в нефелинах Ботогольского массива
6	430	
7	390	
8	350	
9	340	
10	230	
11	160	

Подводя итоги результатам минералотермометрического анализа жидких включений в нефелинах, можно сделать следующие выводы:

1. Полученные данные свидетельствуют о том, что этот нефелин — высокотемпературной модификации, т. е. что он кристаллизовался в условиях температур, свойственных магматическим расплавам гранитоидного состава.

2. Характер постмагматического эволюционного развития Ботогольского массива несколько отличается от развития Нюрганского массива, хотя и там и здесь сказывалось влияние высокотемпературных растворов. Так, Ботогольский массив подвергся влиянию постмагматических растворов в интервале от высоко до относительно очень низкотемпературных растворов, что, вероятно, и привело к образованию большого разнообразия гибридных пород в Ботогольском щелочном комплексе. Для массива Нюрган характерны жидкие включения с преобладающими высокими температурами гомогенизации. Включений с низкими температурами гомогенизации нет, что, видимо, обусловило меньшую измененность пород массива в гидротермальную стадию.

Рассмотрим вкратце экспериментальные данные по изучению силикатных систем, в той или иной мере отражающих возможные течения природных процессов кристаллизации гранитоидных магм.

Наиболее близкая к нашей природной система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$ была предварительно экспериментально изучена Д. Ф. Шерером и Н. Л. Боуэном в 1935 г., затем в 1950 г. уточнена Д. Ф. Шере-

ром (1952). Эксперименты, однако, производились при «сухих» плавках. Одновременно с этим Боуэн и Таттл (1952) изучали систему $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$, а В. Маккензи (1954 г.) — систему $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{NaAlSiO}_4 - \text{H}_2\text{O}$, т. е. уже в присутствии водных растворов (летучей фазы), что в какой-то мере моделировало обстановку кристаллизации расплавов в условиях, близких к природным.

Несомненный интерес представляет высказанная Боуэном и Таттлом (1952, стр. 161) чрезвычайно важная для познания петрологических процессов мысль, что «...основная функция воды заключается в ее флюсующем действии, где она действительно обладает большой мощностью, но что она изменяет при этом равновесные отношения только постепенно и только умеренно, если присутствует в умеренных количествах. В результате получается, что для исследованных составов с содержанием воды до 10% кристаллизационные равновесия остаются почти теми же самыми, что и для сухих расплавов, за исключением смещения их в сторону более низких температур». Действительно, и в опытах Боуэна и Таттла (1952), и в опытах В. Маккензи (1954 г.) отмечается существенное снижение температуры кристаллизации искусственных расплавов в присутствии воды. Так, для системы альбит — нефелин — вода при давлениях водяного пара 1000 атм температура кристаллизации в эвтектической точке снижается с 1068° (полученной для безводной системы) до 870° при сохранении примерно одинакового состава кристаллизующихся смесей (Заварицкий, Соболев, 1961, стр. 348). В присутствии калинатрового полевого шпата эта температура должна еще несколько понизиться.

Здесь следует отметить еще один момент. В анализированных бото-гольском и нюрганском нефелинах количество кальсилита составляет 18—19 мол.%, а избыток SiO_2 равен 7,5—8,5 вес.% (соответственно табл. 3 и анализ из стр. 107). В нефелине из нефелинового сиенита соседней Тувы (табл. 3) эти значения составляют в среднем (вес.%): Kc 21 и Kb 6. Средняя величина избытка кремнезема в нефелине оценивается В. С. Соболевым (1956) в 10%.

Были сделаны попытки использовать этот признак избыточности кремнезема в нефелине в качестве геологического термометра. Так, Гамильтон и Маккензи (Hamilton, Mac-Kenzie, 1960), изучая искусственные смеси в системе $\text{NaAlSiO}_4 - \text{KAlSiO}_4 - \text{SiO}_2$, исходили из того, что если известен из химического анализа состав нефелина, находящегося в равновесной ассоциации со щелочным полевым шпатом, то на основании данных о пределах смесимости твердых растворов можно судить о приближительной температуре их образования. Указанная система изучалась при 700° и давлении водяного пара 15 000 фунтов/дюйм² (т. е. 1050 атм). Полученная кривая, отражающая области твердого раствора этих компонентов, при изотерме 700° имеет ту же конфигурацию, что и на рис. 34 (пунктир).

Подобный эксперимент, но уже в диапазоне температур от 500 до 775°, при таком же давлении 1050 атм был проведен Гамильтоном (1961). На изотерме 775° и выше он получил несколько точек составов твердого раствора нефелина (с пределами содержания кальсилита 10—20 вес.% и избыточного кремнезема 7,5—10 вес.%) в ассоциации с калинатовым полевым шпатом (см. рис. 34). Некоторая избыточность кремнезема в нефелине против нормативного состава обусловлена, согласно представлениям Гамильтона, частичным замещением атомов Si атомами Al. В нефелине, находящемся в равновесии с расплавом, по мере изменения термодинамических параметров системы (понижения температуры) соотношение Si : Al, как и соотношение Na : K, должно изменяться, причем в последнем случае оно будет стремиться к пределу 3 : 1.

Точки составов бото-гольских и нюрганских нефелинов в ассоциации с калинатовым полевым шпатом микропертитовой структуры ложатся на изотерму 775° (и даже выше), на диаграмме Гамильтона, и, таким

образом, нижний предел кристаллизации этого минерала должен быть никак не ниже 800°. Очень важно отметить здесь, что среднее содержание избыточного кремнезема в нефелине из нефелиновых сиенитов исследуемого нами района около 8%. Это заметно выше тех средних значений, которые дают Морозевич (Morozewicz, 1928) и Тилли (Tilley, 1954) — соответственно 4,1—5,2 и 4 вес.%, но близко к средней величине (10 вес. %), принятой В. С. Соболевым (1956). В связи с этим уместно сослаться также на мнение Тилли (Tilley, 1954), исследовавшего природные нефелины, ассоциирующие с полевыми шпатами, что «резкое различие ассоциаций фельдшпатоидных пород между собой говорит о зависимости состава нефелина от температуры» и что по мере понижения последней состав нефелина становится все менее кремнеземистым.

Имеющиеся у нас анализы нефелина позволяют также провести кривую, отражающую предельное насыщение кремнезема в нефелине (в частности, для нижней левой части диаграммы Заварицкого и Соболева, 1961, стр. 229). Заметим попутно, что анализированные нами каликатровые полевые шпаты, очевидно, не отражают истинных соотношений ортоклазовой и альбитовой молекул в твердом растворе, поскольку вследствие наложения постмагматических процессов количество последней могло значительно возрасти. Составы саянских каликатровых полевых шпатов вместе с тем несколько отклоняются в сторону обогащения калием от тех составов, которые дают А. Н. Заварицкий и В. С. Соболев (1961, стр. 230) для конечного момента кристаллизации расплава (точки минимума): содержание натрового компонента в нефелине 90, в каликатровом полево-м шпате 65%. Если исключить влияние избыточного кремнезема, то наши минералы содержат: натрового компонента в нефелине 85%, каликатровом полево-м шпате 54% (рис. 34). При этом, конечно, надо иметь в виду различную генетическую природу упомянутых минералов, принадлежащих в первом случае к эффузивным, а во втором — к интрузивным породам.

Каликатровый полевой шпат

Наиболее распространенный минерал в комплексе щелочных пород Ботогола и Нюргана — каликатровый полевой шпат. Он относится к главной составной части щелочных сиенитов и, поскольку уртитовые разновидности пород здесь редки, в существенных количествах присутствует вместе с нефелином в нефелиновых сиенитах.

Данные о температурах гомогенизации включений в полево-м шпате у нас пока очень скудные, так как в противоположность нефелину, количество таких включений здесь чрезвычайно ограничено. Удалось получить лишь одну температуру гомогенизации газовой-жидкого-м включения для каликатрового полево-м шпата в Ботогольском массиве: 600°. Однако изучению природных и синтетических полевых шпатов в геологии уделено очень много места. По этому вопросу имеется обширная литература, позволяющая составить довольно отчетливое представление в отношении объекта нашего исследования.

Почти все каликатровые полевые шпаты щелочных пород Ботогола, левобережья Урика и хр. Нюргана — ортоклаз- и микроклин-микропертиты. Из рассмотрения исключается тот альбит, который нередко образует венцовые структуры по периферии зерен калишпата в породах Ботогольского массива или образует наряду с микропертитами распада ленточный пертит в калишпате двух других районов. Очевидно, в значительной мере этот ленточный пертит — постмагматический и отражает стадию более поздних этапов наложенной альбитизации и не имеет ничего общего с распадом твердых растворов.

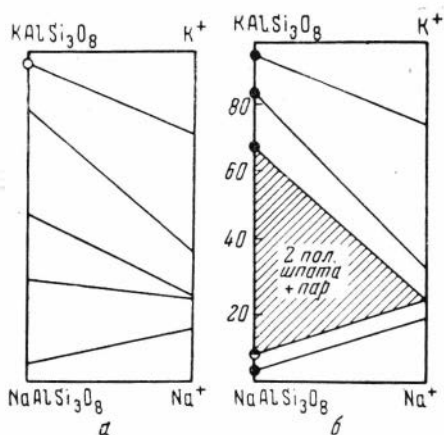


Рис. 38. Система щелочной полевой шпат — двумолярный раствор щелочного хлорида (при давлении водяного пара 2000 атм)

а — при 700°, б — при 600°

ропертитовых полевых шпатов» (см. Спенсер, 1952, стр. 213). Аналогичное представление можно найти и у самого Спенсера (1952, стр. 251), причем оно основывается на изучении поведения природных полевых шпатов с различным соотношением К и Na молекул при их длительном нагревании до высоких температур.

В экспериментах с сухими расплавами в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 Шерер (1952) для калинатовых полевых шпатов получил эвтектическую точку кристаллизации при температуре $1063 \pm 3^\circ$, что соответствовало составу 35% KAlSi_3O_8 и 65% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Примерно при таком же составе (30% ортоклаза и 70% альбита), но добавлении в систему 7,5% воды, температура кристаллизации калинатовых полевых шпатов резко снижается (Боуэн и Таттл, 1952). Так, при давлении водяного пара 1000 атм эвтектическая точка кристаллизации снижается до 843° , т. е. становится на 220° ниже температуры кристаллизации сухих расплавов, а при 2000 атм снижается даже до 770° . Распад твердого раствора калинатовых полевых шпатов и в «сухих» расплавах и при указанных давлениях водяного пара происходит при одной и той же температуре, которая, судя по диаграммам Боуэна и Таттла (1952, стр. 144), соответствует 660° .

Лавес (1956), изучавший экспериментально систему природных калинатовых полевых шпатов, предложил свою диаграмму, устанавливающую фазовые отношения в системе ортоклаз — альбит при ее охлаждении. (Заметим, что везде речь идет только об упорядочении щелочных катионов, но не Al—Si). Кривая сольвуса у Лавеса отражает температуры порядка 680° , при которых начинается такой распад. Иодер с соавторами (1963) изучали систему тройных полевых шпатов при давлениях водяного пара 5000 атм. Для разреза альбит — ортоклаз максимум на кривой сольвуса получен при 715° . Учитывая данные Боуэна и Таттла, эти авторы считают, что «...давление повышает температуру максимума кривой сольвуса примерно на $14^\circ/1000$ бар».

Орвил (1963) в систему искусственных смесей KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ добавлял более 2 мол. % щелочного хлорида. Эксперимент проводился при давлениях водяного пара 2000 атм в интервале температур от 300 до 700° . Из рис. 38 видно, что при 700° существует полная смесимость в ряду калинатовых полевых шпатов: в системе присутствуют одна твер-

Калинатовые полевые шпаты, как было известно еще ранее, а затем подтверждено экспериментально Боуэном и Таттлом (1952), образуют, возможно, даже полную серию твердых растворов при высокой температуре с минимумом в точке плавления. По мере понижения температуры такая смесимость в кристаллической фазе становится ограниченной и сопровождается распадом на составляющие калиевую и натровую молекулы.

Исследователи уже давно делают попытки использовать микропертитовый полевой шпат в качестве «геологического термометра». При этом приводится высказывание Ларсена о том, что «...о температурах кристаллизации породообразующих магм можно судить по тем температурам, при которых имеет место распад микропертитовых полевых шпатов» (см. Спенсер, 1952, стр. 213).

Аналогичное представление можно найти и у самого Спенсера (1952, стр. 251), причем оно основывается на изучении поведения природных полевых шпатов с различным соотношением К и Na молекул при их длительном нагревании до высоких температур.

В экспериментах с сухими расплавами в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 Шерер (1952) для калинатовых полевых шпатов получил эвтектическую точку кристаллизации при температуре $1063 \pm 3^\circ$, что соответствовало составу 35% KAlSi_3O_8 и 65% $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Примерно при таком же составе (30% ортоклаза и 70% альбита), но добавлении в систему 7,5% воды, температура кристаллизации калинатовых полевых шпатов резко снижается (Боуэн и Таттл, 1952). Так, при давлении водяного пара 1000 атм эвтектическая точка кристаллизации снижается до 843° , т. е. становится на 220° ниже температуры кристаллизации сухих расплавов, а при 2000 атм снижается даже до 770° . Распад твердого раствора калинатовых полевых шпатов и в «сухих» расплавах и при указанных давлениях водяного пара происходит при одной и той же температуре, которая, судя по диаграммам Боуэна и Таттла (1952, стр. 144), соответствует 660° .

Лавес (1956), изучавший экспериментально систему природных калинатовых полевых шпатов, предложил свою диаграмму, устанавливающую фазовые отношения в системе ортоклаз — альбит при ее охлаждении. (Заметим, что везде речь идет только об упорядочении щелочных катионов, но не Al—Si). Кривая сольвуса у Лавеса отражает температуры порядка 680° , при которых начинается такой распад. Иодер с соавторами (1963) изучали систему тройных полевых шпатов при давлениях водяного пара 5000 атм. Для разреза альбит — ортоклаз максимум на кривой сольвуса получен при 715° . Учитывая данные Боуэна и Таттла, эти авторы считают, что «...давление повышает температуру максимума кривой сольвуса примерно на $14^\circ/1000$ бар».

Орвил (1963) в систему искусственных смесей KAlSi_3O_8 — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ добавлял более 2 мол. % щелочного хлорида. Эксперимент проводился при давлениях водяного пара 2000 атм в интервале температур от 300 до 700° . Из рис. 38 видно, что при 700° существует полная смесимость в ряду калинатовых полевых шпатов: в системе присутствуют одна твер-

дая фаза и раствор щелочного хлорида. При 600° уже наблюдается нарушение гомогенности твердой фазы — в системе появляется область несмешивающихся твердых растворов полевых шпатов вместе с раствором щелочных хлоридов. По мере понижения температуры, в растворе щелочного хлорида возрастает отношение Na : K (рис. 38).

Очевидно, температура порядка $700-660^{\circ}$, устанавливаемая по распаду твердых растворов калинатовых полевых шпатов, может и в нашем случае быть принята в качестве нижнего предела кристаллизации гранитоидных магм (Соболев, 1949, стр. 230; Заварицкий, Соболев, 1961, стр. 163).

Все сказанное, учитывая полученные нами высокие температуры гомогенизации включений (в интервале $850-680^{\circ}$) и данные экспериментального изучения аналогичных систем с участием нефелина и калинатового полевого шпата позволяют с достаточным основанием считать, что щелочные породы Ботогольского и Нюрганского массивов кристаллизовались из магматического расплава. Природа растворов, законсервированных во включениях, нам пока не известна. Они либо частично сквозьмагматические, либо полностью инфильтрационные.

Кальцит

Кальцит в ботогольских нефелиновых сиенитах встречается преимущественно в двух генерациях: а) в виде мелких пойкизитовых включений (вростков) в большинстве главнейших пороодообразующих минералов и б) в виде достаточно крупных по размерам кристаллов среди субстрата нефелиновых и щелочных сиенитов или прожилков в них, образовавшихся позднее, вероятно, в гидротермальную стадию.

Изучение законсервированных включений минералообразующей среды в кальците ботогольских нефелиновых сиенитов представляет большой интерес с точки зрения открывающейся возможности объяснения (наряду с иными факторами) генетической природы щелочных пород; кроме того, это интересно в связи с проблемой карбонатитов вообще, поскольку анализ вторичных включений проливает некоторый свет на эволюционную историю кальцита уже после его образования.

Вместе с тем, исследовать включения в кальците гораздо сложнее, чем во многих иных минералах, так как массовый бурный процесс взрыва мельчайших относительно низкотемпературных включений при температурах порядка 300° приводит к полному растрескиванию кальцита по спайности и утечке содержимого наиболее высокотемпературных включений значительно раньше момента гомогенизации последних. Фазовые соотношения в таких высокотемпературных газовой-жидких включениях еще совершенно не изменяются при $280-300^{\circ}$; это указывает на то, что их гомогенизация должна происходить при более высоких температурах. Здесь мы столкнулись с пока трудно осуществимой технически возможностью цементизации кальцита.

Изучением препаратов-пластинок, изготовленных из крупнокристаллического (вкрапленного в породу) и прожилкового кальцита, в них обнаружены двухфазовые газовой-жидкие включения с различными фазовыми соотношениями газ : жидкость (от 5 : 95 до 45 : 55%). Включения обычно имеют неправильную форму со сглаженными углами; размеры их по длинной оси не превышают 0,01 мм. Расположение включений бессистемное, без видимой ориентировки. В поле зрения микроскопа можно наблюдать одновременно включения с самыми различными фазовыми соотношениями.

При исследовании пластинок в термокамере по достижении температуры $250-300^{\circ}$ начинается взрыв включений. Многократные попытки (более 100 наблюдений) гомогенизировать более высокотемпературные

включения в препаратах из крупнокристаллического кальцита не увенчались успехом.

Была предпринята также попытка определить температуру образования кальцита косвенным методом — по гомогенизации включений в канкрините. Выше отмечалось, что канкринит в ботокольских и нюрганских породах образуется как реакционный минерал за счет нефелина и кальцита. Этот процесс настолько отчетливый, что не может вызывать сомнения. Следовательно, температура образования кальцита должна быть заведомо выше температуры образования канкринита. Двухфазовые газово-жидкие включения в канкрините располагаются преимущественно



Рис. 39. Фазовые соотношения в процессе нагревания включений в кальците от комнатной температуры до температуры гомогенизации

по трещинкам. Фазовые соотношения газ : жидкость достигают 40 : 60. Максимальная температура гомогенизации таких включений соответствует 400°.

При исследовании очень тонких препаратов-пластинок с клинопироксеном (образцы из крупнозернистой пегматоидной пироксен-кальципатовой породы) и волластонитом (обр. 54/8) в мельчайших овальных зернышках кальцита, содержащихся в виде пойкилитовых включений среди упомянутых минералов, были обнаружены двух- и трехфазовые включения, имеющие форму ромбоэдров. Фазовые соотношения в них также различны (рис. 39); размеры включений измеряются тысячными долями миллиметра.

В табл. 22 приведены результаты 50 замеров температур гомогенизации двухфазовых включений в кальците. Совпадающие величины указаны в скобках. Трехфазовые включения отличаются по внешнему

Т а б л и ц а 22

№ п. п.	Температура гомогениза- ции, °C	№ п. п.	Температура гомогениза- ции, °C
1	500* (14)	6	280
2	475 (3)	7	250
3	400 (8)	8	230
4	345 (11)	9	160
5	300	10	120

* Агрегатное состояние гомогенизовавшегося включения во всех случаях жидкое.

виду от двухфазовых лишь присутствием в них третьей, твердой фазы. Последняя представлена светлыми кристалликами кубической формы, вероятно NaCl, которые растворяются до полной гомогенизации включения. Максимальная температура гомогенизации трехфазовых включений 345°.

Присутствие в одних и тех же зонах роста включений с различными фазовыми соотношениями позволяет отнести их к категории вторичных по классификации Н. П. Ермакова (1950). Максимальная температура их гомогенизации 500° без поправки на давление. Следовательно, температура образования самого минерала-хозяина должна быть значительно выше.

Наряду с кальцитами, описанными выше, были изучены кальциты из зон графитизации (обр. 51/6). Наблюдаемая здесь картина совершенно иная: включения преимущественно плоские, двух- и трехфазовые, иногда многофазовые, контуры включений образованы прямыми линиями, параллельными направлениям спайности кальцита. Иногда наблюдаются также коленчатые или Т-образные формы. Фазовые соотношения газ : жидкость — от 5 : 95 до 40 : 60 %, газ : жидкость : твердая фаза — от 10 : 80 : 10 до 20 : 20 : 60 %. Наибольшие размеры включений составляют несколько сотых миллиметра. Максимальные температуры гомогенизации для двухфазовых включений 280° и для трехфазовых — 240° (без поправок на давление).

Резюмируя изложенное выше, можно отметить, что в ботокольских нефелиновых сиенитах выделяется два типа кальцита: а) высокотемпературный, температура образования которого выше 500° , и б) низкотемпературный, температура образования которого, учитывая поправки на давления, порядка 340° .

Нас, естественно, больше интересует первый тип. И в качестве дополнения к прямым определениям температур минералообразования отметим, что целый ряд других признаков: наличие «каплевидных» по форме мельчайших пойкилитовых включений кальцита в нефелине, для которого с достаточной достоверностью установлен нижний температурный предел кристаллизации, обрастание этих включений кальцита каймой амфибола, биотита, реже клинопироксена, образование крупных чешуи биотита вокруг кальцита, содержащего вкрапления рудного минерала и пр., служат убедительным доказательством высокотемпературной природы кальцита.

Следует также подчеркнуть, что участие кальцита в процессах минералообразования и формирования комплекса щелочных пород не является случайным. Судя по реакциям минералообразования, рассчитанным нами для построения мультисистемы (рис. 16), видно, что в числе 20-ти нет ни одной, где бы не участвовал кальцит. Возникновение реакционных каемок феррических минералов вокруг кальцита в принципе идет по той же схеме, но лишь при ограниченном полном обмене с веществом среды. Надо помнить, что такие реакции протекают в консервированной внутри кристаллов системе и сам процесс ограничен затруднительной миграцией туда ряда компонентов и, прежде всего, железа (целый ряд компонентов извлекается из вмещающих силикатных минералов, а CaO — из кальцита). Процесс поэтому либо не доходит до конца и заканчивается образованием лишь узких каемок феррических минералов, либо совершенно не наблюдается, когда изолированность кальцита была полной.

Следовательно, здесь надо иметь в виду два момента: во-первых, кальцит мог оказаться в качестве пойкилитовых включений при условии, что он возник несколько раньше вмещающего его минерала-хозяина (чаще нефелина и клинопироксена); во-вторых, он участвовал в минералообразовании ранних стадий раскристаллизации магматического очага, характер процессов в котором, как мы видели, определялся прежде всего поведением щелочей. И поскольку получен надежный параметр в отношении температуры кристаллизации нефелина, эти наблюдения можно экстраполировать и на условия образования кальцита, температура кристаллизации которого должна быть, вероятно, близка к таковой для включающего его породообразующего минерала.

Обилие кальцийсодержащих фемических минералов наряду с небольшим количеством пойкилитового кальцита обусловило необыкновенно высокое валовое содержание СаО в породах щелочного ряда района — до 6—7 вес. % (см. табл. 19). Это значительно превышает те средние значения (2—3 %), которые приводит Дэли для подобных же пород. Кальцию в процессе формирования щелочных пород центральной части Восточного Саяна должна быть отведена особая роль, не ограничивающаяся участием его лишь в качестве обычного минералообразующего компонента-окисла. Эта роль заключалась не только в том, что окись кальция способствовала образованию кальцийсодержащих минералов (клинопироксена, амфибола, а в исключительно редких случаях — граната и волластонита) и затем как избыточный виртуальный компонент выпадала в виде самостоятельной фазы (кальцита), но главным образом в том, что этот процесс интенсивного связывания кремнезема в кальциевых алюмо- и метасиликатах неизбежно сопровождался десиликацией магмы и в результате этого возникновением фельдшпатидов в щелочных породах.

Вопрос о природе кальцита в щелочных породах изучаемого района остается, пожалуй, одним из самых трудно разрешимых. Он непосредственно связан с проблемой происхождения щелочных пород и может получить то или иное истолкование в зависимости от исходных представлений о первоисточнике кальцита.

Логичнее всего считать, как это и делают многие исследователи Восточного Саяна, что кальций заимствовался магмой при ее внедрении из вмещающих массивы щелочных пород карбонатных толщ. Ассимиляция этого кальция вполне могла вызывать десиликацию нормальных граносиенитовых или сиенитовых магм (в частности, гранитоидов огнитского комплекса) и тем самым существенно влиять на повышение их щелочности. Вместе с тем те же исследователи почти всегда отмечают и другое — очень слабую степень воздействия гранитоидных интрузий на вмещающие карбонатные породы. Этот момент нами также особо подчеркивался. Отсюда возникает вывод об относительно небольшом влиянии интрузирующих гранитоидов района на вмещающие их известняки. Более того, сколько-нибудь существенные по масштабам мета- или биметасоматические процессы в контактных зонах этих чрезвычайно разнородных по своему химизму пород также не выявляются. И если для Ботогольского массива объяснение такого положения можно усматривать в том, что интрузирующая щелочная магма уже ранее была насыщена известью и дальнейшая ее ассимиляция не вызывалась необходимостью, то в случае внедрения кислой щелочно-земельной магмы следовало ожидать более интенсивных реакций между последней и известняками.

Все это заставляет нас считать, что вмещающие толщи известняков монгошинской свиты не служили источником карбонатного материала, который мог бы тем или иным образом влиять на изменение химизма интрузирующей магмы щелочного или щелочноземельного состава. Для щелочных пород Ботогола и Нюргана, содержащих избыточные против нормативных количества извести, источник последней надо усматривать в другом.

Выше отмечалось, что толщи карбонатных пород уже появляются в верхнеархейских (слюдянская серия) и нижнепротерозойских отложениях, которые к моменту зарождения или внедрения магматических расплавов могли находиться на глубинах порядка 10—12 км или даже более.

Можно поэтому в качестве одного из вероятных высказать предположение о том, что ассимиляция известняков магматическим расплавом происходила именно в этих более глубоких частях стратиграфического разреза района.

Однако не исключен и иной путь чрезмерного обогащения гранитоидной магмы известью. Оставляя пока в стороне гипотезы, связывающие

образование щелочных пород с внедрением своеобразных карбопатитовых магм, поскольку такой тип ультраосновных-щелочных пород приурочен преимущественно к платформенным зонам, мы лишь отметим, что вопрос о возможности существования в природе карбонатитовых расплавов сейчас усиленно дискутируется.

Так, в свое время Уайли и Таттл (Willie, Tuttl, 1960) провели экспериментальное исследование системы $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Они исходили из предположения, что эта система может рассматриваться в качестве упрощенного карбонатитового магматического расплава, в котором CaO представляет комплекс таких оснований, как MgO и FeO . Установлено, что подобная упрощенная магма с небольшими изменениями в составе может существовать в широком интервале давлений — от 27 до 4000 бар, но все комментарии даются авторами для систем, изученных при давлении 1000 бар.

На рис. 40 изображена в несколько искаженном виде и для наглядности увеличена деталь изобарической диаграммы Уайли и Таттла с иллюстрацией пути равновесной кристаллизации. Температуры кристаллизации (в $^{\circ}\text{C}$): $A - 1310$, $B - 1230$, $C - 835$, $D - 815$, $E_2 - 683$, $E_1 - 675$; $L(\text{CaO})$, $L(\text{CaCO}_3)$, $L[\text{Ca}(\text{OH})_2]$ отражают поверхности жидкостей компонентов с CaO , CaCO_3 и $\text{Ca}(\text{OH})_2$ соответствующих первичных кристаллических фаз. Если валовый состав лежит внутри области жидкость — пар, то при определенных температурах и давлениях он может разделиться на две фазы: жидкую, близкую к разрезу $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Ca}(\text{OH})_2$, и газовую, близкую к разрезу $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

Авторы считают, что данные, полученные из эксперимента, служат убедительным доказательством в пользу действительно магматического происхождения природных карбонатитов.

С представлениями Уайли и Таттла о возможности существования карбонатитовых расплавов солидаризируются Н. И. Хитаров с соавторами (1962), так как в их экспериментах также было получено переплавление мрамора при температуре $800-900^{\circ}$ в присутствии водяного пара.

Все это надо иметь в виду при попытках выяснений возможных путей образования щелочных пород путем насыщения магмы ювенильным кальцием, который также мог перейти в расплавленное состояние из первоначально терригенных толщ.

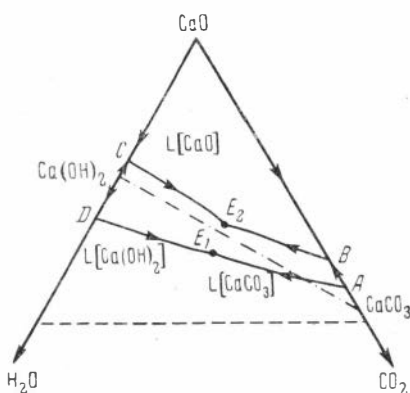


Рис. 40. Деталь изобарической трехкомпонентной диаграммы $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (по Willie, Tuttl, 1960)

Пироксены, гранаты, волластонит

Пироксены. В процессе изучения включений под микроскопом просмотрено большое количество пластинок очень густоокрашенного темно-зеленого клинопироксена из типичных нефелиновых сиенитов. Как правило, клинопироксены либо очень бедны включениями, либо последние настолько малы, что исследовать их в термокамере не представляется возможным. К тому же чрезвычайно затрудняет наблюдения весьма интенсивная окраска минерала. Лишь в случаях пегматоидных структур, где размеры пироксена и калишпата измеряются несколькими сантиметрами, были обнаружены достаточно крупные (до $0,005 \text{ мм}$) двухфазовые газowo-жидкие включения. Эти включения обычно имеют вид вытянутой призмы, частично или полностью ограненной; иногда по залеченным тре-

цинкам встречаются плоские включения с амёбовидными контурами; температура гомогенизации последних не превышает 230°. Изредка встречаются группы трубчатых включений, ориентированных параллельно друг другу и, как правило, приуроченных к трещинам спайности минерала-хозяина. Максимальные размеры включений — до 0,01 мм. Температура гомогенизации таких включений трубчатой формы относительно низкая и колеблется в интервале 330—440°.

Результаты 80-ти определений гомогенизации включений, охватывающих весь диапазон от наиболее высокотемпературных до низкотемпературных, приведены в табл. 23.

Т а б л и ц а 23

№ п. п.	Температура гомогениза- ции, °С	№ п. п.	Температура гомогениза- ции, °С
1	625* (1)	8	350
2	600 (2)	9	330
3	570 (2)	10	300
4	470	11	230
5	410	12	200
6	400	13	160
7	360	14	120

* Агрегатное состояние гомогенизовавшегося включения во всех случаях жидкое. Поправка на давление не учтена.

Гранаты. Были изучены гранаты из двух участков Ботогольского массива по его западному контуру: а) из приконтактных зон нефелиновых сиенитов с известняками, где гранату принадлежит иногда до 40—50% в валовом составе породы; он представлен здесь крупными зернами (максимальные размеры до 5—6 см), обычно неправильной формы, цвет минерала темно-бурый с красноватым оттенком в свежих выколках; б) из типично метасоматических пород в районе Южного карьера, где гранат ассоциирует с клинопироксеном, волластонитом, иногда превитом; гранат здесь имеет более светлые тона окраски и относительно меньшие размеры (до 1 см).

При просмотре препаратов-пластинок при больших увеличениях (более 1000) было выделено два типа включений — двухфазовые и многофазовые. Обычно это более или менее плоские включения неправильной формы, располагающиеся в пределах залеченных трещин. Фазовые соотношения газ : жидкость колеблются в пределах от 5 : 95 до 40 : 60%, газ : жидкость : твердая фаза — от 10 : 70 : 20 до 30 : 40 : 30%. Температуры гомогенизации таких включений в жидкую фазу охватывают интервал от 100 до 400° (без поправок на давление).

Результаты гомогенизации включений в гранате из скарнированных пород несомненно отражают относительно низкотемпературный процесс, связанный с метасоматическим изменением щелочных пород. Не имея возможности утверждать по имеющимся данным магматическое происхождение граната из нефелиновых сиенитов (косвенное суждение об этом получается лишь на основании микроскопических наблюдений над взаимоотношениями граната с иными минералами), мы можем лишь констатировать, что все включения здесь — заведомо вторичные. Они, как правило, приурочены к залеченным трещинкам в гранате и, безусловно, возникли гораздо позднее кристаллизации самого граната. Однако верхний тем-

пературный предел образования последнего нам пока определить не удалось.

Волластонит. Включения в волластоните из волластонитовых прожилков и скарнированных участков экзоконтактов щелочных пород и блоков или глыб захваченных известняков представлены редкими удлинёнными, иногда трубчатыми формами. Включения бывают двух- и трехфазовыми. Размеры их не превышают 0,005 мм. Максимальная температура гомогенизации двухфазовых включений достигает 400° (без поправок на давление).

Резюмируя результаты минералотермометрического анализа, можно сделать следующие выводы:

1. Образование нефелина в нефелиновых сиенитах Ботокольского и Нюрганского массивов происходило при температуре выше 850° (без учета поправок на давление).

2. Четко выделяются две генерации кальцита — высокотемпературная, с температурой образования минерала выше 500°, и низкотемпературная (очевидно, гидротермальная), с температурой гомогенизации включений 230° и ниже.

3. Гранат и волластонит в типично метасоматических породах образовались при температурах порядка 400° и несколько ниже. Для части граната, приуроченного к нефелиновым сиенитам, не несущим признаков метасоматического воздействия, эти данные, очевидно, еще не характеризуют истинную температуру образования минерала, поскольку сами включения относятся к категории заведомо вторичных.

4. Отсутствие в минералах нефелиновых сиенитов включений, гомогенизирующихся в газ, свидетельствует об отсутствии пневматолитового этапа в постмагматических процессах, наложившихся впоследствии на формирующиеся массивы щелочных пород Ботокола и Нюргана.

Возможные пути образования щелочных пород восточной части Восточного Саяна

Генетическую связь комплекса палеозойских гранитоидов, обладающих при общем щелочно-земельном составе достаточно отчетливо выраженной щелочной тенденцией, с типично щелочными породами района отмечают почти все исследователи. Поэтому вопрос о природе гранитоидов имеет прямое отношение к происхождению собственно щелочных пород восточной части Восточного Саяна.

Преимущественное расположение многочисленных массивов гранитов, граносиенитов и сиенитов среди известняков, отчетливые интрузивные контакты с последними, часто отмечаемый, хотя и небольшой по масштабам термальный метаморфизм вмещающих пород в зонах непосредственных контактов, наконец аналогичный вещественный и химический состав гранитоидов и их породообразующих минералов — все это свидетельствует о проникновении магматических расплавов из глубины, т. е. о типично интрузивном происхождении гранитоидов. Последнее положение ни у кого из исследователей Восточного Саяна не вызывает возражений.

Выше были оттенены некоторые черты петрохимического сходства палеозойских гранитоидов и щелочных пород, еще резче подчеркиваемые химическим составом химических минералов тех и других. В особенности это справедливо по отношению к щелочно-земельным и щелочным сиенитам.

Учитывая все сказанное, в дальнейших суждениях мы исходим из двух важнейших установленных положений: а) щелочные породы изучаемого района в главной своей массе относятся к образованиям магма-

тическим; б) пространственная и генетическая (петрохимическая) связь щелочных и щелочно-земельных пород в хр. Нюргане, многие черты родственности между некоторыми щелочно-земельными сиенитами и щелочными сиенитами Ботогола и полная аналогия нефелиновых сиенитов Ботогола и Нюргана позволяют высказать мысль о том, что щелочные породы здесь — производные щелочно-земельных магм. Очевидно, образование крайних членов гранитоидного ряда — нефелиновых сиенитов — представляет собой частный случай кристаллизации сиенитовой (а вероятнее, граносиенитовой) магмы, испытавшей в процессе своего развития вмешательство каких-то специфических факторов.

Таким образом, мы подошли к проблеме взаимоотношения между магмами «нормальными» и щелочными, которая, как и сама проблема происхождения щелочных пород, относится в геологии к одной из самых трудно разрешимых.

Теоретическое освещение процессов, обуславливающих формирование глубинных горных пород в магматическую и постмагматическую стадию, в том числе и щелочных пород, можно найти во многих работах Д. С. Коржинского (1946, 1953, 1955, 1956, 1959, 1960 и др.). Ряд высказанных там положений имеет прямое отношение к изучаемому нами объекту. К ним прежде всего относится еще раз подчеркнутое положение (Коржинский, 1960) о том, что важнейшей особенностью щелочных пород по сравнению с нормальными является исключительно высокая железистость их феррических минералов. Эта черта весьма отчетливо выражена в комплексе щелочных и нефелиновых сиенитов района и достаточно типична даже для щелочно-земельных сиенитов с субщелочным уклоном.

Рассматривая процесс образования щелочных пород в контактных зонах между гранитоидами и известняками, т. е. в условиях общегеологической обстановки, аналогичной обстановке нашего района, Д. С. Коржинский (1955) с большой осторожностью подходит к вопросу о возможности значительных по масштабам воздействий этих разнородных по вещественному составу пород друг на друга и считает, что возникновение щелочных пород в большей мере обязано гранитизации, нежели ассимиляции известняков.

Один из возможных путей образования щелочных пород — образование «...за счет магматического замещения основных пород при инфильтрации в них нормальных по щелочности сквозьмагматических растворов...» — был намечен Д. С. Коржинским позднее (1960) и в какой-то мере может оказаться приемлемым для пород Нюрганского массива. Однако едва ли справедливым для Ботогольского массива щелочных пород будет другое предположение Д. С. Коржинского (1960) о том, что они могли возникнуть «...за счет первично-щелочных магм и сквозьмагматических растворов весьма глубинного происхождения».

В щелочных породах Ботогола отмечается последовательное прогрессивное возрастание со временем щелочности и изменение соотношения между K и Na в пользу последнего от периферии массива к центру. Щелочные сиениты массива, как уже отмечалось, по многим признакам весьма сходны с сиенитами северных Сорокских гольцов. Отличие, по существу, заключается лишь в том, что ботогольские щелочные сиениты содержат несколько более эгиринизированный клинопироксен. Массивы сиенитов Сорокских (и более удаленных от Ботогола Шебелинских) гольцов образуют вполне самостоятельные геологические тела значительной площади. Образование таких сиенитов было, несомненно, обязано вполне определенному этапу развития крупных магматических очагов, обусловивших появление комплекса палеозойских гранитоидов района в целом.

Поэтому следует допустить, что первоисточником ботогольских пород был небольшой магматический очаг (или отдельная камера), заполненный сиенитовой (граносиенитовой) магмой щелочно-земельного состава.

Дальнейшее развитие этой магмы было подчинено определенным процессам физико-химического порядка.

Здесь вновь необходимо обратиться к работам Д. С. Коржинского (1956, 1959, 1960), в которых освещаются процессы кислотно-основного и кислотно-щелочного взаимодействия компонентов в силикатных расплавах для магматической и послемагматической стадий минералообразования. Исходным при этом является положение Д. С. Коржинского (1960 и др.) о дифференциальной подвижности компонентов с разделением их на подвижные и инертные.

Д. С. Коржинский уже давно (1946) обосновал роль щелочей как особого фактора, обуславливающего направление путей раскристаллизации магматического расплава. Определяющее значение щелочей в зависимости от их химических потенциалов и образование тех или иных минеральных ассоциаций было нами рассмотрено выше, в соответствующих мульти-системах, построенных для магматических процессов.

Наибольшие затруднения возникают при определении поведения таких сильных оснований, как MgO и CaO . Поскольку гранитоидные породы огнистого комплекса, в том числе и щелочные, чрезвычайно бедны магнием, который по существу может быть исключен из рассмотрения, остается проследить поведение в системе кальция и ту причинно-следственную зависимость, которую оказывают щелочные и щелочно-земельные основания друг на друга в процессе формирования щелочных пород.

Исходя из предположения о двух возможных путях образования щелочных пород, Д. С. Коржинский (1960) отмечает, что повышение щелочности магмы влечет за собой соответствующую активизацию всех оснований, в особенности наиболее сильных. Для нашего случая повышение щелочности в магматическом очаге следует связывать с усилением активности именно оснований, прежде всего кальция. Д. С. Коржинский (1953, стр. 371) также допускает указанный путь образования щелочных пород вследствие обогащения (ассимиляции) карбонатным материалом: «Повышение щелочности раствора может быть обусловлено растворением в нем соли сильного основания и слабой кислоты, каковыми являются карбонаты и силикаты сильных оснований».

Весь имеющийся у нас материал свидетельствует о чрезвычайно большой роли, которая должна быть отведена кальцию при попытках объяснения процессов формирования щелочных пород, в частности на Бото-гольском массиве. На это обращали внимание и прежние исследователи района, изучавшие их петрографию (Соболев, 1947; Флоренсов, 1947 и др.).

Безотносительно к тому, обогащалась ли щелочно-земельная магма известью путем ассимиляции вмещающих карбонатных толщ, или за счет возможного упрощенного карбонатитового расплава (Willie, Tuttl, 1960), остается несомненным факт необычно высокого содержания кальциевого компонента в магматическом расплаве. Определяющее влияние CaO , наряду со щелочами, на общее течение процессов минералообразования в ботогольских щелочных породах (что видно из написанных реакций для мультисистем) и выпадение его затем в виде отдельной фазы — минерала кальцита высокотемпературной генерации позволяет относить его к избыточным компонентам системы (Коржинский, 1957).

Учитывая высказывания Д. С. Коржинского (1955) о том, что «повышение химического потенциала какого-либо подвижного компонента магмы должно расширять поля кристаллизации минералов, содержащих этот компонент, за счет полей минералов, его не содержащих или содержащих в меньшем количестве», мы можем наметить такую общую схему процесса минералообразования в Ботогольском массиве. Чрезвычайно активный на ранних стадиях кристаллизации магмы калий связывал соответствующие количества глинозема и кремнезема в полевошпатовую молекулу. Параллельно находящееся в избыточном содержании такое

сильное основание, как окись кальция, связывало почти все железо (как и незначительные количества магния) в клинопироксене. Часть железа вместе с калием осаждалась в биотите. Так возникли обычные для Ботогольского массива и наиболее распространенные щелочные и прежде всего пироксеновые сиениты. Их щелочной характер выражен неярко.

Поскольку мы не знаем, на какой стадии формирования щелочных пород произошла частичная эгиринизация клинопироксена, не исключено, что эти относительно наиболее ранние сиениты, по существу, еще не отпосились к ряду типичных щелочных пород. По крайней мере об этом свидетельствует их достаточная насыщенность кремнекислотой и принадлежность фемических минералов к обычным, лишь чрезвычайно железистым составам. Сколько-нибудь существенное повышение щелочности по сравнению с огнитскими гранитоидами (соответственно около 10,5 и 9 вес. %) в них не наблюдается. Почти не отмечается различия в качественном составе и количественных соотношениях для фемических минералов тех и других.

Дальнейшее течение процесса минералообразования должно было протекать при значительно изменившихся условиях. Так, по мере связывания калия в полевом шпате наступила резкая активизация второго щелочного катиона — натрия. Однако к этому моменту подавляющая доля кремнезема уже была исчерпана из расплава. Это происходило и дальше, поскольку насыщающая расплав окись кальция по-прежнему активно связывала часть кремнезема в фемических минералах. В силу этого сначала наряду с насыщенными полевыми шпатами, а затем и преимущественно натрий вместо альбита вынужден был связываться в недонасыщенном SiO_2 фельдшпатиде — нефелине. После связывания всего железа в фемических минералах (главным образом клинопироксене и частично гастингситовом амфиболе, который развивается по мере активизации натрия вместо пироксена или за его счет), избыточный кальций выделяется в виде кальцита, который зачастую консервировался в нефелине как пойкилитовые включения.

Схематический ход процесса минералообразования в недонасыщенной кремнеземом магме достаточно отчетливо отражается при пересчете анализов ботогольских нефелиновых сиенитов по системе американской количественной классификации CIPW (табл. 24). В качестве примера взят анализ № 4 из табл. 17 для образца 61/1. Судя по микроскопическому описанию, это меланократовый нефелиновый сиенит с относительно небольшим содержанием нефелина. Второй калиевый минерал, преобладающий над нефелином, — каликатровый полевой шпат. Кроме обильного микропертита распада, таблицы его насыщены мелкими, но совершенно отчетливыми выделениями постмагматического альбита, обычно полисинтетически sdвойникового.

Из фемических минералов содержится густо-зеленый с сиреневым оттенком клинопироксен. Такие оттенки, как отмечалось, обусловлены существенной примесью в минерале титана. Однако не имея возможности учесть титан в составе пироксена при расчете анализа, можно считать, что весь он примерно поровну распределен в сфене и титаномagnetите, небольшие количества которых обнаружены в данном шлифе и вообще характерны для ботогольских щелочных пород. Не отраженное в расчетах некоторое количество избыточного глинозема, вероятнее всего, входит в клинопироксен в качестве авгитовой молекулы или молекулы Чермака. Несмотря на избыток кальция, анортитовую молекулу не рассчитывали, так как этот минерал вообще отсутствует в наших породах. Избыточная CaO , несомненно, выпадала в виде столь обычного здесь минерала кальцита. Небольшую часть окисного железа, оставшуюся после титаномagnetита, мы связываем в эгириновую молекулу клинопироксена.

Т а б л и ц а 24

Расчет анализа ботогольских нефелиновых сиенитов по системе SIPW

●кисел	Вес %	Молекулярные количества	Титано-магнетит	Сфен	Орто-клаз	Аль-бит	Нефе-лин	Клино-пироксен
SiO ₂	48,61	809		10	246	174	100	280
TiO ₂	1,47	19	9	10				
Al ₂ O ₃	15,16	148			41	29	50	
Fe ₂ O ₃	3,73	23	13					10
FeO	9,84	137	20					} 120
MnO	0,24	3						
MgO	—	—						
CaO	10,24	183		10				120
Na ₂ O	5,50	89				29	50	
K ₂ O	3,85	41			41			10
Состав (в %)			4,6	2,0	22,8	15,2	14,2	34,4

Состав пироксена: Вол — 14, Энст — 15,8, Эг — 4,6%. Суммарное содержание — 93,1%. Остаток 6,9% приходится на кальцит и условный апортит (2,8%).

Щелочные породы Ботогольского массива, как уже отмечалось, не относятся к составам, пересыщенным щелочами. Весь механизм формирования щелочных пород поэтому в основном сводится к перераспределению щелочей в породообразующих минералах. Такое перераспределение обусловлено влиянием на ход кристаллизации кальция, с одной стороны, и изменением соотношения химической активности между калием и натрием по мере течения процесса минералообразования — с другой.

Следовательно, главную причину возникновения типичных нефелиновых сиенитов в Ботогольском массиве и хр. Нюрган надо усматривать не в чрезмерно высокой щелочности производных магм и не какой-либо особой специфике породообразующих минералов. Определяющим здесь, несомненно, является существенная обедненность магм, давших нефелиновые сиениты, кремнеземом (около 51%) по сравнению с теми магмами, из которых кристаллизовались щелочные сиениты (около 59% SiO₂), нормальные сиениты (65%), граносиениты и граниты (в среднем 73,5%; см. табл. 15 и 17). Среднее же содержание щелочей в этой обширной гамме гранитоидных пород разнится не так ощутимо, и в конечном счете при условии полной подвижности щелочей в указанных процессах минералообразования регулируется прежде всего поведением инертных компонентов, в частности кремнеземом, значительная доля которого связывается в кальциевых силикатах.

Анализ возможных путей возникновения щелочных пород в районе исследований приводит нас, таким образом, к следующему тезису: по мере раскристаллизации сиенитовой (граносиенитовой) магмы остаточные ее порции становились все более недонасыщенными кремнеземом. Благодаря этому самыми последними членами в ряду пород гранитоидного семейства являются нефелиновые сиениты (изредка приближающиеся к уртитам). Достаточно полный разрез, отражающий упомянутую схему, выявляется в хр. Нюрган. На Ботоголе отсутствуют представители кислых членов этого ряда, но многие иные факторы свидетельствуют о тесной генетической связи, по крайней мере ботогольских щелочных сиенитов, с сиенитами щелочно-земельными. Последовательное возрастание

недонасыщенности гранитоидной магмы могло произойти только в процессе ее десиликации карбонатным материалом.

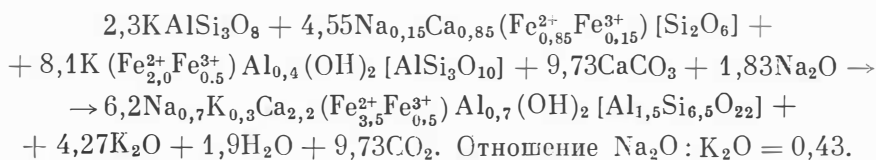
Наши представления здесь в принципе согласуются с общеизвестной ассимиляционной гипотезой Дэли — Шенда, согласно которой основным признается процесс десиликации щелочно-земельных магм карбонатными породами, а также с аналогичными взглядами на природу ботокольских щелочных пород, высказанными В. С. Соболевым (1947) и Н. А. Флоренсовым (1947).

Отличие же их от гипотезы, изложенной Дэли — Шендом, заключается в том, что для конкретного случая нам нет необходимости привлекать гипотетические промежуточные соединения в виде карбоната или силиката натрия, которые, реагируя по схеме этих авторов с альбитом и анортитом, дают нефелин. Заметим кстати, что в наших породах за исключением, возможно, щелочных пород Нюргана отсутствует первичный альбит, так же как нигде не встречен и анортит. Единственно подобными реакциями (с привнесом или без привноса Na_2O) можно объяснить образование кальциевого граната, действительно наблюдающегося в некоторых разновидностях щелочных пород типа святоноситов или гранатсодержащих нефелиновых сиенитов, а также волластонита, но опять за счет не альбита, а калишпата:

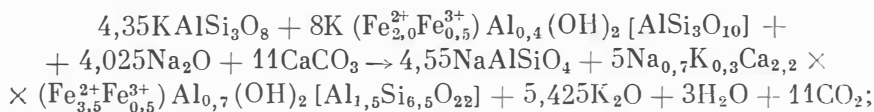


Учтя реальные составы анализированных нами фемических минералов, можно наметить такую схему образования щелочных пород путем реакционной трансформации щелочно-земельных магм.

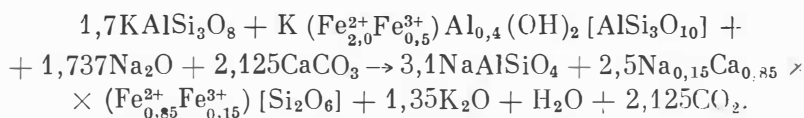
При высоком химическом потенциале K_2O в магме, давшей щелочные сиениты на самых ранних этапах кристаллизации, наиболее устойчива ассоциация калинатрового полевого шпата с клинопироксеном и биотитом. Минеральные превращения в щелочных сиенитах, обусловленные поглощением магмой тех или иных количеств извести, приводят обычно к образованию амфибола или (очень редко) граната по реакции:



Образование нефелиновых сиенитов происходит позднее, когда отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ в расплаве значительно возрастает и либо приближается к единице, либо превышает ее. При этом могут осуществляться такие реакции, которые, судя по наблюдаемым реальным ассоциациям минералов, должны иметь определяющее значение:



отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 0,74$ или

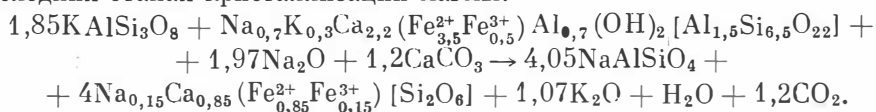


Отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 1,3$.

Наконец, при очень высоком потенциале натрия амфибол становится также неустойчивым и разлагается. Появляется обычная для Ботогольского массива и наиболее распространенная ассоциация нефелина с клинопироксеном. Это, безусловно, не исключает устойчивого сосуществования их с каликатровым полевым шпатом, который и наблюдается в обычных нефелиновых сиенитах. Иначе говоря, образование нефелин-пироксеновой ассоциации не ставит условием полное исчерпание калишпата, поскольку сам процесс, кроме всех прочих изменяющихся условий в системе, происходит при инертном поведении глинозема, кремнезема и железа, что нельзя не учитывать.

Только возникновение весьма редких на Ботоголе уртитовых пород и пойкилитов ийолитов может указывать на то, что калишпат был полностью использован в соответствующих реакционных превращениях.

Можно, таким образом, считать, что не биотитовые, а именно пироксеновые нефелиновые сиениты сохраняют свою устойчивость на самых последних этапах кристаллизации магмы:



Появление нефелинсодержащих минеральных парагенезисов и расширение полей устойчивости нефелина по мере возрастания в расплаве химического потенциала натрия со временем прекрасно иллюстрируют поля 1, 2 и 5 на диаграмме рис. 16, построенной для ботогольских щелочных пород. Общий ход процесса минералообразования в нашем случае направлен справа налево и снизу вверх, как это изображено пунктирной стрелкой.

Во всех случаях реакции превращений протекают с участием значительных количеств кальцита. Обильное выделение кальцийсодержащих феррических минералов в щелочных и нефелиновых сиенитах, составляющее от 10—15 до 35% и более, обогащенность их сфеном и кальцитом ранней генерации отражено в высоком валовом содержании CaO (порядка 6—7 вес. %). В щелочно-земельных гранитоидах района эта цифра едва превышает 2%. Следовательно, в момент наиболее ранних этапов минералообразования магма неизбежно должна была привлекать значительные дополнительные количества известняка извне безотносительно к тому, каким мыслится ее первоисточник. Вероятнее всего, это была ассимиляция вмещающих карбонатных пород в глубинных условиях. Повышение основности магмы (точнее—ее десиликация), возникшее в результате связывания известью значительной части кремнезема в кальциевых метасиликатах — клинопироксене и амфиболе, протекало параллельно с возрастающей химической активностью натрия. Все это приводило к кристаллизации вместо насыщенного алюмосиликата натрия (альбита) недонасыщенного кремнеземом фельдшпатиды — нефелина.

Резюмируя сказанное, можно отметить два кардинальных момента, характеризующих особенности щелочных пород центральной части Восточного Саяна:

1. В главной своей массе они являются продуктами магматической кристаллизации. Полученные нами высокие температуры гомогенизации вторичных включений в нефелинах позволяют отнести щелочные породы Ботогольского и Нюрганского гольцов к магматическим образованиям. При этом надо иметь в виду, что даже минимальная поправка на давление, которую следует прибавлять к полученным величинам 840—850°, уводит систему в область ориентировочных температур порядка 1000° и выше, т. е. в область, где существование магматических расплавов для гранитоидных составов становится несомненным.

Отношение $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 1,84$.

**Кристаллооптические константы и состав фемических минералов из щелочных и щелочно-земельных пород
восточной части Восточного Саяна**

№ п. п.	Образец	Клинопироксен					Амфибол				Биотит *		Гранат		Ассоциация	Порода	
		Ng'	Np'	+2V	эллипс гедс- берг %	Ng	Np'	cNm	-2V	Ng (Nm)	желези- стость	N	гроссу- ляр, %				
Ботогольский массив																	
1	3/3	1,760	1,730	69	17	65	1,737	1,712		42					Щелочной сиенит Нефелиновый сиенит То же » » » » » » »		
2	3/6										1,720	100					
3	8/1	1,767	1,740										1,800	60			
4	23/14	1,767	1,742	66	12	88											
5	28/1	1,767	1,737	67	13	80	1,735	1,715			1,675	75					
6	51/1	1,756	1,726				1,732	1,710									
7	53/1	1,767	1,737								1,706	100					
8	54/1	1,760	1,735	70	18	70					1,698	95					
9	74/2	1,770	1,744	70	19	81	1,732	1,720			1,680	80					
10	74/4	1,752	1,732	66	13	74											
11	103/1	1,767	1,740	69	16	78	1,730	1,714							Ийолит Нефелиновый сиенит То же » » » » » » »		
12	110/1	1,770	1,744	70	19	81	1,730	1,714		59	1,704	100					
13	110/3	1,760	1,732	66	13	74	1,724	1,698			1,702	100					
14	110/6	1,760	1,730				1,732	1,710			1,702	100					
15	110/9	1,765	1,737				1,740	1,714									
16	110/10	1,760	1,732	70	18	65	1,732	1,712									
17	110/11	1,767	1,734				1,732	1,712			1,702	100					
18	110/12	1,767	1,737	60	—	97	1,734	1,712									
19	110/13	1,767	1,735	69	16	71					1,704	100					
20	110/17	1,767	1,735								1,700	98					
21	110/21	1,768	1,735				1,732	1,712									

* Состав биотита определялся по диаграмме В. С. Соболева.

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

№ п. п.	Образец	Клинопироксен						Амфибол				Биотит *		Гранат		Ассоциация	Порода
		Ng'	Np'	$+2V$	эпирин	геденбергит		Ng	Np'	cNm	$-2V$	$Ng(Nm)$	железистость	N	гроссуляр, %		
22	117/1	1,767	1,735					1,732	1,710							Неф, Кип, Аб	То же
23	141/1	1,760	1,732					1,730	1,706					1,802	59	Неф, Кип, Сф	»
24	147/2	1,760	1,734	64	9	80		1,730	1,708			1,704	100			Неф, Кип, Гр, Аб	»
25	147/10	1,758	1,732	66	12	73								1,787	67	Кип, Вол, Клц, Сф	Гибридная порода
26	147/15**	1,740	1,720	63	10	34		(Титан-авгит)						1,791	65	Неф, Вол, Клц	То же
27	147/15	1,738	1,718	60	2	69		(Зеленый пироксен в кайме титанавгита)									
28	23/6	1,764	1,737	64	8	86										Кип, Пл, Амф, Сф, Эн	Шонкинит
29	23/7	1,745	1,722	62	5	70										Кип, Сф, Ал	»
30	23/13	1,767	1,737	66	13	80										Кип, Сф	Щелочной сиенит из ксенолита
31	45/2	1,762	1,732	59	—	88	1,732	1,712	14	70						Кип, Сф, Пл	Щелочной сиенит
32	48/10	1,752	1,720	65	11	59						1,694	92			Кип, Вол, Аб, Клц, Ал	Метасоматические породы
33	49/4	1,754	1,726	64	9	69										Кип, Пл (№ 10) Клц, Сф	Щелочной сиенит
34	54/3	1,765	1,737	72	20	69	(Густо-зеленый пироксен)					1,694	92			Кип, Вол, Амф, Сф, Клц	Гибридная порода
35	54/3	1,758	1,735	66	11	78	(Обесцвеченный пироксен)									То же	То же
36	54/4а	1,760	1,735	66	11	78										»	»
37	54/4б	1,770	1,740				1,740	1,714									
38	54/5	1,767	1,737	68	16	76	1,734	1,712				1,702	100			Кип, Сф,	Щелочной сиенит
39	54/7	1,767	1,737	59	—	96	1,734	1,712								Кип, Сф	»
40	58/2	1,756	1,734	61	3	89	1,724	1,700			56					Кип, Гр, Сф, Эн	Гибридная порода
41	69/5	1,752	1,730	65	10	73										Кип	Щелочной сиенит
42	118/3	1,756	1,732	70	18	65										Кип, Сф	»
43	126/4	1,767	1,734	66	13	75	1,732	1,710								Кип, Клц, Ал	Шонкинит

** Анализированные образцы.

Т а б л и ц а 25 (продолжение)

№ п. п.	Образец	Клинопироксен					Амфибол				Биотит *		Гранат		Ассоциация	Порода
		Ng'	Np'	+2V	агирин	геген-бергит	Ng	Np'	cNm	-2V	Ng (Nm)	желези-стость	N	гроссу-ляр, %		
					%											
44	129/2	1,761	1,732				1,732	1,712							Kил, Cф, An, Црк Пл (№ 35), Вол, Эн	Щелочной сиенит Метасоматическая порода
45	11/3а	1,760	1,732	58	—	88						1,770	79			
46	12/2	1,745	1,718	57	—	70						1,791	65	Kил, Cф, Аб, Эн Пл (№ 43), Амф, Бт Kил, Cф, Клц, Цр, Аб Kил, Аб Cф Пл, Бт, Гил	То же Пироксеновый диорит Шовкинит Щелочной сиенит Габбро-диорит	
47	15/1	1,737	1,716		—	67			52							
48	11/1	1,764	1,735				1,735	1,710								
49	39/1	1,760	1,734	58	—	92										
50	39/2	1,722	1,700													
51	86 а/1						1,737	1,712	21	46	1,652					
52	86 а/5	1,718	1,690		49		1,704	1,676	90	70						
Хребет Нюрган																
53	216/1						1,712	1,690		48	1,674			Пл (№ 12), Kил, Кв, Cф Kил, Аб Нефелин Ng=1,537, Np=1,533 Микроклин Ng=1,525, Np=1,519	Граносиенит Щелочной сиенит Нефелиновый сиенит	
54	216/3	1,767	1,737		17	75					1,706					
55	217/2						1,728	1,710	17		1,670					
56	218/2										1,678			Kил, Аб Kил, An	Щелочной сиенит Щелочной сиенит	
57	219/2**	1,762	1,736	72	20	65	1,730	1,706			1,686					
58	220/1	1,750	1,726	60	2	80	1,730	1,706								
59	222/1	1,726	1,702								1,678			Cф, An Пл (№ 80), Cф, An Пл, Эн, An Kил, Бт	Габбро и габбро-диориты с Ti-пироксеном Граносиенит	
60	225/5	1,748	1,722	55	5	40										
61	225/6**	1,745	1,720	55	6	38										
62	225/9	1,745	1,718													
63	231/2						1,720	1,695								
Левобережье Урка																
64	160/2	1,773	1,750	70	40	60								Kил, Амф, Эпигм. То же	Щелочной сиенит »	
65	160/3	1,760	1,736	69	17	73										

Таблица 25 (окончание)

№ п. п.	Образец	Клинопроксен					Амфибол				Биотит *		Гранат		Ассоциация	Порода
		Ng'	Np'	+2V	эпирин геден- берит %		Ng	Np'	cNm	-2V	$Ng(Nm)$	желези- стость	N	гроссу- ляр, %		
66	161/1	1,812	1,767				1,710	1,704							<i>Кшп, Кв, Флюор N = 1,433</i>	Нордмаркит
67	161/3						1,708	1,700							<i>Кшп, Кв</i>	»
68	200/1	1,745	1,716	54	—	68	1,726	1,702	8°						<i>Кшп, Бт</i>	Щелочной сиенит
69	210/1	1,760	1,742												<i>Кшп</i>	» »
70	211/1	1,767	1,745	80	38	87	1,726	1,710							<i>Кшп, Эпигм, Флюор</i>	» »
71	213/2						1,710	1,702							<i>Кшп, Кв, Аб, Эг, Эпигм</i>	Нордмаркит
72	214/1	>1,780	1,754				1,708	1,700							<i>Кшп, Флюор</i>	»
73	198/1	1,737	1,712	54	—	62	1,724	1,700			1,678				<i>Кшп, Аб, Ап</i>	Сиенит
Северные Сорокские гольцы и др.																
74	168/1	1,734	1,710	60	2	58	1,722	1,698			1,690	90			<i>Кшп, Ап, Графит</i>	Сиенит
75	168/2						1,692	1,660		48°					<i>Кшп, Кв</i>	Граносиенит
76	168/5						1,724	1,698	13°	55°					<i>Кшп</i>	Сиенит
77	169/2	1,734	1,708				1,722	1,698							»	»
78	169/3	1,732	1,710	53	—	60									<i>Кшп, Пл, Ол</i>	Габбро-монцит
79	169/4	1,734	1,710	53	—	60									<i>Пл, Амф</i>	Габбро приконтакто- вое
80	170/1	1,732	1,706				1,722	1,694	80°	53°	1,682				<i>Кшп, Ап, Графит</i>	Сиенит
81	174/2	1,737	1,714	61	3	62					1,690	90			<i>Кшп, Графит</i>	»
82	175/1						1,722	1,698							<i>Кшп, Аб, Ап</i>	»
83	175/3	1,740	1,716				1,720	1,696			1,680	80			<i>Кшп, Ап</i>	»
84	175/4	1,742	1,720	63	9	62	1,716	1,690	74°	71°					<i>Кшп</i>	»
85	177/1										1,680	80			»	»
86	178/1										1,666				<i>Кшп, Аб</i>	»
87	178/2	1,714	1,688				1,674	1,650			1,666				<i>Пл, Кв, Ап</i>	Кварцевый диорит

2. Определяющую роль в образовании щелочных пород района играли процессы десиликации щелочно-земельных гранитоидных магм известковистым материалом. Обогащение последним (либо путем ассимиляции терригенных известняков, либо за счет «карбонатитовых расплавов») происходило на значительных глубинах, во всяком случае гораздо больших, чем это отмечается для монгольских известняков (свиты В₂ С. В. Обручева), вмещающих интрузивные тела щелочных пород.

Изложенные данные не позволяют нам солидаризироваться с мнением В. П. Солоненко (1950) об исключительно гидротермальной природе нефелиновых сиенитов Ботогальского массива. Гидротермальный процесс, несомненно, протекал, но он был приурочен к определенным зонам тектонических нарушений и не носил характера региональной переработки уже сформировавшегося комплекса щелочных пород.

Главный этап магматической кристаллизации осуществлялся при вполне определенных и ориентировочно установленных нами термодинамических условиях. Регулирующим процесс минералообразования фактором наряду с прочими были прежде всего химические потенциалы щелочей, соотношение активности которых изменялось с течением времени по мере раскристаллизации и остывания магматического очага.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Щелочные породы центральной части Восточного Саяна в минералогическом отношении отличаются от аналогичных пород многих иных петрографических провинций тем, что их фемические минералы почти не подчеркивают сколько-нибудь отчетливых признаков, свойственных подобного рода образованиям. Главную роль среди таких минералов играют слабо эгиринизированный геденбергит и гастингсит. Типично щелочные пироксены (эгирин) и амфиболы, соответствующие рибекититу или арфведсониту, появляются лишь в нордмаркитах, которые хотя и расположены по соседству с Ботогольским массивом (по левобережью Урика), но непосредственно с ним не связаны. Не совсем ясной остается также геологическая позиция арфведсонитовых и рибекитовых нордмаркитов по отношению к нефелиновым сиенитам в хребте Нюргян.

С другой стороны, выявляется близость химического состава фемических минералов щелочных пород и щелочно-земельных гранитоидов района, поскольку клинопироксен некоторых разновидностей сиенитов также содержит до 10% молекулы эгирина.

Щелочные породы и огнитские гранитоиды кристаллизовались в условиях относительно небольших глубин, соответствующих, вероятнее всего, началу четвертой фации глубинности по мраморам. Во всяком случае здесь господствовали давления порядка 1500 атм, но, возможно, они достигали и 2000 атм.

Гораздо более определенные суждения мы можем иметь в отношении температурного режима минералообразования щелочных пород. Непосредственные определения температур гомогенизации газовой-жидких включений в нефелине (680—850°), достаточно надежные данные о температуре распада твердого раствора каликатровых полевых шпатов (700°), содержание избыточного кремнезема в нефелине (количество которого определяется температурой кристаллизации нефелина), данные о температурах гомогенизации включений в ряде иных порообразующих минералов изучаемых пород, свидетельствуют о том, что термодинамический режим, при котором формировались щелочные породы района, соответствовал режиму, присущему для магматических расплавов. Магматическое происхождение щелочных и нефелиновых сиенитов здесь едва ли может вызывать сомнения.

Значительно сложнее выработка представлений о природе щелочных магм. Признаваемая многими исследователями Восточного Саяна одновозрастность щелочных пород и щелочно-земельных гранитоидов, сходство минералогического состава тех и других, подчеркиваемое не только качественными признаками, но и химизмом, несколько повышенная общая щелочность «нормальных» сиенитов и ряд иных признаков, позволяют усматривать между ними достаточно тесную генетическую связь. Вместе с тем то обстоятельство, что и щелочные и щелочно-земельные породы района занимают совершенно одинаковое геологическое положение располагаясь преимущественно среди известняков, заставляет отыскивать иной возможный путь возникновения щелочных пород, чем тот, который

предполагают некоторые исследователи района, а именно: процесс десиликации сиенитовой (или граносиенитовой) магмы при ассимиляции карбонатного материала вмещающей толщи. Кажется при этом весьма странным и мало объяснимым следующее положение: почему в одних случаях щелочно-земельная магма, внедряясь в известняки, становится настолько щелочной, что в результате появляются типичные нефелиновые сиениты, и почему в других случаях эта же магма при прочих равных условиях почти не изменяет своего состава, а образует самостоятельные крупные массивы «нормальных» сиенитов? Приконтактовые воздействия на вмещающие породы и там и здесь почти совершенно одинаковы как по характеру новообразований, так и по масштабам, а в общем случае остаются мало ощутимыми. Весь комплекс наблюдаемых факторов исключает сколько-нибудь существенную ассимиляцию известковистого материала из вмещающих толщ и соответствующую десиликацию магмы, даже если допустить исключительно благоприятную обстановку для этого в отдельных случаях.

Приходится поэтому считать, что в протерозойские известняки монгошинской свиты интродировали магмы уже вполне определенного (а подчас и щелочного) состава, где они и раскристаллизовывались без существенного изменения своего химизма. Присущие щелочным магмам составы были приобретены до внедрения, в иной физико-химической обстановке и, вероятно, на более значительных глубинах вне связи с вмещающими их известняками. Общая насыщенность щелочных пород известью указывает на то, что, очевидно, преобладающим процессом, протекавшим при их образовании, надо считать десиликацию щелочно-земельной магмы. Допущение о возникновении в недрах первично-щелочных магм едва ли оправдано, поскольку, во-первых, в наших щелочных породах не выявляется пересыщенности их щелочами: нефелиновые сиениты возникли в результате не абсолютного, а относительного избытка щелочей, обусловленного связыванием кремнезема сильными основаниями, во-вторых, комплекс фемических минералов, свойственный типично щелочным (агпаитовым) магмам, здесь отсутствует.

Нам представляется наиболее вероятным такой путь образования щелочных пород района. В первоначальном состоянии магматические расплавы, находящиеся на значительных глубинах, порядка 12—15 км, обладали обычным щелочно-земельным составом. Они соответствовали магмам, давшим впоследствии (после внедрения в верхние структурные этажи стратиграфического разреза) основную массу гранитоидов огнитского комплекса. Последующая ассимиляция карбонатного материала некоторыми магматическими очагами (или даже обогащение кальцием за счет карбонатитовых расплавов?) еще в прединтрузивный период их жизни, привела к существенному изменению химизма магмы. О причинах такого избирательного характера ассимиляции судить очень трудно, но вероятнее всего это связано с особенностями литологического состава глубинных частей стратиграфического разреза района.

Значительная часть этой избыточной извести, приобретенной расплавом извне, связывалась затем преимущественно в клинопироксене и иных кальцийсодержащих фемических минералах, чем создавалась определенная и несколько различная в разных случаях степень десиляции магмы.

Схема наиболее приемлемого для нашего случая процесса десиляции магмы, когда вместо насыщенных кремнекислотой алюмосиликатов (каликатрового полевого шпата, альбита и отчасти биотита) преимущественно кристаллизовались нефелин и кальцийсодержащие фемические минералы, была изображена выше.

Нам представляется, что в достаточно наглядном разрезе хр. Нюрган вся гамма переходов от пересыщенных кремнеземом граносиенитов к недонасыщенным нефелиновым сиенитам отражает не дифференциацию

магмы, а именно ее десиликацию ассимилируемой известью в глубинных условиях. Процессы, выявляемые здесь, можно экстраполировать на сходный во всех отношениях Ботогольский массив, где видимая связь щелочных пород с гранитами или граносиенитами отсутствует.

Таким образом, мы склонны четко разграничивать, с одной стороны, процессы десиликации магм известковистым материалом в условиях глубинного существования расплавов, результатом чего является образование типично щелочных фельдшпатоидных пород типа Ботогольских нефелиновых сиенитов, а с другой — процессы десиликации, обычно очень слабо выраженные и эпизодически проявляющиеся в маломощных эндоконтактных зонах при внедрении щелочно-земельной магмы в карбонатные породы верхних структурных этажей. Как правило, наблюдаемые контакты между гранитоидными интрузиями и вмещающими известняками довольно резкие, без каких-либо заметных следов магматической ассимиляции. Лишь иногда отмечается ограниченная миграция кальция и железа в зоне контакта этих разнородных по химизму пород.

Последний процесс следует уже относить к категории образования известково-железистых скарнов послемагматической стадии (Коржинский, 1953). При этом происходит вынос не только кремнезема, но и щелочей. В маломощных зонах эндоконтакта возникают породы типа геденбергитовых пироксенитов или габброидов. Однако никакие признаки повышенной щелочности здесь не выявляются.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Труды Бурятск. компл. н.-и. ин-та, серия геол.-геогр., вып. 2. Улан-Удэ, 1960.
- Бетехтин А. Г. Минералогия, 1950.
- Богатилов О. А. К генезису щелочных гранатово-пироксеновых сиенитов (святоноситов). Щелочные породы Сибири.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Эгирин-содержащие пироксены в породах серии сиенит-мигматитов.— Труды лабор. геол. докембрия, вып. 11, 1960.
- Бородин Л. С. О типах карбонатитовых месторождений и их связи с массивами ультраосновных-щелочных пород.— Изв. АН СССР, 1957, серия геол., № 5.
- Бородин Л. С. О процессах нефелинизации и эгиринизации пироксенитов в связи с проблемой генезиса щелочных пород типа ийолитов-мельтейгитов.— Изв. АН СССР, 1958, серия геол., № 6.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ф. Система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. Полевые шпаты. Сб. статей. ИЛ, 1952.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Меймеч-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных формаций. Петрография Восточной Сибири, т. I. 1962.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда.— Труды ИГН АН СССР, вып. 86, петрогр. серия, 1950.
- Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. ИЛ, 1949.
- Волин А. В. О графите Корнезевского штока Алиберовского месторождения.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб. Изд. БМРГРУ, № 2. Иркутск, 1930.
- Волколаков Ф. К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна.— Труды Бурятск. компл. н.-и. ин-та, серия геол.-геогр., вып. 2. Улан-Удэ, 1960.
- Герасимовский В. П. О гипоморфных минералах нефелиновых сиенитов. Вопросы петрографии и минералогии. II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Гинзбург И. В., Сидоренко Г. А., Рогачев Д. Л. О зависимости между главными изоморфными замещениями и некоторыми параметрами кристаллической структуры амфиболов.— Труды Мин. музея АН СССР им. А. Е. Ферсмана, вып. 12, 1961.
- Гневушев М. А., Калинин А. И., Михеев В. И., Смирнов Г. И. Изменение размеров ячейки гранатов в зависимости от состава.— ЭЗМО, ч. 85, № 4, 1956.
- Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. О пироксенах эглогитовой фации жадеитовых пород и глаукофановых сланцев.— Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 30, 1964.

- Додин А. Л. Новые данные по стратиграфии и тектонике юго-восточной части Восточного Саяна.— Материалы по геологии Алтае-Саянской складчатой области. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 48, 1961.
- Додин А. Л., Гурьянова В. Н. Интрузивные комплексы Восточного Саяна.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири. ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 32, 1960.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. ОНТИ, 1936.
- Елисеев Н. А. К вопросу о классификации нефелиновых горных пород.— Записки Всес. Мин. об-ва, вторая серия, ч. 86, вып. 5, 1957.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Харьков, 1950.
- Заварицкий А. Н. Некоторые из образцов графитовых месторождений, принадлежащих минералогической коллекции Горного музея.— Записки Горного института, т. I, вып. 4, СПб., 1907.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд-во АН СССР, 1944.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1960.
- Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
- Злобин Б. И. Парагенезисы темнокристаллических минералов щелочных пород в связи с новым выражением коэффициента агиалитности.— Геохимия, 1959, № 5.
- Иванова Т. Н. Основные черты закономерностей развития интрузивного магматизма восточной части Алтае-Саянской области.— Бюлл. ВСЕГЕИ, 1961.
- Ильина Н. С. К вопросу о геотектонике Восточных Саян.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 20 (3—4), 1945.
- Иодер Х. С., Стюарт Д. Б., Рид Дж. Р. Тройные полевые шпаты. Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Сб. статей. ИЛ, 1963.
- Калужный В. А. Методы выщелачивания многофазовых включений в минералах. Изд-во АН УССР, 1960.
- Керкис Т. Ю., Костюк В. П. Минералотермометрическое изучение Ботокольского нефелина (Восточный Саян).— Докл. АН СССР 1963, 150, № 5.
- Кобеляцкий И. А. Геологический очерк верхнего течения рек Урлика и Оюта. Иркутск, 1947.
- Кононова В. А. Уртит-диоритовые интрузии Тувы и роль метасоматических процессов при их формировании.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Кононова В. А. Первично-расслоенная Байкальская интрузия геденбергитовых нефелиновых спенилов. Щелочные породы Сибири.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— Труды ИГи АН СССР, петрогр. серия, вып. 12, (№ 5), 1940.
- Коржинский Д. С. Принципы подвижности щелочей при магматических явлениях.— Сб. «К 70-летию академика Д. С. Белякина». Изд-во АН СССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Проблемы петрографии магматических пород, связанные с сквозьмагматическими растворами и гранитизацией.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды I Всес. петрогр. совещ. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах.— Геохимия, 1956, № 7.
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
- Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
- Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов.— В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Труды II Всес. петрогр. совещ. АН СССР, 1960.
- Костюк В. П. Дополнение к диаграмме диопсид — геденбергит — эгирин.— Докл. АН СССР, 1964, 156, № 3.
- Костюк В. П., Керкис Т. Ю. К вопросу о формировании щелочных пород Восточного Саяна.— Тезисы III Всес. петрогр. совещ., Новосибирск, СО АН СССР, 1963.
- Костылева Е. Е., Лабунцов А. Н. К минералогии Ботокольского гольца.— Материалы СОПС, № 55. Изд-во АН СССР, 1925.
- Крылов И. Н., Мануйлова М. М., Митрофанов Ф. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Петрография метаморфических и магматических пород Восточного Саяна. Петрография Восточной Сибири. т. II. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кудрин В. С. Щелочные интрузии северо-восточной части Тувы.— Сов. геология, 1962, № 4.

- Куплетский Б. М. Петрографический очерк Алиберовского месторождения графита.— Материалы СОПС, № 55. Изд-во АН СССР, 1925а.
- Куплетский Б. М. О прените Ботогольского гоянца.— Докл. Росс. Акад. наук, А, 1925б (июль, — сентябрь).
- Куплетский Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. Изд-во АН СССР, 1937.
- Куплетский Б. М., Литвин М. А. О некоторых щелочных породах Западной Монголии.— Труды Монгол. ком. АН СССР, № 32. 1937.
- Кухаренко А. А. Моноклинные пироксены щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова.— Уч. записки Ленингр. ун-та, серии геол., вып. 13, 1962.
- Лавес Ф. Фазовые отношения щелочных полевых шпатов. II. Полевые шпаты. Сб. статей, ИЛ, 1956.
- Лукомский Я. И. Теория корреляции и ее применение к анализу производства, 1958.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий Восточного Саяна и Хамар-Дабана (стратиграфия и магматизм).— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна р. Джиды.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Лутц Б. Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. Автореф. дисс. Новосибирск, 1962.
- Мптрофанов Ф. П., Авдонцев П. А. Восточно-Саянская подвижная область в нижнем палеозое. Магматические комплексы. Докембрий Восточного Саяна.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 18, 1964.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, 1957.
- Молчанов П. А. Очерки по геологии Сибири. Восточный Саян. Изд-во АН СССР, 1934.
- Монич В. К. Новый тип диаграмм определения каликатровых полевых шпатов федоровским методом.— Докл. АН СССР, 1952, 83, № 2.
- Монич В. К. Амортоклаз в магматических породах Казахстана. Вспр. петрогр. и минер., II. Изд-во АН СССР, 1953.
- Некрасов Б. И. Алиберовское месторождение графита.— Минеральное сырье, 1928, № 3. Гостехиздат.
- Нурылбаев А. И. Некоторые особенности геологического строения Кызылэспинского интрузива (северо-западное Прибайкалье).— Труды Ин-та геол. наук АН Каз. ССР, т. 3. 1960.
- Обручев В. А. Докембрий Восточного Саяна. Стратиграфия СССР, т. I. Докембрий СССР. Изд-во АН СССР, 1939.
- Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1942, № 5—6.
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны.— Докл. АН СССР, 1949, 68, № 5.
- Орешкин И. И. Ботогольское месторождение графита.— Минеральное сырье, 1931, № 8—9. Гостехиздат.
- Орвил П. М. Полевые шпаты. Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. Сб. статей. ИЛ, 1963.
- Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнетитово-железистых слюд.— Труды ГИП АН СССР, вып. 36, серия петрогр., № 11, 1940.
- Островский И. А. Оптические свойства синтетических эгирин-диопсидов. Сб. «Академику Д. С. Белянскому к 70-летию». Изд-во АН СССР, 1946.
- Островский И. А. Условия минералообразования в некоторых водно-силикатных системах при высоких давлениях и температурах.— Труды ИГЕМ, вып. 1, 1957.
- Перчук Л. Л. Эффект кислотно-основного взаимодействия компонентов в системе эгирин — геденбергит — диоксид.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 6.
- Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. Изд-во «Наука», 1964.
- Плешанов С. И. Некоторые вопросы геологии Восточно-Саянского негматитового пояса.— Труды I совещ. по металлогении. Зап. Забайкалья. Вост.-Сиб. филиал, АН СССР, Иркутск, 1958.
- Плошкина Е. Я., Фоминых В. Г. ● составе моноклиновых пироксенов некоторых пород Урала. Магматизм и металлогения Урала.— Труды I Уральск. петрогр. совещ., 1963.
- Полканов А. А. Эгирины плутона Гремяха — Вырмес на Кольском полуострове.— Занеписк Всер. Мин. об-ва, ч. 69, № 2—3, 1940.
- Половинкина Ю. К. Эгирин Криворожского железорудного месторождения.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Реведакто В. В. Метаморфический тридимит из контактово-метаморфизованных известняков ларинт-мервинитовой фации.— Докл. АН СССР, 1962, 146, № 3.
- Рик Л. И. Огнитский интрузивный комплекс.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Иркутской обл., вып. 1 (28), 1961.

- Розенбуш Г. Описательная петрография, 1934.
- Самойлова Н. В. Петрохимические особенности ассоциации ийолит-мельтейитовых пород и нефелиновых сиенитов (на примере щелочной интрузии Енисейского крижа).— Труды ИГЕМ, вып. 76, 1962.
- Свешникова Е. В., Шабынин Л. И. О зеленых клинопироксенах из скарновых пород и некоторых других метасоматических образований.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 90, вып. 2, 1961.
- Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Интрузивные комплексы Восточного Саяна. Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов А. Д., Недоумов Н. Б., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. Изд-во АН СССР, 1963.
- Соболев В. С. Петрография Ботогольского щелочного массива. Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. ОГИЗ, Иркутск, 1947.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1949.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соболев В. С. Федоровский метод. Госгеолтехиздат, 1954.
- Соболев В. С. Дополнения к диаграммам плавкости систем нефелин — калиофилит — кремнезем и ортоклаз — альбит — анортит.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, № 10, 1956.
- Соболев В. С., Флоренсов Н. А. Генезис Ботогольского графита.— Сов. геология, 1948, № 32.
- Солоненко В. П. Эконом-географический очерк Окинского аймака. Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования. ОГИЗ, Иркутск, 1947.
- Солоненко В. П. Генезис щелочных пород и графита Ботогольского массива.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.
- Солоненко В. П. Геология месторождений графита Восточной Сибири и Дальнего Востока. Госгеолиздат, 1951.
- Спенсер Э. Калиево-натриевые полевые шпаты, ч. 1. Полевые шпаты, Сб. статей. ИЛ, 1952а.
- Спенсер Э. Калиево-натриевые полевые шпаты, ч. 2. Полевые шпаты. Сб. статей. ИЛ, 1952б.
- Сулоев А. И. Магматизм Восточного Саяна.— Сов. геология, 1960, № 6.
- Трегер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., 1958.
- Флоренсов Н. А. К вопросу о тектонике центральной части Восточного Саяна.— Труды Иркутск. ун-та, т. II, вып. 2, 1941.
- Флоренсов Н. А. Геологический очерк Ботогольского месторождения графита в Восточных Саянах.— В кн. «Ботогольское месторождение графита и перспективы его использования». ОГИЗ, Иркутск, 1947.
- Флоренсов Н. А. Геологическое строение Бурят-Монголии.— Материалы по изуч. произв. сил БМАССР, вып. II. Улан-Удэ, 1955.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Лебедева Р. В. Экспериментальные данные по характеристике образования скарнов, содержащих волластонит.— Сб. эксперим. исслед. в области глубинных процессов (по матер. симпози. от 29 ноября — 1 декабря 1960 г.). Изд-во АН СССР, 1962.
- Цветков А. И. Синтез глиноземистых пироксенов и зависимость их оптики от состава.— Записки Всес. Мин. об-ва, ч. 74, № 3, 1945.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесцелочных пироксенов.— Труды ГИН, петрогр. серия, вып. 138 (№ 41), 1951.
- Шерер Д. Ф. Щелочно-полевошпатовый разрез в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 . Полевые шпаты. Сб. статей. ИЛ, 1952.
- Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
- Ячевский Л. Об Алиберовском месторождении графита.— Записки СПб. Мин. об-ва, ч. 35, 1898.
- Ячевский Л. Алиберовское месторождение графита на Ботогольском гольце. Геол. исслед. по линии Сиб. ж. д., вып. II. СПб., 1899.
- Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 5.
- Яшина Р. М. Харлинский концентрически-зональный щелочной массив и условия его образования. Щелочные породы Сибири.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.
- Яшина Р. М. О контактно-реакционном взаимодействии нефелиновых сиенитов с ксенолитом доломитсодержащих мраморов (на примере Аруктинского щелочного массива Юго-Восточной Тувы).— В кн. «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. II. Изд-во АН СССР, 1963.
- Buerger M. J. The structure of nepheline.— Amer. Mineralogist, 1947, v. 32.
- Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. Rock-Forming Minerals, v. 2. Chain Silicates, 1963.

- Escola P. On the igneous rocks of Sviatoy Noss in Transbaikalia.— Övers. Finska Vetensk. Soc. Förhandl., 63, Abt. A., № 1, 1921.
- Hamilton D. L. Nephelines as crystallization temperature indicators.— J. Geol., 1961, v. 69, № 3.
- Hamilton D. L., Mac-Kenzie W. S. Nepheline solid solution in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 .— J. Petrol., 1960, № 1.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part I.— Amer. Mineralogist, 34, № 9—10, 1949.
- Hodder R. W. Alkaline rocks and niobium deposits near Nemegos Ontario.— Geol. Surv. Canada. Bull., № 70, 1961.
- Kunitz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendegruppe.— Neues Jahrb. Min. Geol. Paläont., 60, B, Abt. A, 1930.
- Larsen E. S. Alkaline rocks of Iron Hill, Gunnison Country, Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, N 197-A. 1942.
- Morozewicz J. Ueber die chemische Zusammensetzung des gesteinsbildenden Nephelins. Fennia, v. 22, 1928.
- Pecora W. T. Nepheline syenite pegmatites, Rocky Roy Stok, Bearpaw Mountain, Montana.— Amer. Mineralogist, v. 27, 1942.
- Sabine P. A. The optical properties and composition of acmitic pyroxenes.— Mineral. Magazine, 1950, v. 29, p. 113.
- Schairer J. F., Bowen M. L. Preliminary report on equilibrium — relations between feldspathoids, alkali feldspars and silica.— Amer. Geophys. Union Trans., 16, 1935. Ann. Meeting.
- Sourirajan S., Kennedy G. C. The system H_2O — NaCl at elevated temperatures and pressures. Univ. Californ. Radiation Lab., USRL. 1960.
- Tilley C. E. Nepheline-alkali feldspar paragenesis.— Amer. J. Sci., 1954, 252, N 2.
- Tilley C. E. Leucite nepheline dolerite of Meiches, Vogelsberg, Hessen.— Amer. Mineral. 1958 (Jule — August), v. 43.
- Willie P. G., Tuttl O. F. The system CaO — CO_2 — H_2O and the origin carbonates.— J. Petrol., 1960, № 1.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Краткие сведения о геологическом положении щелочных пород	5
Минералогический очерк щелочных пород Бото́гола	13
Каликатровый полевой шпат	16
Платиноклаз	18
Нефелин	18
Моноклиный пироксен	21
Амфибол	32
Биотит	35
Гранат	36
Волластонит	40
Сфен	42
Кальцит	43
Сидерит	46
Циркон, апатит, титаномагнетит, флюорит	46
Оливин, сканолиит, гиперстен	47
Пренит	48
Графит	49
Петрографический очерк щелочных пород	51
Бото́гольский щелочной массив	51
Метасоматические породы	65
Гидротермально измененные породы	71
Породы диоритового ряда	83
Щелочные породы левобережья Урика	87
Щелочные породы хр. Нюрган	101
Сиениты и граносиениты северных Сорокских гольцов и соседних районов	110
Петрохимические особенности щелочных пород и палеозойских гранитоидов района	116
Краткий обзор представлений о генезисе щелочных пород Восточного Саяна	128
О вероятных глубинах формирования щелочных пород района	133
Некоторые суждения о температурных условиях формирования щелочных пород Бото́гола и Нюргана	134
Нефелин	136
Каликатровый полевой шпат	141
Кальцит	143
Пироксены, гранаты, волластонит	147
Возможные пути образования щелочных пород восточной части Восточного Саяна	149
Заключение	161
Литература	163

Костюк Вадим Павлович, Базарова Татьяна Юльевна

Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства А. И. Жилина Художник В. П. Зайкин

Технический редактор Г. А. Астафьева

Сдано в набор 15/IX 1965 г. Подписано к печати 21/XII 1965г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 10,5+1 вкл.
Усл. печ. л. 14,38+1 вкл. Уч.-изд. л. 14,6 Тираж 1100 экз. Т-17249 Изд. № 3471/65

Тип. зак. 3064

Цена 1р. 02 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10