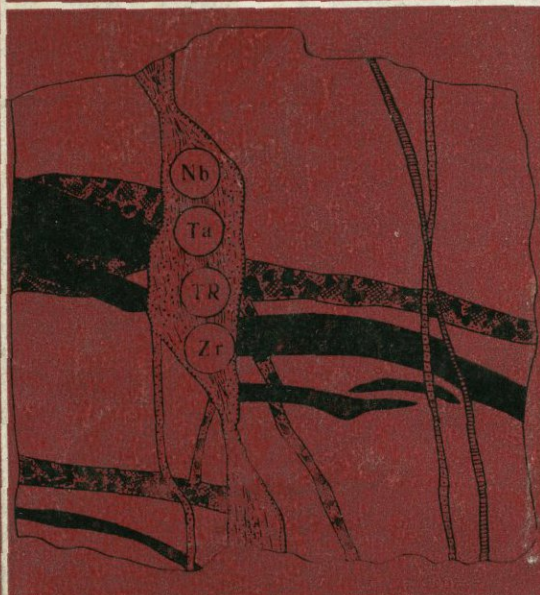
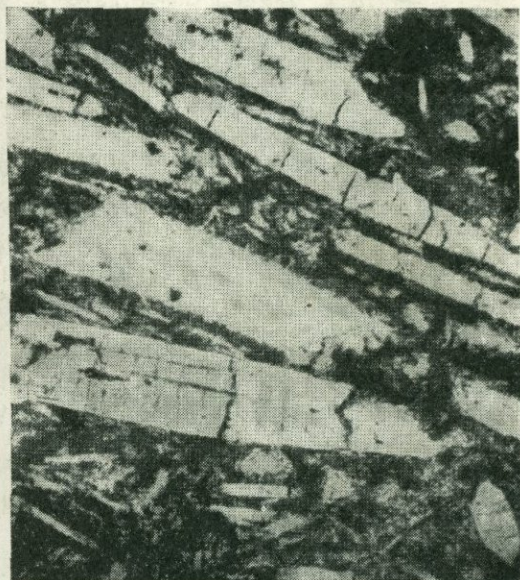




# НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД



Геологическое строение интрузивных массивов щелочно-гранитоидной и ультраосновной щелочной формации

Редкометалльная минералогия щелочных метасоматитов и нефелиновых сиенитов

Геохимия отдельных элементов в нефелиновых сиенитах

Петрология и геохимия вулканогенных щелочных пород

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ  
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

552.324549+550.4

НОВЫЕ ДАННЫЕ  
ПО ГЕОЛОГИИ,  
МИНЕРАЛОГИИ  
И ГЕОХИМИИ  
ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

1033



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва—1973



**Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. Изд-во «Наука», 1973 г.**

В работе приводятся новые данные по геологии, петрологии, минералогии, геохимии и генезису различных типов нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов, а также сопровождающих их метасоматитов из главнейших щелочных провинций СССР (Алданской, Уральской, Кольской, Тувинской, Горно-Алтайской).

Статьи посвящены особенностям строения и формирования массивов, генезису и стадийности метасоматитов. Приводятся характеристики редких минералов, впервые обнаруженных в СССР или в данных провинциях, и новых минеральных разновидностей. В геохимической части работы рассматриваются закономерности поведения бериллия при формировании щелочных интрузий и метасоматитов, а также особенности распределения в щелочных породах лантаноидов и урана.

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук

Л. С. БОРОДИН

И. А. НЕЧАЕВА

## ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ ГОРНОГО АЛТАЯ И ИХ РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Щелочные гранитоиды в пределах Горного Алтая впервые установлены Ю. А. Кузнецовым в 1935 г. (Кузнецов, 1937) в районе с. Онгудай. В дальнейшем при геологосъемочных и тематических работах многочисленными исследователями (А. И. Александров, М. А. Луппов, В. Е. Гендлер, М. К. Винкман, В. В. Волков и др.) описан еще ряд массивов и отдельных выходов аналогичных пород. Однако, как правило, обследование этих образований проводилось попутно с другими работами, на разных массивах разными авторами, что в значительной степени обусловило многочисленные, часто противоречивые мнения о месте щелочных пород среди изверженных образований Горного Алтая и их возрасте.

Наиболее подробное петрографическое описание щелочных гранитов для района с. Онгудай дано Ю. А. Кузнецовым (Кузнецов, 1937). В 1953 г. В. Л. Гохфельдом получены первые сведения о редкометальной специализации щелочных гранитов Майорского массива, а в 1960 г. они дополнены В. Ф. Котиком и др. В экзоконтакте этого массива установлено присутствие так называемых аплитовидных жил с аксессуарными содержаниями редких элементов. В Елиновском массиве и в бассейне р. Аскаты признаки редкометальной минерализации (полевошпатовые жилы с малаконом и флюоритом) отмечены в 1958 г. А. В. Кривчиковым.

В 1960—1962 гг. автором совместно с Г. Н. Пашинцевым, Р. И. Коганом, Г. С. Симкиным и В. Н. Подчуфаровым были обследованы пункты, в которых ранее отмечались массивы щелочных гранитов или существовали только указания на присутствие щелочных образований, в том числе участки по юго-западному и юго-восточному экзоконтактам Талицкого массива (массивы Майорский, Елиновский, Аскатинский, район г. Бутачиха), район верховьев р. Ая, бассейны рек Шебелик и Малый Ильгумень, с. Котандра, район верховьев р. Улу-суг, район г. Голуха. В результате этих работ было установлено, что далеко не все из отмеченных предыдущими исследователями массивов можно отнести к группе щелочных гранитов, содержащих щелочной темноцветный минерал. Так, автору представляется необоснованным выделение щелочных пород в докембрийском комплексе гранитоидов В. В. Волкова, в среднедевонском комплексе гранитоидов М. К. Винкман и др. Но нами выделены самостоятельные массивы щелочных гранитоидов, ранее закартированные вместе с интрузивными образованиями других комплексов (бассейн р. Аскаты) или перекрытые древнечетвертичными образованиями (район Айского массива — бассейн р. Плесс).

По мнению автора, в пределах Горного Алтая к щелочным гранитоидам можно отнести следующие массивы: Елиновский, Аскатинский, Майорский (только его юго-западная часть), Айский, Шебеликский, мелкие тела в бассейне р. Малый Ильгумень, а также щелочные образования

Таблица 1

## Массивы щелочных гранитов и сиенитов в пределах горного Алтая

Массив	Площадь массива, км <sup>2</sup>	Структурная приуроченность	Состав массива			Характер и степень измененности пород массива	Форма массива	Эрозионный срез	Вещающие породы и их изменения	Акцессорная редкометаллическая минерализация метасоматитов	Примечание
			преобладающие главные фациальные разности пород	эндоконтактовые разности пород	жильные породы						
Елиновский (фиг. 2)	2	Зона сочленения Ануйско-Чуйского синклиория с Талицким антиклинорием; юго-восточное обрамление Талицкого массива	Рибекитовые граниты, в меньшей степени — аляскитовые граниты. Акцессории: циркон (малакон), тантало-ниобат и, кроме того, галенит, флюорит	Микропегматитовые граниты с миоэролитовыми пустотами. Акцессории: циркон, тантало-ниобат, галенит, сфен, в пустотах флюорит, пирит	Редкие дайки аляскитовых гранитов и граносиенитов	Слабая альбитизация по всему массиву, окварцевание и флюоритизация в эндоконтактовых зонах	Современный выход имеет характер сильно вытянутого в северо-восточном направлении тела. Возможно, что это шток (см. примечание)	Глубокий (см. примечание)	Кремнисто-карбонатные образования нижнего силура скарнированы (везувийан-гранат-пироксеновые скарны). В них отмечаются постмагматические тела кварц-альбит-кальцевополевошпатовых пород	1. В экзоконтакте жилородное тело постмагматических альбитовых пород с вкрапленностью циркона, галенита, тантало-ниобатов, флюорита 2. В экзоконтакте тела постмагматических метасоматических калиевополевошпат-альбитовых пород с боросиликатом редких земель и кальция, сфеном, тантало-ниобатами, сфалеритом, флюоритом	К юго-востоку от современных выходов щелочных пород широко распространением пользуются скарнированные породы, что свидетельствует о более широком распространении на глубине щелочных образований (предполагается существование опущенного блока интрузии, не вскрытого эрозией)
Аскатинский (фиг. 3)	35	То же	Рибекитовые и биотит-рибекитовые граниты, реже аляскитовые граниты. Акцессории: тантало-ниобат, циркон, флюорит	Порфирировидные граниты, гранит-порфиры и микропегматитовые граниты	Микропегматитовые и аплитовидные граниты в самом массиве и в экзоконтактах	Слабая альбитизация по всему массиву, более интенсивная альбитизация, окварцевание и флюоритизация на участках развития эндоконтактовых фаций	Современный, почти изометричный выход слабо вытянут в северо-восточном направлении. Линия контакта ступенеобразная за счет смещений по тектоническим нарушениям. Вероятно, это крупный шток	На востоке — глубокий, на западе — неглубокий, но в общем менее глубокий, чем в Елиновском массиве	Известняки нижнего силура мраморизованы. Песчаники и пясчано-глинистые сланцы нижнего девона ороговикованы. Условно пермские гранитоиды фенилизированы (калишпатизированы)	1. Метасоматически измененные (альбитизированные, окварцованные и флюоритизированные) микропегматитовые граниты с цирконом, флюоритом, тантало-ниобатом, молибденитом, галенитом 2. Метасоматически измененные породы с вкрапленностью циркона, тантало-ниобата, флюорита 3. Микропегматитовые граниты с цирконом, флюоритом 4. В крупнокристаллических рибекитовых гранитах жилородные тела плотных измененных гранитов с цирконом, флюоритом, молибденитом, галенитом	
Майорский (фиг. 4)	5	Сочленение Талицкого антиклинория с Чарышским синклинорием; юго-западное экзоконтактовое обрамление Талицкого массива	Рибекитовые граниты	Микропегматитовые амфиболовые граниты	Редкие дайки аплитовидных гранитов	Слабая альбитизация по всей площади развития щелочных гранитов и разрушение цветных минералов на отдельных участках	Выход щелочных пород имеет вытянутую в юго-восточном направлении форму. Возможно, это шток, обрезанный с юго-запада тектоническим нарушением	Неглубокий	Известково-кремнистые породы нижнего силура скарнированы (везувийан-гранат-пироксеновые скарны с магнетитом и сульфидами меди). В этих образованиях отмечаются постмагматические жилы хлорит-эпидот-альбитового состава	1. В кремнистых породах верхнего силура субмеридиональные жильные метасоматические постмагматических пород с цирконом, тантало-ниобатами, ортитом, сфалеритом 2. В карбонатно-кремнистых породах субширотные тела постмагматических метасоматических щелочных пород с той же минерализацией, что и на участке 1	В отличие от представлений других исследователей (Н. И. Бабинцев, Б. Л. Гохфельд, В. Е. Гендлер и др.), считающих Майорский массив единым интрузивным телом щелочного характера (S около 100 км <sup>2</sup> ), нам представляется более правильным выделить самостоятельное тело щелочно-гранитного состава (S около 5 км <sup>2</sup> ) на юго-западе этого массива, в то время как биотитовые граниты — к калбинскому комплексу

Таблица 1 (окончание)

Массив	Площадь массива, км <sup>2</sup>	Структурная приуроченность	Состав массива			Характер и степень изменности пород массива
			преобладающие главные фациальные разности пород	эндоконтактные разности пород	жилые породы	
Группа массивов в районе с. Онгудай: а) Шелликовский	0,25	Юго-западное замыкание Ануиско-Чуйского синклиория вблизи сочленения его с Терехтинским горстом		Микропегматитовые граниты	Редкие дайки аплитовидных гранитов	Слабая альбитизация по всему массиву, флюоритизация и окварцевание
б) Басейн р. Малый Ильгумень		То же		Микропегматитовые граниты, иногда с щелочным амфиболом	Нет сведений	Автометасоматическая альбитизация, иногда окварцевание и флюоритизация
Айский (фиг. 5)	Около 30 км <sup>2</sup> + 2,5 км <sup>2</sup>	Сочленение Катунского антиклинория с Ануиско-Чуйским синклиорием и Бийско-Барнаульской впадиной. Массив приурочен к пересечению широтных нарушений с северо-западными и восток-северо-восточными	Амфиболовые сиениты и кварцевые сиениты, реже граносиениты. Аксессуары: сфен	Габбро-сиениты	Дайки мелкозернистых амфиболовых гранитов в пределах массива	Альбитизация только на горе Блинова
Район горы Голухи	~2	Восточная зона смятия на стыке Рудного и Горного Алтая	Неизменных разностей пород нет			Интенсивно переработанные (альбитизированные) гнейсовидные граниты. Отмечаются также окварцевание и флюоритизация

г. Голуха (фиг. 1). Основные сведения по каждому из этих массивов приведены в табл. 1 и на соответствующих картах (фиг. 2—5).

На основании анализа данных по рассматриваемым массивам щелочных гранитоидов Горного Алтая можно наметить следующие общие черты в их развитии.

Все известные массивы щелочных гранитоидов Горного Алтая приурочены к зонам сочленения крупных структурно-фациальных единиц, выделяемых В. П. Нехорошевым (Нехорошев, 1958), для которых устанавливается переход от геосинклинального режима к платформенному, приблизительно к началу карбона.

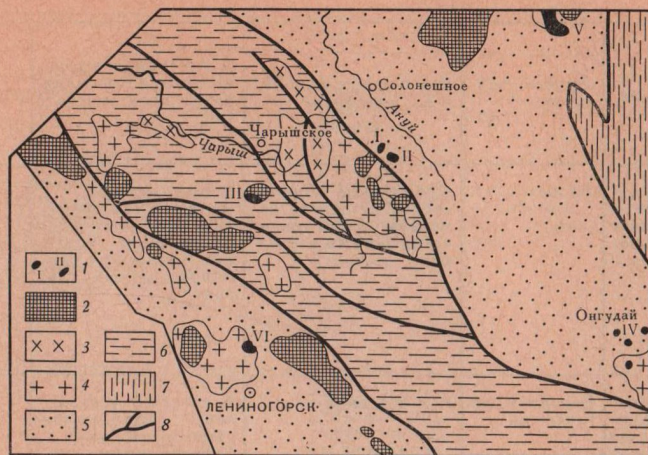
В пределах структурно-фациальных зон, для которых переход к платформенному режиму наметился в ордовике — девоне (Терехтинский

Форма массива	Эрозионный срез	Вещающие породы и их изменение	Акцессорная редкометалльная минерализация метасоматитов	Примечание
Выход изометрической формы — шток с крутым падением контактов	То же	Кремнистые породы среднего девона изменены метасоматически по юго-восточному контакту	В протолочках микропегматитовых гранитов установлены циркон, флюорит, чевкинит в единичных зернах ильваит	
Выходы имеют очень сложную форму	Вероятно, неглубокий	Нет сведений	В шлихах установлено присутствие тантало-ниобатов. Спектральным анализом в щелочных породах отмечаются содержания ниобия, иттрия, иттербия, циркония	
Сечение массива имеет форму слабо вытянутого в широтном направлении овала и отдельный выход удлиненной формы на горе Блинова (тектонический блок). Контактные поверхности крутые. Вероятно, это крупный шток	Неглубокий	На северо-западном контакте отмечены скарноподобные породы с вермикулитом. Установить, по каким породам они развиваются, не удалось	1. Метасоматически измененные сиениты с шорломитом 2. Послематематические метасоматические породы. В металлометрических пробах на площади их развития по спектральному анализу отмечаются иттрий до 0,01%, иттербий до 0,003%, ниобий до 0,01%, цирконий до 0,03%. В протолочках из этих пород обнаружены тантало-ниобат, циркон и анатаз	Большая площадь массива закрыта древнетвертыми отложениями и ранее не закартирована
Массив растащен на отдельные неправильные блоки по зоне северо-западного разлома	Срез, возможно, глубокий	Контакты только тектонические	В породах макроскопически устанавливается флюорит. В одном из шлифов отмечен торит в единичных знаках	

горст, Катунский антиклинорий), в крупных массивах интрузивных пород тельбесского и раннегерцинского возраста щелочные образования отсутствуют. В более молодых зонах с интенсивной вулканической деятельностью на протяжении всего девона (Уйменская депрессия) нет относительно крупных щелочных массивов.

Единственное исключение — это Айский массив щелочных сиенитов, приуроченный к стыку древней структуры Катунского антиклинория с Бийско-Барнаульской впадиной и Ануиско-Чуйским синклиорием, возможно в результате этого имеющий своеобразный состав, более близкий к щелочным породам Кузнецкого Ала-Тау, чем к таковым Горного Алтая.

Все упомянутые выше структурно-фациальные зоны сочленяются по глубинным разломам, и поэтому можно предположить, что внедрение



Фиг. 1. Схема размещения массивов щелочных гранитоидов в пределах Горного Алтая.

Составлена автором на тектонической основе по К. Л. Волочковичу и А. Н. Леонтьеву (1964)

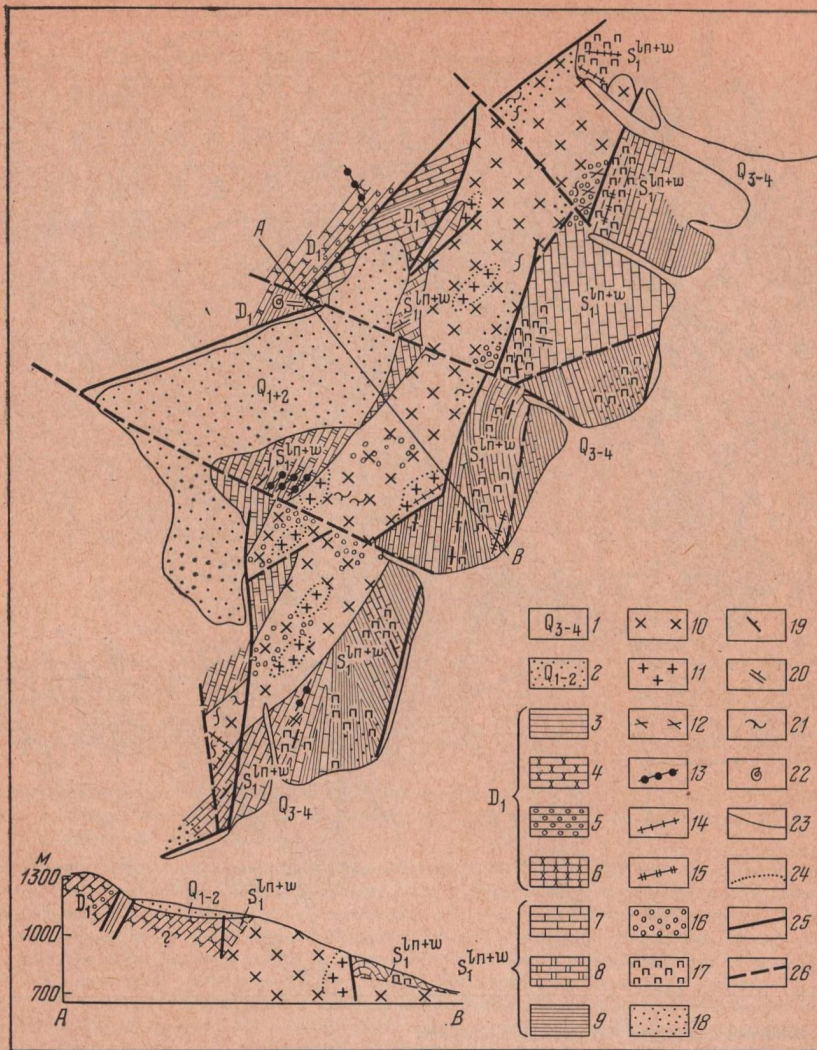
1 — массивы щелочных гранитоидов: I — Елиновский, II — Аскатинский, III — Майорский, IV — массивы района с. Онгудай и бассейна р. Малый Ильгумень, V — Айский, VI — массив района горы Голуха; 2 — позднегерциньские гранитоиды ( $C_3-P$ ); 3 — раннегерциньские гранитоиды ( $pD_2$ ); 4 — девонский комплекс гранитоидов (D); 5 — зоны геосинклинальных прогибов; 6 — северо-западная часть Талицко-Монголо-Алтайского поднятия; 7 — северо-западная часть Катунского антиклинария; 8 — наиболее крупные тектонические нарушения

щелочных пород связано с жизнью этих разломов. Но для щелочных массивов в пределах Горного Алтая прямой связи с разломами, т. е. непосредственной приуроченности к глубинным разломам (подчинение их формы этим структурам и т. д.), не отмечалось.

Одновременно устанавливается, что большинство известных массивов щелочных гранитоидов пространственно ассоциирует с гранитоидами калбинского (позднегерциньского, по А. Н. Леонтьеву) комплекса.

Во всех известных случаях в пределах Горного Алтая щелочные гранитоиды слагают небольшие тела (площадь не превышает  $30-35 \text{ км}^2$ ) более или менее изометричной первичной формы, впоследствии осложненные тектоническими нарушениями. По всей вероятности, это крупные штоки с крутым падением контактовых поверхностей. Об этом свидетельствуют непосредственные, хотя и редкие, замеры их падения и ровные линии интрузивных контактов.

Массивы щелочных гранитоидов прорывают образования нижнего кембрия, силура, девона и гранитоиды условно пермского интрузивного комплекса (по А. В. Кривчикову). Нижнекембрийские песчано-сланцевые отложения под воздействием щелочных пород превращаются в парагнейсы и вблизи контакта прорваны дайками гранитов и граносиенитов. Ширина контактовых ореолов в этом случае около  $100-200 \text{ м}$ . Кремнисто-карбонатные отложения нижнего и верхнего силура иногда слабо мраморизованы, но чаще претерпевают довольно интенсивное скарнирование с образованием гранат-эпидот-пироксеновых скарнов с везувианом, медно-магнетитовых скарнов с флюоритом и т. д. (Майорский, Елиновский массивы). Кроме того, преимущественно в этом комплексе вмещающих пород развиваются послемагматические метасоматические щелочные образования. Прослеженные контактовые ореолы имеют ширину от  $200-300 \text{ м}$  до  $1,5-2 \text{ км}$ , но последние цифры, очевидно, относятся к распространению измененных пород над опущенными и нескрытыми в настоящее время блоками массивов щелочных пород. В эффузивно-осадочных породах нижнего и среднего девона контактовые изменения сказываются в слабом ороговиковании. В экзоконтактной

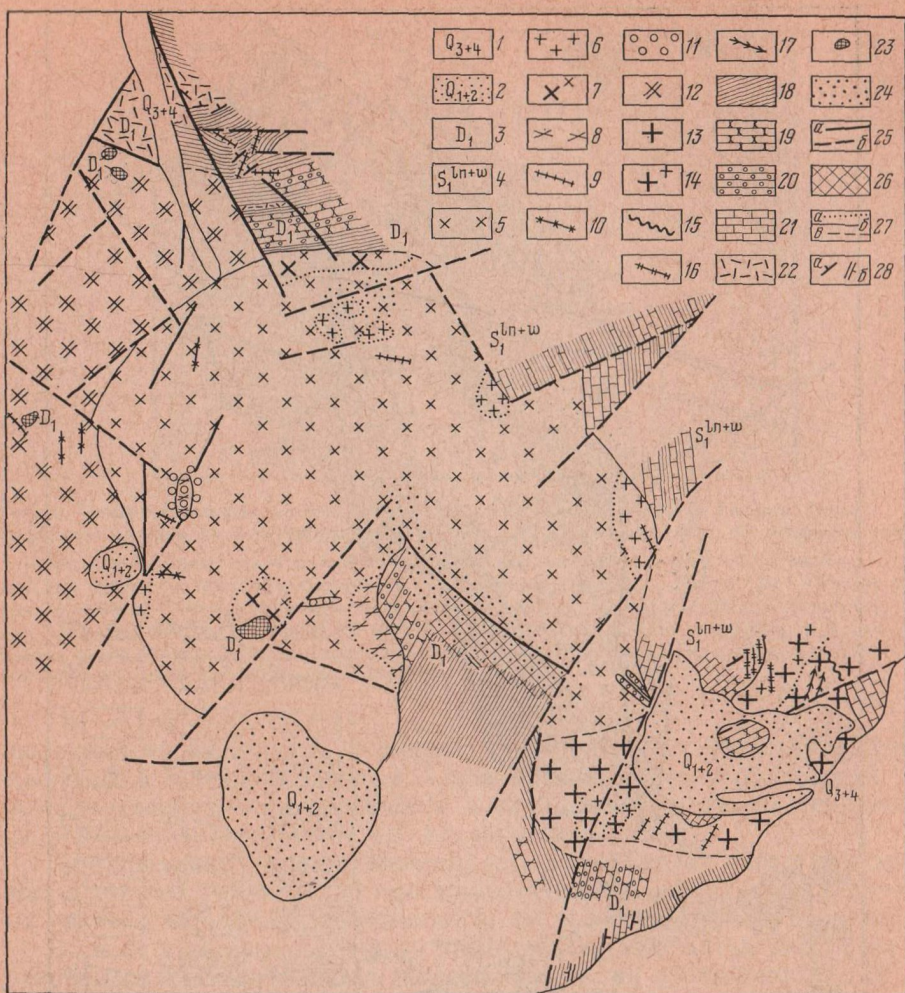


Фиг. 2. Геологическая карта Елиновского массива.

Составлена автором по материалам Р. И. Когана, И. А. Нечаевой, Г. С. Симкина (1961)

Четвертичные отложения: 1 — аллювиально-пролювиальные, 2 — отложения древних долин. Образования нижнего девона: 3 — песчано-глинистые сланцы и алевролиты, 4 — песчаники кварцевые, реже аркозовые, 5 — конгломераты, гравелиты и гравелитистые песчаники, 6 — известковистые песчаники. Образования нижнего силура (лландоверы и уинлокк): 7 — известняки, кремнистые известняки, 8 — мраморизованные известняки и мраморы, 9 — глинистые и песчано-глинистые сланцы с примесью карбонатного материала. Комплекс щелочных гранитов: 10 — рибекитовые граниты средне- и крупнозернистые, 11 — аляскитовые граниты средне- и крупнозернистые, 12 — микропегматитовые разнозернистые граниты, 13 — дайки граносенитов и аляскитовых гранитов, 14 — кварцевые жилы, 15 — жилы щелочных метасоматитов, 16 — метасоматические измененные породы (альбитизированные, окварцованные), 17 — скарны (гранат-пироксеновые, гранат-везувиан-пироксеновые), скарнированные известняки и сланцы, 18 — катаклазированные и брекчированные породы. Элементы залегания: 19 — по слоистости, 20 — по рассланцовке, 21 — по разгнейсовке, 22 — место находки фауны. Геологические контуры: 23 — прослеженные границы комплексов, 24 — границы фациальных разностей (условные). Тектонические нарушения: 25 — прослеженные, 26 — отдешифрированные

полосе, ширина которой обычно не превышает 100—300 м, встречаются изредка дайки микропегматитовых гранитов со спорадически распределенным щелочным амфиболом. В условно пермских гранитоидах на контакте с щелочными гранитами (Аскатинский массив) отмечаются

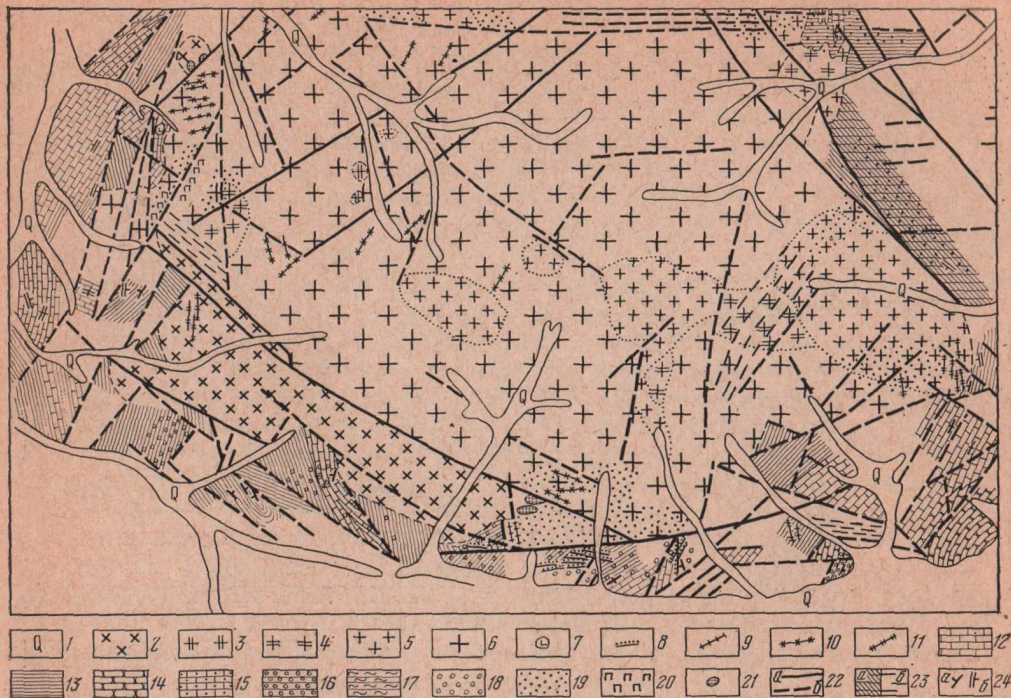


Фиг. 3. Геологическая карта Аскатинского массива.

Составлена автором по материалам Р. И. Когана, И. А. Нечаевой, В. Н. Подчуфарова, Г. С. Симкина (1961, 1968)

**Четвертичные отложения:** 1 — современные (аллювиальные и озерные), 2 — древние, 3 — нижнедевонские песчаники, сланцы, конгломераты и эффузивы (плагипорфиры), 4 — нижнесилурийские известняки, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники. **Комплекс щелочных пород:** 5 — рибекитовые граниты, 6 — аляскитовые граниты, 7 — гранит-порфиры, 8 — разнозернистые микропегматитовые и аплитовидные граниты, 9 — дайки гранит-порфиров, аплитовидных и микропегматитовых гранитов, 10 — кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы, 11 — метасоматически измененные породы (альбитизированные, окварцованные). **Условно пермские гранитоиды:** 12 — гранодиорит-порфиры и гранодиориты роговообманково-слюдяные. **Калбинский комплекс гранитоидов ( $C_3$ — $P?$ ):** 13 — биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты, 14 — гранит-порфиры биотитовые (эндоконтактовая разность), 15 — дайки мелкокристаллических биотитовых гранитов, 16 — дайки биотитовых гранитов; 17 — кварцевые жилы с грейзеновыми оторочками; 18 — алевритовые сланцы; 19 — песчаники, 20 — конгломераты и гравелиты; 21 — известняки; 22 — плагипорфиры; 23 — роговики; 24 — катаклазированные породы, 25 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые, в — границы фациальных разностей; 28 — элементы залегания: а — по слоистости, б — по сланцеватости

следы фенитизации (калишпатизация, появление подщелочных разновидностей амфибола), а также окварцевание. Кроме того, в них изредка встречаются дайки микропегматитовых гранитов щелочного состава. Ширина полосы развития контактово-измененных пород этого типа не превышает 100—200 м.

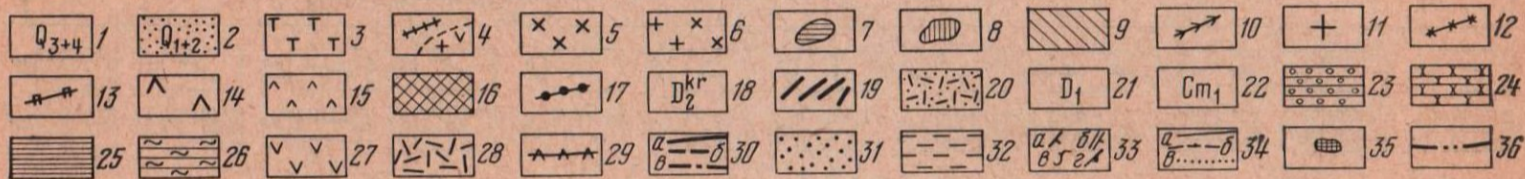
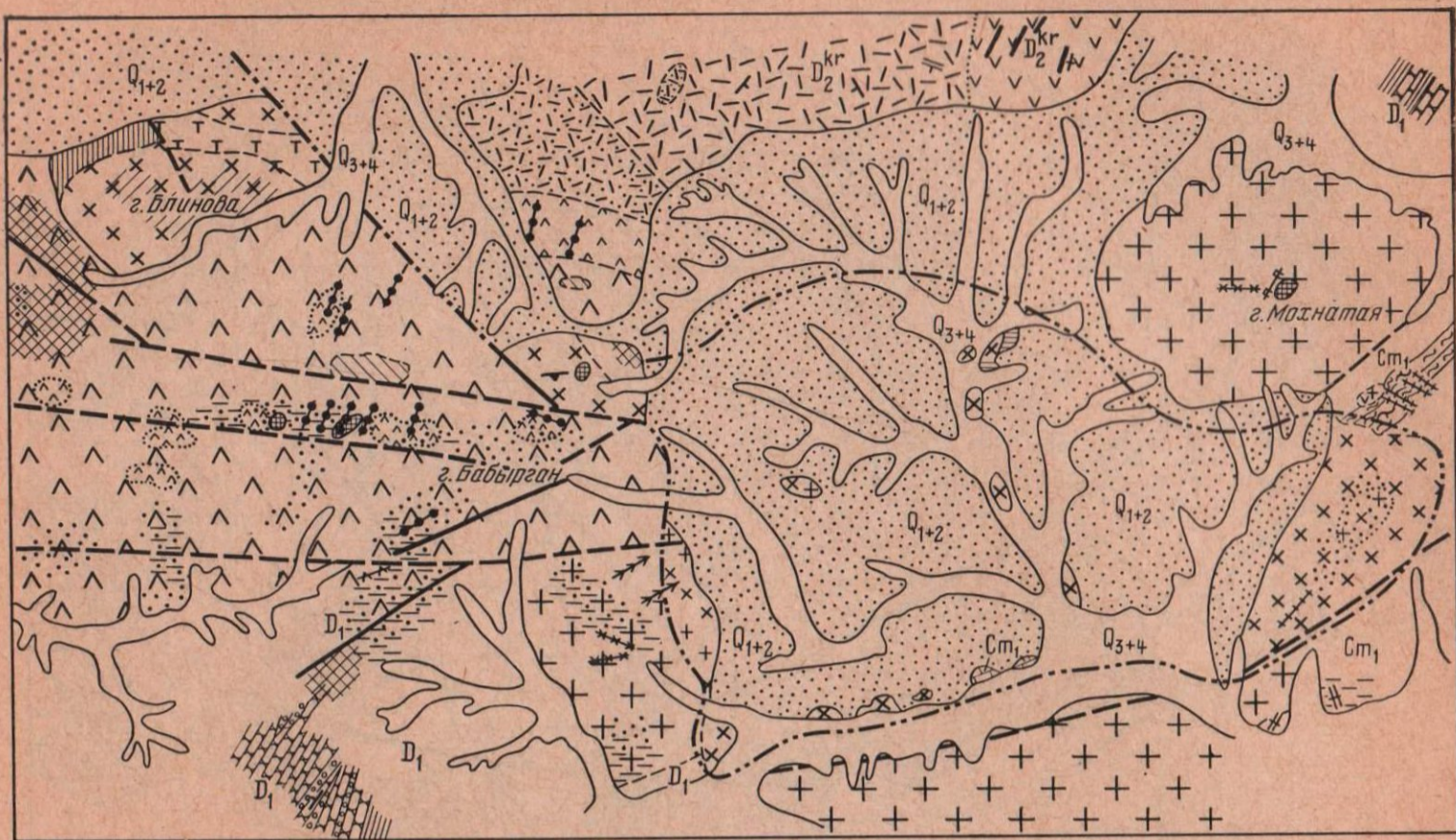


Фиг. 4. Схема геологического строения Майорского массива.

Составлена автором по материалам Р. И. Когана, И. А. Нечасовой, Г. Н. Пашинцева, В. Н. Подчуфарова, Г. С. Симкина (1962)

1 — четвертичные пролювиально-аллювиальные образования; 2 — рибекитовые граниты и граносиениты мелко-среднезернистые, иногда с мнуролитовыми пустотами. Гранитоиды калбинского комплекса; 3 — граниты амфиболовые крупнозернистые, 4 — гранит-порфиры биотитовые, 5 — аплитовидные мелкозернистые граниты, иногда порфировидные, 6 — граниты биотитовые (иногда с разрушенным цветным минералом) крупно- и среднезернистые, часто порфировидные; 7 — габбро; 8 — жильные тела щелочных метасоматитов, 9 — дайки мелкозернистых щелочных гранитов и гранит-порфиров, 10 — дайки мелкозернистых аплитов и аплитовидных гранитов, 11 — кварцевые жилы. Образование верхнего силура: 12 — известняки серые полосчатые, реже белые мраморизованные, 13 — кремнистые сланцы, 14 — песчаники средне-грубозернистые, 15 — песчаные известняки, 16 — конгломераты, 17 — серпичитовые и хлоритовые сланцы, 18 — скарнированные породы и гранат-эпидотовые скарны; 19 — катаклазированные породы; 20 — зоны окварцевания; 21 — ксенолиты сланцев; 22 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — отдешифрованные; 23 — зоны: а — брекчирования, б — расланцевания, 24 — элементы залегания: а — по слоистости, б — по рассланцовке.

Глубина эрозионного среза массивов щелочных гранитоидов различна, причем не только для разных массивов, но даже для отдельных блоков одного массива. Например, Аскатинский массив имеет неглубокий эрозионный срез, судя по сравнительно широкому развитию эндоконтактных разностей, неровным контурам измененной кровли, присутствию ксенолитов и распространению жильных образований. В пределах этого массива устанавливается разница в глубине эрозионного среза для западного, менее эродированного блока интрузии и ее более срезанной восточной части, что фиксируется по отсутствию останцов кровли и ровной крутой поверхности контакта с нижнесилурийскими и девонскими отложениями в пределах последнего из блоков. Елиновская интрузия имеет более глубокий эрозионный срез, так как в ней нигде не отмечается ксенолитов вмещающих пород, очень редко встречаются жильные образования, а эндоконтактные разности пород пользуются незначительным развитием. Но необходимо отметить, что на большой площади по юго-восточному обрамлению Елиновского массива пользуются рас-



Фиг. 5. Геологическая карта района верхьев рек Ая и Бирюкса (Айский массив).

Составлена автором по материалам М. К. Винкман, И. А. Нечаевой, В. Н. Подчуфарова (1962)

*Четвертичные отложения:* 1 — аллювиальные современные, 2 — аллювиально-делювиальные древние (чехол на щелочных сиенитах и других породах); 3 — граниты турмалин-биотитовые грейзенизированные мелкозернистые. *Комплекс щелочных сиенитов:* 4 — жильные амфибол-биотитовые граниты, 5 — сиениты и кварцевые сиениты амфиболовые и слюдисто-амфиболовые крупнозернистые до пегматоидных, 6 — граносиениты с биотитом и амфиболом среднезернистые, 7 — габбро-сиениты амфиболовые крупнозернистые, 8 — скарны с вермикулитом, 9 — метасоматически измененные породы, 10 — дайки амфиболовых гранитов мелкозернистых. *Комплекс калбинских гранитоидов:* 11 — граниты биотитовые лейкократовые среднезернистые, 12 — дайки аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, 13 — амазонит-кварцевые жилы, альбитизированные и грейзенизированные, 14 — граниты двуполовшпатовые биотитовые и амфибол-биотитовые среднезернистые, 15 — гранит-порфиры с биотитом, 16 — метасоматически измененные породы (грейзенизированные, пиритизированные и окварцованные), 17 — дайки гранит-порфиров, аплитовидных гранитов, кварцевых порфиров, гранодиоритов, гранодиорит-порфиров, рвущих средний нижний девон. *Образования среднего девона:* 18 — куратинская свита (фельзиты, эффузивы основного состава), 19 — дайки диорит-порфиров, 20 — ортофиры (гипабиссальные тела, рвущие образования среднего девона). *Нижний девон:* 21 — эффузивы основного состава, туфогенные сланцы, песчаники, конгломераты. *Нижний кембрий:* 22 — гнейсы и гнейсованные конгломераты, 23 — конгломераты, 24 — песчаники, 25 — сланцы, 26 — гнейсы; 27 — эффузивы основного состава; 28 — эффузивы кислого состава (фельзиты); 29 — кварцевые жилы; 30 — тектонические нарушения: а — прослеженные, б — предполагаемые, в — выделенные по геоморфологическим признакам; 31 — катаклазированные породы; 32 — окварцованные породы; 33 — элементы залегания: а — по слоистости, б — по рассланцовке, в — по разгнейсовке, г — по трахитоидности; 34 — геологические границы: а — прослеженные, б — предполагаемые, в — границы фациальных разностей; 35 — породы, интенсивно ороговикованные (в ксенолитах); 36 — предполагаемый контур сиенитового массива в верхьях р. Ая

пространением измененные породы, характерные для экзоконтактов щелочных интрузий этого района, причем в некоторых случаях присутствие этих пород установлено в 1,5—2 км от контакта. Это, по-видимому, связано с тем, что Елиновская интрузия была разбита по крайней мере на два крупных блока, подвергшихся перемещениям разных амплитуд и, возможно, разных направлений, в результате чего один из блоков (современный выход интрузии) оказался сильно эродированным, а другой — даже не выведен на дневную поверхность.

Внутреннее строение массивов щелочных гранитоидов Горного Алтая не отличается сложностью. Они однородны и сложены главным образом щелочными рибекитовыми гранитами, изредка переходящими в граносиенитовые и аляскитовые разновидности. Для эндоконтактов характерно появление микропегматитовых гранитов, развитие порфиридных гранитов, гранит-порфиров, большая лейкократовость пород и относительная обогащенность их кварцем. Исключением является Айский массив, где преимущественным развитием пользуются щелочные амфиболовые кварцевые сиениты, иногда переходящие в граносиениты, а в эндоконтактах развиты габбро-сиениты.

Элементы прототектоники в массивах улавливаются в исключительных случаях (например, в западной части Айского массива), так что установить строение по этим элементам довольно трудно. Можно предполагать, что трахитоидность в сиенитах, наблюдавшаяся вблизи контактов, параллельна их крутым поверхностям, а в центральных частях массивов развиты преимущественно массивные разновидности пород.

Главные фациальные разновидности пород — щелочные рибекитовые граниты, преобладающие в большинстве известных массивов, представляют собой крупно- и среднезернистые породы розовато- и желтовато-серого цвета с гипидиоморфнозернистой (близкой к аллотриоморфнозернистой) структурой. Содержание щелочного амфибола (Са-рибекита) в них колеблется от 5—8% до 10—12%, а в аляскитовых (фациальных) разновидностях уменьшается до почти полного исчезновения. Калиевый полевой шпат (без микроклиновой решетки) составляет до 60—80% породы. Обычно он интенсивно пертитизирован и частично замещен более поздним альбитом, пелитизация в нем проявлена очень слабо. Содержание кварца изменяется от 15% в граносиенитах до 40% в аляскитовых разновидностях щелочных гранитов, преобладающими являются рибекитовые граниты с содержанием кварца около 30%. В ряде случаев (Аскатинский, Майорский массивы) в рибекитовых гранитах наряду с темноцветным, почти черным, амфиболом в незначительном количестве (редко до 5%) отмечалось присутствие темно-бурой слюды (биотита) и единичные выделения астрофиллита и эгирина. Из аксессуарных минералов для этих пород характерен буровато-серый малакон, часто полностью изотропизированный в сиенитах. Под воздействием послемагматических процессов эти породы в той или иной степени альбитизированы, окварцованы и флюоритизированы.

Эндоконтактовые разновидности пород, связанные с этими гранитами, отличаются от главных фаций в основном структурой, в то время как состав, свойства и характер изменения основных породообразующих минералов остаются теми же. Это порфиридные граниты и гранит-порфиры или мелкокристаллические разноминеральные граниты с миаролитовыми пустотами, выполненными кристаллами кварца, пирита и фиолетового флюорита. Для них весьма характерны микропегматитовые прорастания, на основании чего выделен особый вид микропегматитовых гранитов. Кроме различия в структуре для эндоконтактовых разновидностей характерно понижение содержания цветных минералов, повышение количества кварца, дипирамидального циркона и тантало-ниобатов. В районе с. Онгудай (бассейн р. Шебелик) и по р. Малый Ильгумень микропегматитовые граниты широко распространены, в то время как типичные интрузивные породы щелочного комплекса — крупнозернистые рибекитовые граниты и граносиениты — в этом районе фактически не установлены.

Породы главной фации Айского щелочного массива — щелочные сиениты и их кварцевые разновидности — представляют собой крупнозернистые, часто почти пегматоидные породы, состоящие преимущественно из серовато-желтого таблитчатого калиевого полевого шпата и переменного

количества (от 0 до 10—15%) черного или темно-зеленого щелочного амфибола. Изредка в этих породах устанавливается кварц (до 10%), выполняющий промежутки между кристаллами полевого шпата. Акцессорные минералы в щелочных сиенитах представлены бурым сфеном и изредка темно-бурым, почти черным гранатом (шорломитом), но появление последнего в этих породах, возможно, связано с автоматической переработкой сиенитов. В одном из случаев (северная часть Айского массива) отмечено, что в эндоконтактной зоне сиениты, обогащаясь цветным минералом, постепенно переходят в крупнозернистые габбро-сиениты. Жильные образования, сопровождающие породы щелочного состава, пользуются ограниченным распространением и устанавливаются исключительно в слабо эродированных массивах, в их эндо- и экзоконтактах. Они представлены гранит-порфирами, микропегматитовыми гранитами. Состав и характер породообразующих минералов этих пород близки таковым в образованиях эндоконтактных фаций щелочных интрузий. Жильные тела имеют линейную форму; их мощность составляет от 1—2 до 3—5 м, а протяженность от 5 до 15—20 м. Определенной ориентировки в их распределении не отмечено. Вероятно, эти тела приурочены к трещинам, возникшим в экзоконтактах при внедрении интрузии, и к контракционным трещинам, появившимся в эндоконтактных зонах при остывании интрузивного тела.

Обращает на себя внимание почти полное отсутствие пегматитовых тел и исключительно редкое появление кварцевых жил, причем последние чаще всего оторваны от щелочных интрузивов по времени образования и связаны с зонами тектонических нарушений, по которым смещаются отдельные блоки щелочных массивов. С некоторыми из кварцевых жил в зонах экзоконтакта щелочных массивов связано полиметаллическое оруденение (Елиновский, Майорский массивы). Достоверных данных, доказывающих связь этих жил с щелочными породами, нет.

Петрохимическая характеристика щелочных пород Горного Алтая (табл. 2) близка к таковым средних типов щелочного гранита, по Дели, и альбит-рибекитовых апогранитов, по А. А. Беусу (1962), имея только одно отличие в главных характеристиках: небольшое пересыщение щелочами темноцветных минералов ( $\bar{c}$ ). В дополнительных характеристиках отмечается следующее: в горноалтайских щелочных гранитах почти всегда характеристика  $m'$  равна нулю, а  $c'$  почти в два раза меньше, чем это наблюдается в средних типах щелочного гранита, по Дели, или в апогранитах, по А. А. Беусу. Соотношение калия и натрия в рассматриваемых породах незначительно сдвинуто в сторону калия по сравнению с этими типами. Горноалтайские щелочные граниты отличаются от гранитов Северной Нигерии значительно большей полевошпатовой щелочностью и более бедны кальцием и магнием. Ю. А. Кузнецов (1937) сопоставляет щелочные интрузии района с. Онгудай с микропегматитовыми рибекитовыми гранитами Семистая из Джунгарии.

Горноалтайские щелочные граниты, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к классу пород, пересыщенных  $\text{SiO}_2$  и щелочами или богатыми щелочами. На петрохимической диаграмме их проекции концентрируются на небольшой площади со значениями  $a$  от 12,5 до 16,1 и  $b$  от 1,8 до 4,5, в пределах которой находятся проекции средних типов щелочного гранита, по Дели, и апогранита, по А. А. Беусу. В этих породах почти всегда характеристика  $m'$  равна нулю, а  $c'$  очень мала. Исключение составляют щелочные граниты Майорского массива, которые незначительно обогащены алюминием и магнием и не пересыщены щелочами ( $c$  положительна).

Породы эндоконтактной фации — микропегматитовые граниты — иногда относятся к группе, умеренно богатой щелочами.

Кварцевые сиениты Айского массива близки к рассматриваемым по-

Таблица 2

## Химический состав рибекитовых, биотит-рибекитовых гранитов и сиенитов

Окислы	Массивы Горного Алтая						Северная Нигерия	Средний состав рибекит-альбитовых апогранитов	Щелочной гранит (ср. по Делли)
	в районе Онгудай	Айский	Майорский		Аскатинский				
			микропегматитовый гранит	кварцевый сиенит	микропегматитовый гранит	щелочной гранит			
SiO <sub>2</sub>	75,80	62,66	74,64	75,16	75,02	72,16	73,59	74,10	73,30
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,54	0,19	0,23	0,12	0,13	0,22	0,10	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,08	16,69	12,50	13,32	12,59	12,30	12,50	12,6	12,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,58	4,18	2,17	1,91	0,72	2,45	2,04	1,72	2,58
FeO	2,53	0,72	0,98	Следы	1,57	Не обн.	1,12	0,99	1,28
MnO	0,09	0,07	0,04	0,05	0,10	0,04	0,04	0,04	0,02
MgO	Следы	1,40	0,52	0,50	Не обн.	Не обн.	0,07	0,24	0,26
CaO	0,37	2,08	1,00	0,48	0,52	0,19	1,22	0,63	0,46
Na <sub>2</sub> O	3,43	4,00	3,39	3,48	4,71	4,88	4,56	4,9	4,55
K <sub>2</sub> O	4,28	6,35	4,58	4,67	5,06	7,99	5,05	4,1	4,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,55	0,21	—	Следы	Следы	0,02	—	0,05
H <sub>2</sub> O <sub>5</sub> <sup>-</sup>	0,16	0,63	0,05	Не обн.	Не обн.	0,43	0,21	—	0,86
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,16	0,04	—	0,19	Следы	—	—	—
П.п.п.	0,62	—	—	0,70	—	—	—	—	—
Сумма	100,15	100,16	100,56	100,50	100,60	100,57	100,64	—	—
Авторы материалов	Ю. А. Кузнецов (1937)	И. А. Нечаева (1969)	И. А. Нечаева (1969)	В. Е. Гендлер (1958)	И. А. Нечаева (1969)	И. А. Нечаева (1969)	Е. К. Бир, Э. А. Северов (1960)	А. А. Беус и др. (1962)	

## Числовые характеристики этих пород, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	12,7	18,3	13,5	13,62	16,1	15,8	8,78	16,0	15,6
<i>c</i>	—	2,2	2,3	0,58	—	—	—	0,1	0,1
<i>c'</i>	0,4	—	—	—	0,8	2,0	0,29	—	—
<i>b</i>	4,5	7,2	3,6	4,47	1,8	3,8	3,28	3,5	4,1
<i>S</i>	82,4	72,4	80,6	81,33	81,3	78,4	87,65	80,4	80,2
<i>a'</i>	—	—	3,6	46,4	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	89,9	60,3	75,0	36,2	67,9	93,2	50,0	67,9	79,4
<i>m'</i>	0	33,5	21,4	17,4	0	0	4,4	11,3	11,1
<i>c'</i>	10,1	6,2	—	—	32,1	6,8	45,6	20,8	9,5
<i>n</i>	53,1	49,0	52,9	53,3	29,8	56,4	59,3	64,0	62,2
<i>φ</i>	46,3	49,8	50,0	34,8	0	0	17,4	—	50,8
<i>t</i>	0,1	0,6	0,2	0,24	0,1	0,1	0,22	—	0,1
<i>Q</i>	39,0	6,0	31,9	34,8	29,5	23,2	57,4	28,7	39,1
<i>a/c'</i>	31,7	8,4	5,9	23,4	20,7	7,8	30,3	160,0	156,0

породам. Они имеют максимальную для горноалтайских пород этого типа полевошпатовую щелочность *a* (18,9), максимальную характеристику *b* (7,2), сильно обогащены магнием ( $m' = 33,5$ ) по сравнению с щелочными гранитами.

Метасоматическая переработка щелочных пород наблюдается почти повсеместно, но степень ее проявления весьма различна. Массовой, но сравнительно слабой метасоматической переработке с привнесением натрия

и уменьшением роли алюминия подверглись наиболее распространенные породы этого комплекса: граниты и сиениты. Изменения в этих породах сказываются главным образом в появлении узких альбитовых каемок вокруг выделений калиевого полевого шпата и в развитии вторичного щелочного амфибола (реже эгирина) около первичных образований цветных минералов.

Более интенсивной метасоматической переработке подверглись эндо-контактные фации массивов — микропегматитовые граниты и гранит-порфиры, в которых устанавливается несколько стадий изменения: привнос натрия и на последующих стадиях интенсивный привнос кремнезема и летучих компонентов (фтора, воды) при понижающейся роли алюминия.

Для магматических и метасоматических щелочных гранитоидов Горного Алтая характерными акцессорными элементами являются редкие земли иттровой и цериевой групп, ниобий, тантал, цирконий, гафний, свинец. Почти всегда в образованиях этого комплекса отмечаются в небольшом количестве вольфрам, бериллий, литий, молибден. Эта характеристика щелочных пород качественно близка металлогении гранитоидов калбинского комплекса, но количественно в последних ведущую роль играют вольфрам, бериллий, литий, молибден, в то время как в щелочном комплексе гранитоидов более типичными являются редкие земли иттровой и цериевой групп, ниобий, тантал, цирконий.

О возрасте щелочных гранитов и сиенитов Горного Алтая высказываются весьма противоречивые мнения. Это в значительной степени связано с тем, что их возраст устанавливается только на основании сопоставлений с другими интрузивными образованиями из-за отсутствия в данном районе стратиграфических комплексов моложе среднего — верхнего девона. Ю. А. Кузнецов (Кузнецов, 1937) на основании петрохимического сходства микропегматитовых щелочных гранитов района с Онгудай с кислыми эффузивами куратинской свиты среднего девона и их близкого пространственного размещения считает эти образования комагматичными.

Один из основных исследователей Талицкого гранитного массива А. И. Александров предполагает, что мелкие интрузивные тела рибекитовых гранитов в юго-восточном обрамлении Талицкого плутона относятся к его слабо эродированной части и возраст этих пород соответствует таковому калбинского комплекса, т. е. карбону—перми.

Своеобразие щелочных пород в районе с. Елиново-Тоголтай отмечено М. А. Лупповым, который предложил их выделить в самостоятельный комплекс, более молодой по сравнению с калбинским (пермский?).

Е. П. Зайченко (Зайченко, 1956) считает, что щелочные породы Айского массива ороговикованы под воздействием калбинских гранитоидов, и присоединяется к мнению Ю. А. Кузнецова о их среднедевонском возрасте.

Вопрос о возрасте щелочных пород и связи их с интрузивными комплексами рассматривался при составлении государственной геологической карты, но при этом специальные исследования не проводились, а использовались главным образом данные выше отмеченных работ.

В 1957—1961 гг. в пределах Талицко-Монголо-Алтайского поднятия тематические работы по изучению интрузивных пород, в частности позднегерцинских гранитов, проводил А. Н. Леонтьев. Щелочные образования специально им не изучались, но на основании общегеологических соображений А. Н. Леонтьев считает возможным отнести их к девонскому (тельбесскому) комплексу (Волочкович, Леонтьев, 1964).

Автором возраст щелочных пород определяется по следующим косвенным признакам. Во-первых, щелочные массивы (Аскатинский, Шибеликский) прорывают эффузивно-осадочные образования нижнего и

среднего девона<sup>1</sup>, метасоматически их изменяя или ороговиковывая. В экзоконтактной полосе нижнедевонских пород установлены дайки микропегматитовых щелочных гранитов (Аскатинский массив). Во-вторых, по западному контакту Аскатинского массива щелочные граниты прорывают гранодиориты (условно пермского возраста, по А. В. Кривичкову, или нижнепермские, по А. И. Александрову), причем эти образования подвергаются фенитизации. В-третьих, в пределах Айского массива нами установлено, что щелочные сиениты моложе не только двуполевошпатовых гранитоидов калбинского комплекса (?), но и разлома, секущего эти образования (с ним связано интенсивное изменение гранодиоритов — грейзенизация, окварцевание). Далее, большинство известных в настоящее время массивов щелочных пород установлено вблизи площадей развития калбинских гранитоидов (Майорский, Елиновский, Аскатинский массивы), а не на площадях развития среднедевонских кислых эффузивов, как это полагал Ю. А. Кузнецов при изучении щелочных гранитов бассейна р. Шебелик и на чем он основывался, высказывая мнение о генетической связи этих образований и их одновозрастности. Взаимоотношения щелочных пород с гранитоидами калбинского комплекса установить очень трудно, так как непосредственные контакты этих образований наблюдаются очень редко, и даже если они и отмечаются, то имеют тектонический характер (Майорский, Аскатинский массивы). Но и те и другие гранитоиды дают собственные эндоконтактовые фации и дайки (левобережье р. Шинок, Аскатинский массив). В результате трудно предположить, что между этими образованиями могут существовать постепенные переходы.

Пространственная совмещенность щелочных и калбинских гранитоидов разрешает предполагать возможность генетической связи первых из этих образований с калбинским интрузивным овагом. При рассмотрении петрохимической и металлогенических характеристик калбинских (позднегерцинских) и щелочных гранитоидов отмечается, что они имеют много общих черт, но в щелочных породах устанавливается слабое повышение роли щелочей (калия и натрия) при понижении роли алюминия, а также увеличение содержания ниобия, тантала, редких земель, циркония с понижением концентраций вольфрама, бериллия, лития, висмута. Но последние элементы постоянно отмечаются в щелочных гранитоидах Горного Алтая, в то время как обычно для щелочных образований они не характерны.

Эти данные могут свидетельствовать в пользу комагматичности щелочных и калбинских гранитоидов и об образовании их в процессе дифференциации из единого магматического источника. Вполне вероятно, что щелочные образования завершают формирование Калбинского интрузивного комплекса. Возраст последнего определяется как позднегерцинский (С—Р), мигрирующий в пределах Горного и Рудного Алтая с постепенным омоложением в юго-западном направлении. В связи с этим и возраст щелочных пород определяется как Р—М, причем внедрение последних происходило в завершающий этап магматической деятельности и, соответственно, для предположительно карбоновых калбинских интрузий в восточной части Горного Алтая — в конце перми, а для более молодых интрузий запада — в нижнем мезозое.

Предположение о возрасте щелочных пород подтверждается определением абсолютного возраста, произведенным в лаборатории Всесоюзного аэрогеологического треста в 1962 г. калий-аргоновым методом из валовой пробы рибекитовых гранитов Майорского массива. По этим данным возраст щелочных пород  $188 \cdot 10^6$  лет, что соответствует триасу. Помимо этого проведено определение абсолютного возраста двуслюдяных грани-

<sup>1</sup> По новым данным и верхнего девона (Кононов, 1967).

тов из района Казанды (дополнительные интрузии позднегерцинских гранитоидов, по А. Н. Леонтьеву), которое дало также  $188 \cdot 10^6$  лет. Эти данные позволяют предполагать параллелизм в образовании щелочных и двуслюдяных гранитов, в появлении которых, вероятно, большую роль играли особенности условий формирования.

В 1963 г. сделаны дополнительные определения абсолютного возраста для кварцевого амфиболового сиенита Айского массива ( $204 \cdot 10^6$  лет — пермь), для микропегматитовых гранитов из массива Шебелик (район с. Онгудай —  $236 \cdot 10^6$  лет — карбон) и для разгнейсованных щелочных гранитов с горы Голуха<sup>1</sup> ( $155 \cdot 10^6$  лет — триас — юра). Эти данные (за исключением определения из района с. Онгудай<sup>2</sup>) не противоречат предположению о пермо-нижнемезозойском возрасте щелочных гранитоидов и о их более позднем образовании по сравнению с биотитовыми гранитами калбинского комплекса. Абсолютный возраст последних, определенный для биотитовых гранитов из района Аи,  $252 \cdot 10^6$  лет — карбон (гора Бабырган) и  $268 \cdot 10^6$  лет — девон (гора Мохнатая).

### РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОИДОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

В пределах Горного Алтая в щелочно-гранитном комплексе пород намечается магматический тип редкометальной минерализации, связанной с эндоконтактовыми микропегматитовыми гранитами, в которых повышаются содержания акцессорных минералов: тантало-ниобатов и циркона. Но к настоящему времени нет сведений о соотношениях собственно магматической и наложенной (автометасоматической) минерализации. Поэтому данный тип редкометальной минерализации ниже не рассматривается.

Акцессорная редкометальная минерализация (редкие земли иттровой и цериевой групп, ниобий, тантал, цирконий) связана с послемагматическими образованиями. Последние могут быть разделены на два типа в зависимости от субстрата, по которому они развиваются.

К первому из этих типов отнесены метасоматиты, которые образовались по щелочным гранитоидам, слагающим массивы. По всей вероятности, метасоматическое изменение в этих случаях начинается при сравнительно высоких температурах и, возможно, на начальной стадии является автоматоматическим с понижением температуры к концу процесса.

Ко второму типу отнесены тела щелочных метасоматитов, обнаруженные в экзоконтактовых зонах массивов. Они образовались в результате замещения вмещающих карбонатно-песчано-сланцевых вмещающих пород. Предполагается, что на начальной стадии температура образования щелочных метасоматитов была более низкой, чем в первом типе.

Первый автоматоматический тип редкометальной минерализации в щелочных гранитоидах Горного Алтая установлен почти во всех известных массивах, но площадное распространение переработки, ее интенсивность и в связи с этим содержание редких элементов зависят от следующих условий. Как указывалось выше, относительно слабой ме-

<sup>1</sup> Более молодой триас-юрский возраст щелочных гранитов горы Голуха можно объяснить как их крайне западным положением в рассматриваемом районе, так и омоложением в результате переработки (разгнейки) в зоне смятия.

<sup>2</sup> Сведения, полученные автором после передачи сборника в печать, позволяют предполагать возможность существования и более древних щелочных гранитоидов, вероятно комагматичных со среднедевонскими кислыми эффузивами, как это полагал ранее Ю. А. Кузнецов (1937).

тасоматической переработке подверглись породы главной фации, но это в значительной степени характерно для фаций эндоконтактов (микропегматитовых гранитов и гранит-порфиров). Очевидно замещению благоприятствовало накопление в областях эндоконтактов расплавов, обогащенных щелочами, летучими и редкими элементами, особенно при наличии экранирующей кровли, с последующей концентрацией этих элементов при кристаллизации породы. Особо благоприятную роль для развития процесса метасоматоза играли ослабленные зоны разрывных нарушений и трещиноватости.

Метасоматические изменения в эндоконтактовых фациях пород проявляются в образовании мелкокристаллического кислого плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза), развивающегося не только в виде каемок вокруг кристаллов калиевого полевого шпата, но и разъедающего его иногда до полного замещения. Значительно реже отмечается развитие плагиоклаза за счет кварца. Кроме того, в этих породах в мелкозернистой альбитовой массе часто появляются мелкие игольчатые выделения светло-зеленого эгирина и полущелочного синеватого амфибола, причем последний часто образует мелковолокнистые оторочки вокруг крупных более густо окрашенных кристаллов первичного амфибола. Стадия альбитизации сменилась интенсивным окварцеванием с образованием более позднего кварца, разъедающего все минералы, в том числе и метасоматический альбит. Почти одновременно с этим кварцем образовался флюорит, заполняющий пустотки в основном около выделений цветных минералов. Из минералов, содержащих редкие элементы, в шлифах установлен метамиктный циркон. Согласно данным минералогического анализа искусственных шлихов<sup>1</sup> из метасоматически измененных пород, в них установлены, кроме того, акцессорные тантало-ниобаты, чевкинит, сфен, монацит, ортит. Минералы, содержащие редкие элементы, обычно встречаются в виде мелкой (доли миллиметра) редкой вкрапленности, содержащейся во всей массе измененных пород с несколько повышенной концентрацией на отдельных участках, интенсивнее альбитизированных и одновременно обогащенных цветными минералами. Более крупные (до 0,5 см) выделения характерны для дипирамидального циркона, причем его присутствие почти всегда устанавливается макроскопически. Вокруг выделений циркона часто наблюдаются плеохроичные дворики.

Степень измененности гранитов в пределах отдельных участков развития метасоматоза меняется обычно незначительно. Границы с измененными разностями довольно резкие и часто имеют тектонический характер. Иногда в неизмененных гранитах вблизи основной площади развития метасоматически переработанных пород отмечаются жилоподобные тела этих образований, очевидно приуроченные к мелким трещинам. Контакты жилоподобных тел с вмещающими гранитами четкие, с очень быстрым затуханием замещения. Содержания редких элементов, по всей вероятности, зависят от степени измененности пород, причем на участках развития альбита и щелочных цветных минералов редкометальные минералы обычно отмечаются в большем количестве, чем в окварцованных зонах. По всей вероятности, с альбитизацией, возможно с ее начальной стадией, связан привнос редких элементов, а при последующих изменениях, особенно при интенсивном окварцевании, происходит их вынос.

---

<sup>1</sup> Обработка искусственных шлихов из протолок проводилась минералогом Е. С. Оглоблиной в 1960—1962 гг. В 1969 г. некоторые из этих определений проверены при помощи дебаеграмм (тантало-ниобаты, ортит, сфалерит и др.), а боросиликат редких земель и кальция исследуется впервые. Материалы по этому минералу получены еще не полностью и будут опубликованы позже.

Определение содержаний редких элементов проводилось, в основном, спектральным методом. Только в пределах Аскатинского массива сделаны химические анализы, которые дают следующие результаты:  $Ta_2O_5$  — до 0,004—0,005%,  $Nb_2O_5$  — до 0,005%,  $ZrO_2$  — до 0,10%,  $BeO$  — до 0,005%,  $Li_2O$  — 0,004—0,055%,  $Rb_2O$  — 0,014—0,030%. Эти содержания редких элементов в метасоматитах, образовавшихся по гранитам, либо близки к кларкам для кислых пород (Виноградов, 1962), либо в несколько раз превышают их. Максимальные превышения отмечены для циркония (в 5 раз), бериллия (в 10 раз) и иногда для лития (до 13 раз). Исключение представляет рубидий; его содержание иногда немного ниже кларка. Площади развития метасоматически измененных пород в пределах гранитных массивов достигают  $400 \times 100 \text{ м}^2$  и больше. Мощность отдельных жилоподобных тел 0,5—1 м, а протяженность 50—60 м.

Исходя из полученных данных по содержаниям редких элементов, метасоматиты, образовавшиеся по щелочным гранитам, едва ли могут представлять практический интерес, несмотря на значительные площади их развития.

Послемагматические метасоматические породы второго типа в Горном Алтае к настоящему времени известны в районах Майорского, Елиновского и Айского массивов, а также незначительные проявления метасоматоза наблюдались по юго-восточному контакту Шебеликского массива. Эти породы представляют собой существенно альбитовые или альбит-хлорит-эпидотовые образования с неравномерно распределенными калиевым полевым шпатом, цветными минералами (амфиболом, эгирином), сфеном, кварцем, акцессорными редкометальными минералами: борсиликатом редких земель и кальция, тантало-ниобатами, чевкинитом, ортитом и флюоритом. Часто в этих образованиях устанавливается присутствие реликтового карбоната, сфалерита, галенита. Структура этих пород грано-, нематограно-, порфирогранонематобластовая, а текстура иногда приобретает полосчатый характер.

Редкометальные минералы встречаются по всей массе метасоматических пород, но распределены они неравномерно. Их повышенные концентрации наблюдаются в мелкозернистой альбитовой массе, около скоплений цветных минералов, а на участках развития позднего кварца редкометальные минералы отсутствуют. Большинство из этих минералов изменены вторичными процессами и превращены в порошокватые или клеевидные агрегаты, причем они иногда претерпевают перераспределение и заполняют мелкие трещинки в породах.

Наиболее интенсивно послемагматические метасоматические изменения проявлены в кремнисто-карбонатных породах нижнего и верхнего силура, подвергшихся предварительному скарнированию с образованием везувиан-гранат-пироксеновых скарнов.

Тела метасоматических пород второго типа имеют жилоподобную форму. В некоторых случаях, главным образом в кремнистых породах, метасоматиты развиваются и по тонким трещинам, образуя ряд сложно ветвящихся жилок штокверкового типа.

Эти тела приурочены к зонам тектонических нарушений, что иногда подчеркивается их субпараллельностью с разрывными структурами. В частности, в южном экзоконтакте Майорского массива многочисленные тела имеют субширотное направление, благодаря приуроченности к зоне субширотного тектонического нарушения.

Концентрации редких элементов в этих образованиях непостоянны. По сравнению с кларками А. П. Виноградова для кислых пород (Виноградов, 1962) наблюдаются повышенные содержания ниобия, тантала, редких земель и циркония.

В районе Айского массива щелочных сиенитов послемагматические метасоматические породы имеют свою специфику. Это породы с весьма

неравномерной порфирогранобластовой структурой, образовавшиеся, возможно, за счет метасоматической переработки вмещающих гранитов. Под воздействием метасоматоза первичные породы на отдельных участках изменены весьма неравномерно: местами еще можно уловить характер первичной породы, а местами это типичные метасоматические образования с гранобластовой структурой, в составе которых преобладают белый полевой шпат и кварц, в меньшем количестве отмечается мелкоигольчатый щелочной амфибол. Редкометальное оруденение в метасоматических образованиях Айского массива проявлено очень слабо, что связано, очевидно, с его своеобразным составом (преобладающее развитие щелочных сиенитов, а не гранитов).

Послемагматические метасоматические породы с повышенными содержаниями редких элементов в настоящее время установлены только в тех экзоконтактовых зонах щелочных массивов, где отмечается развитие переслаивающихся кремнисто-карбонатных пачек пород  $S_1^{ln+w}$ . В массивах, контактирующих либо с чисто карбонатными породами, либо эффузивно-осадочными (Аскатинский массив) или интрузивными (Айский массив) комплексами, экзоконтактовых щелочных метасоматитов с редкими элементами не обнаружено. На этом основании можно сделать предположение, что в увеличении аксессуарных содержаний редких элементов (Nb, Ta, TR, Zr) в метасоматитах определенную, возможно довольно существенную, роль играл литологический состав пород, подвергшихся замещению. Наиболее благоприятными для отложения редких элементов являлись пачки переслаивающихся кремнисто-карбонатных пород.

Перспективность послемагматических метасоматитов, развитых в экзоконтактовых зонах массивов щелочных гранитоидов Горного Алтая, еще не совсем ясна из-за небольшого объема работ.

Приведенный выше материал об особенностях распространения щелочных массивов, их строении, составе, связанной с ними редкометальной минерализации и сведения по их геохимической характеристике позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Щелочные породы образуют обособленные штокообразные массивы, в которых преобладающими породами главной фации являются рибекитовые граниты, реже отмечаются аляскиты и щелочные сиениты. Для эндоконтактовых зон характерны микропегматитовые граниты, гранит-порфиры, порфировидные граниты, более лейкократовые по сравнению с преобладающими породами главной фации. Внедрение этих массивов сопровождалось контактными изменениями, сходными для всех массивов, жильными породами, послемагматическими метасоматическими образованиями в экзоконтактах массивов с танталониобиевой и редкоземельной минерализацией в виде тантало-ниобатов, боросиликата редких земель, кальция и тория. Эти черты в совокупности с особенностями пространственного размещения массивов позволяют рассматривать щелочные граниты Горного Алтая как самостоятельные интрузивные образования.

2. Геохимическая, а также петрохимическая характеристики (Нечаева, 1972) свидетельствуют о связи щелочных гранитов с калбинскими биотитовыми гранитами и среднедевонскими эффузивами куратинской свиты, которые, возможно, являются комагматичными образованиями — производными одного очага, претерпевшего длительную эволюцию от среднего девона до верхов перми — начала триаса. Геологические наблюдения и данные абсолютного возраста свидетельствуют о раннем образовании среднедевонских эффузивов. Для калбинских биотитовых гранитов предполагается более молодой (пермо-карбонный) возраст. Щелочные гранитоиды, вероятно, завершают процесс формирования и того и другого комплексов. В первом случае они сопровождают среднедевонские эффузивы в виде мелких субвулканических тел микро-

пегматитовых рибекитовых гранитов (абсолютный возраст 236 млн. лет)<sup>1</sup>. Во втором случае массивы субформации щелочных гранитоидов (большинство описанных массивов) сопровождают калбинские гранитоиды и, вероятно, являются их поздними дифференциатами, имея более молодой абсолютный возраст (204—188 млн. лет). Их образование шло, может быть, параллельно позднегерцинским (по А. Н. Леонтьеву) двуслюдяным и мусковитовым гранитам.

3. Известные в пределах Горного Алтая массивы щелочных гранитов приурочены к сочленениям структурно-фациальных зон, для которых переход в стадию платформенного развития завершился к карбону, то есть щелочные гранитоиды Горного Алтая являются субплатформенными или даже платформенными образованиями.

4. Самостоятельный характер массивов щелочных гранитов, отсутствие в них реликтов биотитовых порфиroidных гранитов, фенитизация, скарнирование, ороговикование в контактах массивов не позволяют рассматривать эти образования как апограниты по биотитовым гранитам (Беус, 1962). Породы главной фации этого комплекса являются магматическими образованиями, для которых характерна однородность состава и структуры почти на всей площади их распространения в массиве. Взаимоотношения породообразующих минералов нереакционные. Породы главной фации подверглись слабой метасоматической переработке (альбитизация, окварцевание). В большей степени эти изменения выражены в породах эндоконтактовой фации. Вывод о магматической природе рибекитовых гранитов подтверждается сравнением распределения большой группы элементов (25) в щелочных гранитах Горного Алтая и в апогранитах Восточного Казахстана, первые из которых несравненно беднее всеми редкими элементами.

5. Предполагается, что содержания редких элементов в экзоконтактовых щелочных метасоматитах возникли за счет обогащения этими элементами послемагматических растворов (продукта дифференциации гранитного расплава). Поступление редких элементов из глубинного источника в данном случае едва ли имело место, так как установлено локальное развитие редкометальных метасоматитов только в экзоконтактовых зонах массивов щелочных гранитоидов. Фенитизация, большие масштабы развития которой могли бы свидетельствовать о поступлении щелочных растворов из глубинного источника, в ореолах массивов щелочных гранитоидов Горного Алтая проявлена очень слабо и не несет редкометальной минерализации.

## Литература

- Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — *Геохимия*, 1962, № 7.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Размещение ареалов палеозойского магматизма в структуре Талицко-Монголо-Алтайского геоантиклинального поднятия. — *Докл. АН СССР*, 1962, т. 147, № 1.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. Изд-во «Наука», 1964.
- Зайченко Е. П. Некоторые вопросы петрологии среднедевонского интрузивного комплекса. — *Труды Томского гос. ун-та* 1956, т. 135.
- Кузнецов Ю. А. Щелочные граниты Горного Алтая. — *Вестник. Зап.-Сиб. геол. треста*, 1937, № 4.
- Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.

<sup>1</sup> Щелочные гранитоиды этого типа изучались Ю. А. Кузнецовым (массивы в бассейне р. Шебелик). Дополнительное изучение их геохимической характеристики проводится в настоящее время.

Нечаева И. А. К вопросу о комагматичности щелочных гранитоидов Горного Алтая. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 3.

Северов Э. А. Ниобийсодержащие граниты комплекса молодых интрузий Северной Нигерии. — Материалы по геологии редких элем. в заруб. странах. Изд. ИМГРЭ, 1960, вып. 6.

Л. С. БОРОДИН, В. С. ГЛАДКИХ, Н. Ф. ЕГОРОВА

## К ПЕТРОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ЛОВОЗЕРСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ЕГО ГЕНЕЗИСА

Длительное время, начиная еще с работ В. Рамзая (Ramsay, 1894), Ловозерский и Хибинский щелочные массивы — крупнейшие среди подобных образований на территории СССР — рассматривались как типичные представители особой интрузивной магматической формации — формации агпаитовых нефелиновых сиенитов. Отдельные исследователи высказывали предположения о связи агпаитовой нефелин-сиенитовой магмы с родоначальной щелочно-гранитоидной (Куплетский, 1937; Герасимовский, 1963), но подобные предположения не получили сколько-нибудь широкого признания. Напротив, в последние годы, особенно после детального петрологического изучения комплексов щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов, более правдоподобным стало казаться включение Ловозерской интрузии в число их комагматов как «частей единого палеозойского магматического комплекса» (Герасимовский и др., 1966).

В состав комагматического комплекса авторы цитированной выше работы включают и эффузивные породы, известные в виде разобщенных ксенолитов в кровле Ловозерского массива. Совместно с ними встречаются осадочные и туфогенные породы, что и позволяет объединять их в единую ловозерскую осадочно-вулканогенную свиту (Елисеев, Федоров, 1953). При этом нельзя не обратить внимание на то, что среди эффузивных пород развиты преимущественно базальты и их более основные дифференциаты — пикритовые порфиры. Подчиненную роль играют собственно щелочные эффузивы, среди которых Н. А. Елисеевым были выделены трахитовые порфиры и кератофиры, фонолитовые порфиры и некоторые другие разности. Позднее И. В. Буссен и А. С. Сахаров (1967) пришли к выводу о том, что породы типа кератофиров и фонолитов не являются эффузивами (метаморфизованные щелочные породы 1-й фазы формирования Ловозерской интрузии) и их следует исключить из состава ловозерской свиты. Таким образом, оказалось, что ловозерские эффузивы, комагматичные не только нефелиновым сиенитам, но и щелочно-ультраосновным породам типа ийолитов-мельтейгитов, лишены нефелин-содержащих разностей. Последнее обстоятельство особенно примечательно тем, что в других районах, включаемых в «единый палеозойский комплекс» (по В. И. Герасимовскому и др. — Контозеро и Турий), нефелин-содержащим интрузивным породам действительно сопутствуют и эффузивные или дайковые породы с нефелином и мелилитом, а базальты, подобные ловозерским, отсутствуют (Кухаренко и др., 1965; Попов, 1967).

В связи с изложенным выше возникает вопрос, насколько базальты из кровли Ловозерского массива могут быть сопоставимы с их аналогами из других щелочно-базальтовых и базальтоидных серий по петрохимическим и геохимическим особенностям. Однако имеющиеся в литературе данные недостаточны для такого сопоставления, поскольку лишь в работе В. И. Герасимовского (Герасимовский и др., 1966) приведены све-

дения о содержании элементов-примесей для нескольких проб эффузивных пород, без одновременного выполнения полных химических анализов базальтов. Имея в виду эти обстоятельства, авторами настоящей статьи во время полевого сезона 1968 г. было проведено изучение эффузивных пород в восточной и центральной частях Ловозерского массива (горы Вавнбед, Апуайв, Куамдеспакх и др.). Наряду с породами, известными по предыдущим публикациям, нами были встречены также анкарамиты, авгититы и лимбургиты. Судя по предварительным данным проведенного Л. С. Бородиным полевого изучения фонолитов и близких к ним пород типа ромбен-порфиров и олигофиров (плато и южные склоны горы Куамдеспакх, вершина горы Нинчурт), по крайней мере часть этих пород представляет собой гетерогенные образования, возникшие в процессе магматического замещения ксенолитов туфосланцев под воздействием нефелин-сиенитовой магмы Ловозерской интрузии. Совместно с базальтами эти породы нигде нами не наблюдались, поэтому из дальнейшего рассмотрения они исключаются. Ниже будет приведена краткая петрографическая характеристика тех эффузивных пород, в которых изучалось распределение редких и других элементов-примесей<sup>1</sup>.

*Базальты* — наиболее распространенная среди эффузивных образований группа пород. Предыдущими исследователями, начиная с В. Рамзая, для этой группы обычно употреблялись другие названия (авгитовые и эссекситовые порфириты).

По структурным особенностям базальты разделяются на афировые и порфировые разновидности (наиболее распространенные). Среди порфировых базальтов по составу вкрапленников можно выделить оливин-пироксеновые и оливин-пироксен-плагиоклазовые разновидности.

Оливин в породах нацело изменен, замещен биотитом и хлоритом, и о его присутствии можно судить лишь по форме выделений — ромбовидной, удлинено-шестиугольной, чаще изометричной.

Пироксен обычно свежий и представлен призматическими кристаллами, почти бесцветного или слабо окрашенного — зеленоватого или буроватого авгита ( $c : Ng = 36-46^\circ$ ,  $Ng = 1,725 \pm 0,003$ ,  $Np = 1,696 \pm 0,003$ ).

Плагиоклаз во вкрапленниках по составу соответствует андезину ( $N = 43-47$ ). Нередко зональный, с более основным составом ядер по сравнению с периферическими зонами, минерал обычно в различной степени альбитизирован. Количество плагиоклаза во вкрапленниках колеблется в широких пределах, с чем связано появление переходных разновидностей к бесплагиоклазовым (во вкрапленниках) оливин-пироксеновым базальтам.

Структура основной массы микродолеритовая или пилотакситовая, образована лейстами плагиоклаза, микролитами пироксена, зернами рудных минералов и вторичными продуктами изменений этих минералов. Плагиоклаз в основной массе более кислый, пироксен часто уралитизирован.

Вторичные минералы, развивающиеся по темноцветным минералам и выполняющие интерстиции в основной массе, представлены тонкочешуйчатым биотитом и тонкопризматическим актинолитом, в меньшей степени развиты хлорит и карбонаты. Кроме того, они образуют скопления и выполняют пустоты (до 1 мм в поперечнике) совместно с альбитом, калишпатом, кварцем, сфеном и поздним вторичным пироксеном.

*Афировые* (лейкократовые) базальты являются тонкозернистыми породами, в которых макроскопически различимы беспорядочно ориентированные лейсты плагиоклаза. Иногда встречаются единичные вкрапленники пироксена.

<sup>1</sup> Более подробное петрографическое описание приведено в книге Н. А. Елисева и Э. В. Федорова (1953).

В интерстициях между лейстами плагиоклаза отмечаются пироксен, рудные и вторичные (актинолит, биотит, хлорит) минералы, замещающие пироксен вплоть до образования полных псевдоморфоз. К скоплениям вторичных минералов могут быть приурочены сфен и апатит.

*Пикритовые порфириды* представлены тонкокристаллическими разностями с макроскопически различимыми выделениями оливина и пироксена. Оливин ( $Np=1,665\pm 0,003$ ,  $Ng=1,702\pm 0,003$ ), как и в базальтах, может быть замещен агрегатом мелких зерен биотита, актинолита, серпентина, иногда карбоната, реже встречаются неизменные зерна. Пироксен ( $c : Ng=38-48^\circ$ ,  $Ng=1,712\pm 0,002$ ,  $Np=1,684\pm 0,001$ ), буроватый или зеленоватый, нередко двойники и зональные кристаллы. Основная масса породы тонкокристаллическая или призматически-зернистая. Главными компонентами основной массы являются пироксен, редкие зерна оливина, магнетит и вторичные минералы.

*Анкарамиты* в коренном залегании наблюдаются на юго-восточном склоне горы Вавнбед. Развалы анкарамитов встречены также на юго-западном склоне горы Вавнбед и восточном склоне горы Апуайв.

Это темно-серые или почти черные порфировые (гломеропорфирные) породы с макроскопически различимыми вкрапленниками пироксена ( $c : Ng=41-49^\circ$ ,  $Ng=1,720\pm 0,002$ ,  $Np=1,686\pm 0,002$ ). При микроскопическом изучении обнаруживаются мелкие псевдоморфозы по оливину, сложенные тонкочешуйчатым агрегатом актинолита, биотита и карбоната. Основная масса состоит из мелких призм пироксена, судя по более интенсивной окраске — титан-авгита, альбитизированного плагиоклаза (не более 15—20%), магнетита (~15—20%) и вторичных минералов (тонкочешуйчатый биотит, актинолит). Последние образуют скопления 0,2—5 мм в поперечнике. Встречаются пустоты (0,1—0,7 мм), выполненные аллотриоморфнозернистым альбитом.

*Авгиты и лимбургиты* в коренном залегании встречены на восточном склоне горы Вавнбед. Развалы авгитов, кроме того, наблюдались на восточном склоне горы Апуайв.

Это порфировые, микропорфировые или олигофирные породы с вкрапленниками (5—35%) пироксена и оливина (в лимбургитах). Вкрапленники пироксена ( $c : Ng=36-39^\circ$ ,  $Ng=1,716\pm 0,003$ ,  $Np=1,688\pm 0,002$ ) свежие или слабо измененные, обычно зонального строения (желтовато-зеленоватое ядро и коричневые заметно плеохроирующие краевые и внутренние зоны), нередко сдвойникованные. Вкрапленники оливина нацело изменены (актинолит-флогопитовый агрегат с подчиненным количеством кальцита и зеленоватого пироксена). Вокруг зерен оливина наблюдаются оторочки, сложенные биотитом, актинолитом, магнетитом и микролитами пироксена.

Основная масса тонкозернистая и сложена микролитами пироксена. В мезостазице — биотит, актинолит, альбит и рудные минералы (15—20%). Альбит, кроме того, выполняет мелкие пустоты (0,1—0,6 мм) или образует прожилки совместно с апатитом, поздним зеленоватым пироксеном и изотропным цеолитом.

*Долериты* встречены в развале среди порфировых базальтов на северном склоне горы Апуайв. Это порфиroidные породы с пойкилоофитовой структурой, состоящие из плагиоклаза, пироксена и рудных минералов.

Плагиоклаз (андезин) образует нечетко ограниченные зерна (0,1—0,5 мм), содержит многочисленные игловидные включения апатита. Замещается плагиоклаз тонкочешуйчатым биотитом, актинолитом, карбонатом.

Пироксен развит в виде короткопризматических кристаллов размером 0,1—0,8 мм в поперечнике, нередко сдвойникованных. Редко по пироксену развиваются тонкочешуйчатый биотит, актинолит.

Таблица 1

## Химический состав эффузивных пород ловозерской свиты

Окис- лы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	38,54	38,70	40,10	39,48	39,20	44,24	45,20	45,78	47,80	47,72	49,10	47,40	48,09	46,10	48,00	47,74	45,44	57,80	57,87	42,52	47,16
TiO <sub>2</sub>	3,25	4,15	3,75	4,89	0,40	3,67	4,40	7,80	4,55	3,75	3,75	3,75	2,35	4,25	4,25	4,40	5,37	1,85	2,47	4,85	5,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	3,50	3,48	5,89	6,24	5,82	9,56	8,08	8,90	11,0	14,0	11,53	13,74	10,10	10,40	10,91	12,41	13,51	14,51	6,26	12,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,06	7,50	6,06	5,09	8,34	7,00	7,16	5,90	5,53	7,00	5,50	7,30	6,0	9,64	8,38	7,18	8,15	10,05	8,49	7,20	5,56
FeO	10,46	9,52	9,55	11,99	7,32	8,30	9,00	8,65	8,40	7,60	7,47	7,10	7,6	7,17	6,84	7,70	6,55	0,60	Необн.	9,38	8,77
MnO	0,22	0,18	0,22	0,16	0,45	0,20	0,21	0,12	0,17	0,17	0,18	0,17	0,17	0,18	0,20	0,17	0,22	0,86	0,29	0,23	0,17
MgO	24,68	22,60	22,68	17,03	25,65	12,82	7,80	7,61	8,00	7,10	5,00	7,30	8,77	5,71	6,70	5,90	5,11	1,14	1,24	10,80	5,26
CaO	9,22	8,80	9,04	11,47	8,94	12,60	10,22	10,73	9,20	8,90	7,15	8,20	7,19	9,38	6,13	8,56	9,21	1,20	1,79	11,48	5,49
Na <sub>2</sub> O	0,47	1,55	0,90	1,21	1,49	2,80	3,13	2,80	3,47	3,30	5,30	4,10	2,84	4,60	3,45	4,00	4,94	7,70	5,65	3,80	2,80
K <sub>2</sub> O	0,82	1,28	0,75	1,59	1,16	0,60	1,21	1,97	1,68	1,70	1,20	1,16	2,09	1,11	2,73	1,50	0,86	3,72	4,71	1,17	1,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40	0,36	0,52	0,19	—	0,24	0,40	0,24	0,32	0,26	0,40	0,26	0,28	0,34	0,60	0,30	Необн.	0,38	0,99	0,28	Следы
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,12	0,64	1,20	0,97	0,57	0,64	0,62	0,73	0,56	0,64	0,62	0,88	0	0,34	1,26	1,02	0,48	0,36	0,16	0,82	0,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,40	0,44	—	—	0,49	0,68	—	0,60	0,49	0,66	0,60	—	0,66	0,66	0,75	1,08	0,24	0,30	0,72	0,52
F	0,09	—	0,21	—	—	0,20	0,09	—	—	0,07	0,12	0,08	—	0,18	0,11	0,12	Необн.	0,17	0,19	0,18	Необн.
П.п.п.	0,80	0,35	0,81	—	—	0,16	Необн.	—	0,70	Необн.	Необн.	Необн.	—	0,12	Необн.	Необн.	—	—	—	0,26	—
Σ	100,13	99,53	99,71	99,96	99,76	99,78	99,68	—	99,58	99,70	100,45	99,73	100,26	100,00	99,71	100,25	99,64	99,58	100,66	99,98	99,75
Σ <sub>испр.</sub> —O=F <sub>2</sub>	100,09	—	99,62	—	—	99,70	99,64	—	—	99,67	100,40	99,70	—	99,53	—	—	—	—	100,16	99,91	—
CO <sub>2</sub>	0,8	0,2	0,5	—	—	0,2	0,2	—	0,2	0,2	0,2	0,2	—	0,2	0,2	0,2	Необн.	0,2	—	0,2	Необн.

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	2,01	4,0	2,7	4,4	4,3	6,3	8,4	8,4	9,7	9,5	13,3	10,4	9,2	11,4	11,4	10,9	11,8	18,3	19,7	7,9	8,6
<i>c</i>	0,5	0,6	0,6	1,3	1,4	0,4	2,1	0,8	0,8	2,5	2,7	2,3	4,4	0,9	1,2	1,7	2,5	4,3	0,07	1,5	4,2
<i>b</i>	57,4	54,5	54,5	50,9	56,6	44,8	36,0	35,9	34,2	31,9	25,1	31,4	30,5	33,1	29,8	30,4	29,3	9,0	10,8	41,6	28,9
<i>S</i>	40,1	40,9	42,2	43,4	37,7	48,5	53,5	54,9	55,3	56,1	58,9	55,9	55,9	54,6	57,6	57,0	56,4	68,4	69,4	49,0	58,3
<i>f'</i>	24,2	23,6	23,0	27,7	21,4	28,4	40,2	34,6	35,8	41,2	47,5	41,4	40,5	44,8	46,3	44,2	45,9	65,4	70,9	30,7	46,2

Таблица 1 (Окончание)

Окис- лы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
<i>m'</i>	62,7	60,4	60,8	50,6	64,9	43,8	35,7	33,7	37,7	36,8	33,7	38,6	39,9	28,3	37,6	32,2	2,97	20,8	19,4	41,1	31,3
<i>c'</i>	13,1	16,0	16,2	21,7	13,7	27,8	24,1	31,7	26,5	22,0	18,8	22,0	19,6	26,9	16,1	23,6	24,4	13,8	9,7	28,2	22,5
<i>n</i>	47,1	58,8	65,2	53,0	66,0	88,2	79,4	68,2	75,7	74,6	86,7	84,6	67,7	86,0	65,7	80,2	91,9	70,5	64,5	79,0	71,4
<i>φ</i>	9,0	8,4	8,2	7,6	10,5	12,2	16,6	13,1	13,0	18,4	18,5	19,6	16,7	24,1	24,0	19,9	23,9	49,2	68,4	10,1	16,6
<i>t</i>	6,0	7,5	6,6	8,5	0,8	5,9	6,8	11,3	6,7	5,6	5,4	5,6	3,5	6,6	6,3	6,5	8,3	2,4	3,1	7,9	7,6
<i>a/c</i>	4,0	6,7	4,5	3,4	3,1	1,6	4,0	10,5	12,1	3,8	4,9	4,5	2,1	12,7	9,5	6,4	4,7	4,3	281,4	5,3	2,0
<i>Q</i>	-24,3	-26,8	-21,6	-23,3	-34,6	-16,0	-11,9	-7,8	-9,6	-9,3	-11,8	-11,3	-11,0	-14,5	-8,8	-9,5	-13,3	-4,1	-0,6	-19,3	-4,8

1 — пикриновый порфирит, обр. М-107, юго-восточный склон горы Вавнед; 2 — то же, обр. М-185, Могхе-губа; 3 — то же, обр. М-85, северо-восточный склон горы Апуайв; 4 — то же, обр. 203с, восточный склон горы Пункаруайв (Елисеев, Федоров, 1953); 5 — то же, ан. 2, гора Киткьюн; 6 — анкармит, обр. М-108, юго-восточный склон горы Вавнед; 7 — оливин-пироксеновый базальт, обр. М-94, юго-западный склон горы Вавнед; 8 — то же (аугитовый порфирит), обр. 230, северный склон горы Пьялкимпор; 9 — оливин-пироксен-плагиоклазовый щелочной базальт, обр. М-165, гора Пьялкимпор; 10 — то же, обр. М-70, гора Апуайв; 11 — то же, обр. М-38, юго-западный склон горы Апуайв; 12 — то же, обр. М-71, гора Апуайв; 13 — то же (эссекимитовый порфирит), обр. 144, гора Куамдесахк; 14 — то же, обр. М-92, восточный склон горы Вавнед; 15 — лейкократовый щелочной базальт, обр. М-72, гора Апуайв; 16 — то же, обр. М-97, юго-западный склон горы Вавнед; 17 — то же, обр. М-150; 18 — щелочной трахит, обр. М-173, северный склон горы Апуайв; 19 — трахандезит, обр. М-176, северный склон горы Апуайв; 20 — лимбургит, обр. М-87, восточный склон горы Вавнед; 21 — доделит, обр. М-170, северный склон горы Апуайв.

**Трахандезиты.** Эти породы были встречены в виде обломков неправильной формы среди развалов базальтов северного склона горы Апуайв. Структура трахандезитов — порфировая. Вкрапленники сложены лейстами плагиоклаза и полностью опациitizedованным темноцветным минералом.

В основной массе развиты преимущественно лейсты олигоклаз-андезина (№ 28—34), а также нечетко ограниченные выделения пелитизированного щелочного полевого шпата. В интерстициях между этими минералами развиты агрегаты хлорита, серпентина и гидроокислов железа. В незначительном количестве (до 15% от объема основной массы) встречаются мелкие обломки близкого к трихандезитам состава, но более ожелезненные. В породах присутствуют редкие миндалины, выполненные кварцем.

**Щелочные трахиты** наблюдались только в одном пункте — среди базальтов северного склона горы Апуайв. Это светло-серые массивные породы с макроскопически различимыми вкрапленниками щелочного полевого шпата и единичными кристаллами эгирина.

Основная масса щелочных трахитов сложена изометричными или неправильными зернами щелочного полевого шпата, часто альбитизированного, и микролитами светло-зеленого пироксена. Наряду с ними присутствуют апатит, сфен и неправильные чешуйки слюды.

Сведения о химическом составе вулканических пород лозерской свиты до настоящего времени ограничивались только шестью химическими анализами (Елисеев, Федоров, 1953; Герасимовский и др., 1966). Поэтому при полевых исследованиях нами были отобраны

представительные пробы различных эффузивных пород, прежде всего наиболее распространенных — базальтов. Для 17 проб были выполнены полные химические анализы, результаты которых позволяют дать более обоснованную петрохимическую характеристику вулканогенной свиты в целом (табл. 1 и 2).

Как видно из табл. 1, ультраосновные члены ловозерской свиты — пикритовые порфириды характеризуются высоким содержанием щелочей, до 2,8%  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , что почти вдвое выше содержания щелочей в среднем пикрите, по Р. Дэли ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,59\%$ ). Кроме того, они содержат больше магния и титана, но обеднены алюминием. Для нормативного состава пород характерен нефелин (0,6—6,8%). Если высокое содержание щелочей в пикритовых порфиридах не связано с процессами вторичного изменения, а отражает исходное содержание окислов в магме, то эти породы следует классифицировать как нефелинсодержащие разновидности пикритовых порфиритов — анкаратрит-пикриты.

Анкарамиты представляют переходный тип между базальтами и пикритовыми порфиридами, отличаясь от первых только повышенным содержанием магния. Это — меланократовые ненасыщенные кремнеземом и бедные щелочами породы.

Как было отмечено выше, в зависимости от минерального состава все основные лавы — базальты могут быть разделены на три группы:

- 1) оливин-пироксеновые базальты;
- 2) оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты;
- 3) лейкократовые афировые базальты.

В двух последних группах содержание щелочей не меньше 5%. Кроме того, в основной массе этих пород отмечается щелочной полевой шпат (Елисеев, Федоров, 1953).

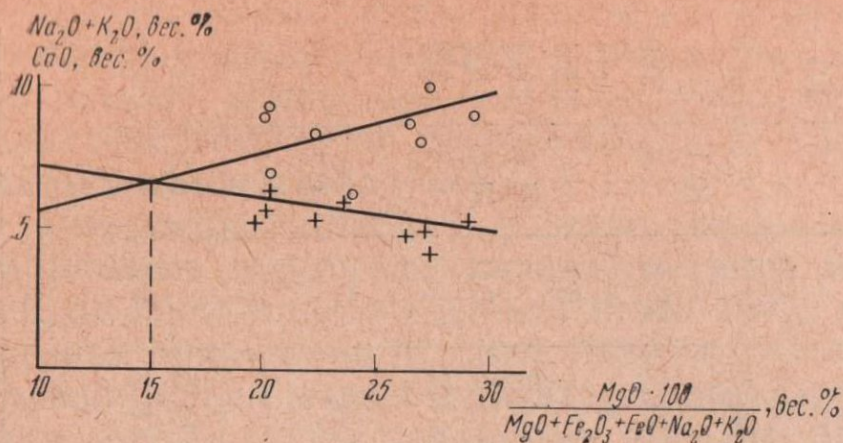
По классификации А. Н. Заварицкого, все выделенные группы базальтов могут быть отнесены к одному и тому же петрохимическому типу: слегка недосыщенным кремнеземом, умеренно богатым или богатым щелочами меланократовым породам. Из табл. 2 следует, что в нормативном составе большей части базальтов содержится оливин в сочетании с нефелином или гиперстеном. Оливин отсутствует только в одном из анализов (№ 15, табл. 2). Известно, что по нормативному составу Г. Йодером и К. Тилли (1965) выделяются пять самостоятельных, хотя и связанных взаимопереходами, групп, крайними из которых, с одной стороны, являются пересыщенные кремнеземом толеиты с нормативным кварцем и гиперстеном и, с другой стороны, щелочные базальты с нормативным оливином и нефелином. Появление гиперстена в нормативном составе базальтов требует классифицировать их как недосыщенные кремнеземом оливиновые толеиты. Однако А. Польдерваартом (Poldervaart, 1964) было показано, что оливиновые толеиты с небольшим количеством нормативного гиперстена могут быть отнесены к щелочным базальтам. Для разделения щелочных базальтов и оливиновых толеитов предложена формула:  $Ab - (2 en ny + 1,5 of hy) = 0$ . Для первых разность является положительной, а для вторых — отрицательной. Ловозерские базальты, содержащие нормативный гиперстен, согласно этой формуле следует относить к щелочным базальтам. Таким образом, исходя из нормативного состава все базальты ловозерской свиты принадлежат к щелочно-базальтовому типу. Этот вывод подтверждается и при определении щелочно-известкового индекса (Kushiro, Kuno, 1963). Величина этого индекса для базальтов ловозерской свиты равна 15 при  $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,8$  (фиг. 1). На диаграммах  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3$  (фиг. 2), используемой Х. Куно (Kushiro, Kuno, 1963), а также  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (фиг. 3), построенной по методу Г. Макдональда и Т. Кацуры (Macdonald, Katshura, 1964), базальты свиты ложатся в поле щелочной серии. Важной характеристикой для определения формационного типа базальтов является

Таблица 2

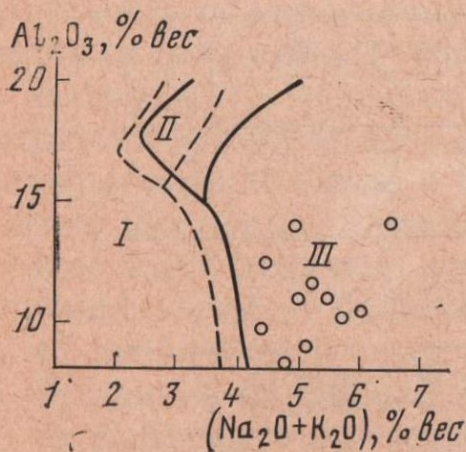
## Нормативные составы эффузивных пород ловозерской свиты

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21*
<i>cc</i>	1,8	—	1,1	—	—	0,4	0,4	—	—	0,4	0,4	0,4	—	0,4	0,4	0,4	—	—	—	0,4	—
<i>ap</i>	1,0	1,0	1,0	—	—	1,3	1,7	—	1,3	1,3	1,7	1,3	—	1,7	1,7	1,7	2,7	0,3	0,7	1,7	1,3
<i>il</i>	6,2	7,9	7,1	9,3	0,8	3,5	8,3	14,9	8,6	7,1	7,1	7,1	4,4	8,2	8,2	8,3	10,3	3,2	0,6	9,3	9,9
<i>tn</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,9	—	—
<i>pf</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—
<i>ru</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—
<i>mt</i>	10,2	9,7	8,8	7,4	12,0	10,2	10,4	5,3	7,9	10,2	7,9	10,9	8,8	11,3	10,2	10,4	6,0	—	—	7,6	8,1
<i>hm</i>	—	—	—	—	—	—	—	2,2	—	—	—	—	—	1,8	1,4	—	4,0	5,1	8,5	—	—
<i>ab</i>	3,1	—	7,9	—	—	14,7	26,4	20,7	29,4	27,8	41,2	34,6	24,1	32,8	28,8	34,1	34,6	48,8	47,7	7,1	23,6
<i>ne</i>	0,6	5,7	—	5,4	6,8	4,8	—	1,6	—	—	1,8	—	—	3,3	—	—	3,7	—	—	10,1	—
<i>ort</i>	5,0	1,7	4,4	—	—	3,3	7,2	11,7	10,0	10,0	7,2	6,7	12,2	6,7	16,1	8,9	3,9	21,7	27,8	7,2	10,0
<i>lc</i>	—	4,8	—	7,4	5,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>an</i>	2,2	—	3,1	5,6	5,9	1,7	8,6	3,6	3,6	10,3	10,8	9,7	18,4	3,6	5,0	7,2	10,0	—	0,3	—	16,1
<i>di</i> { <i>wo</i>	14,9	17,2	14,9	17,1	5,0	23,3	15,2	20,8	16,1	12,2	8,0	10,9	10,5	15,6	8,2	12,4	12,1	1,7	—	21,4	10,1
<i>en</i>	10,3	11,8	9,8	14,7	10,8	16,2	10,3	1,8	11,0	8,7	5,6	8,5	7,2	13,5	7,1	9,7	10,4	1,5	3,0	14,5	6,2
<i>fs</i>	3,3	4,0	4,0	4,9	3,6	5,3	3,7	—	3,8	2,4	1,7	1,2	2,4	—	—	1,3	—	1,2	—	5,3	3,3
<i>en</i>	—	—	1,5	—	—	—	1,1	—	—	7,9	—	3,0	2,4	—	9,5	3,5	—	—	—	—	—
<i>fs</i>	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ol</i> { <i>fo</i>	35,9	31,1	31,5	19,7	37,7	11,0	5,6	0,7	6,2	0,7	4,8	4,6	5,9	0,6	—	1,0	1,7	—	—	8,7	—
<i>fa</i>	4,1	1,0	1,8	4,1	2,4	1,2	—	—	—	—	1,2	—	1,6	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>cs</i>	—	—	—	3,1	7,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>ac</i>	—	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,3	—	5,5	—
<i>Q</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	4,3	—	7,1

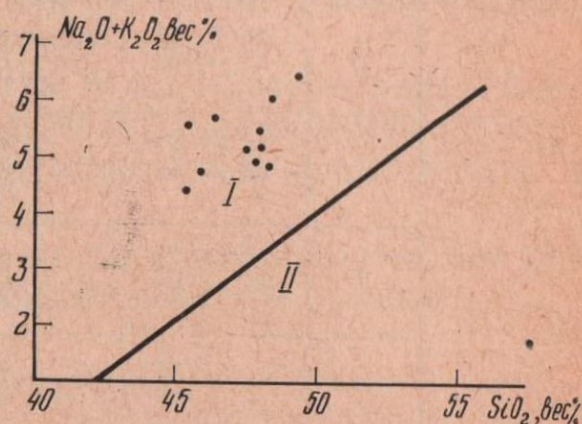
\* Номера соответствуют номерам образцов, приведенных в табл. 1.



Фиг. 1. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  — индекс затвердевания. Кружки — содержание  $\text{CaO}$ , кресты — содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$



Фиг. 2. Диаграмма  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ . I, II, III — поля толеитовой, высокоглиноземистой и щелочной серий. Пунктиром показаны поля для пород с содержанием кремнезема 45,0—47,5%, сплошными линиями — 47,5—50,0%



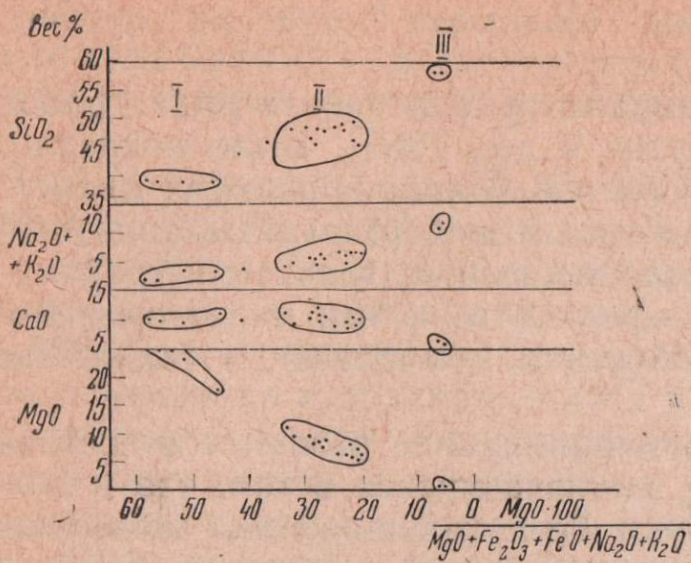
Фиг. 3. Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ . I, II — поля щелочной и толеитовой серий

величина отношения титана к железу, которая в породах свиты изменяется от 25,3 до 36,5, то есть соответствует значению для основных членов щелочных оливин-базальтовых серий.

Весьма показательными петрохимическими характеристиками при выяснении формационной принадлежности ловозерских базальтов и их дериватов являются предложенные Л. С. Бородиным соотношения титана с коэффициентами щелочности  $K_a = \Sigma(K+Na)$  и относительной основности  $K_r = \frac{K+Na}{Si+Al} \%$ . Благодаря высокой концентрации титана в ловозерских эффузивах, фигуративные точки базальтов и других пород ловозерской свиты на диаграммах  $\text{TiO}_2 \%$  —  $K_a$  и  $\text{TiO}_2 \%$  —  $K_r$  попадают в поле рифтовых и карбонатитовых провинций, что можно рассматривать как дополнительное доказательство генетической связи данных пород с глубинными подкоровыми магмами.

Следовательно, на основании нормативного состава, а также ряда других петрохимических признаков (щелочно-известкового индекса, отношения суммы щелочей к алюминию и кремнезему, титана к железу) базальты ловозерской свиты следует отнести к щелочному оливин-базальтовому типу.

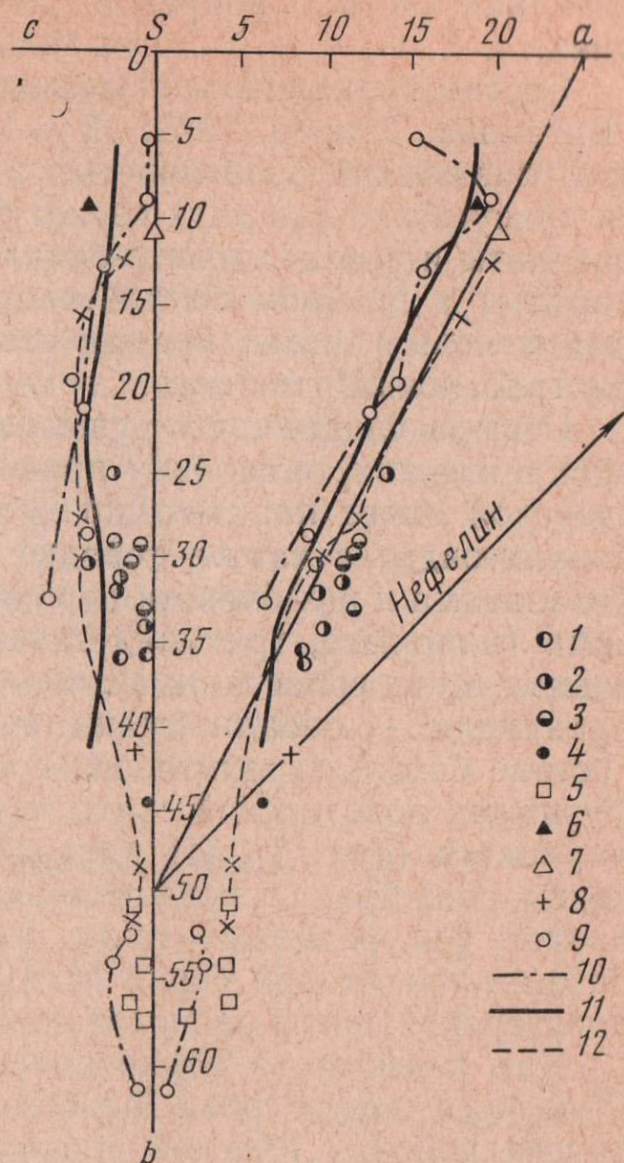
Выделяемые нами и предыдущими исследователями щелочные породы среднего состава — трахиандезиты и щелочные трахиты имеют близкий химический состав и относятся к лейкократовым, насыщенным кремнеземом, умеренно богатым или богатым щелочами породам. На данном этапе изученности свиты выясняется, что щелочные породы среднего состава по химизму не связаны с базальтами постепенными переходами, представляя определенно обособленную группу. Так, между базальтами и щелочными породами намечается разрыв в интервале:  $\text{SiO}_2$  49,1—



Фиг. 4. Диаграмма MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub> — индекс затвердевания. I, II — поля пикритовых подфиритов, III щелочных базальтов, трахиандезитов и щелочных трахитов

Фиг. 5. Петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому

1 — оливин-пироксеновые базальты; 2 — оливин-пироксен-плаггиоклазовые щелочные базальты; 3 — лейкократовые щелочные базальты; 4 — анкарамиты; 5 — пикритовые порфириты; 6 — трахиандезиты; 7 — щелочные трахиты; 8 — лимбургиты; 9 — долериты; 10 — вариационная диаграмма средних составов базальт-трахитовой серии Маймеча-Котуйской провинции; 11 — то же для зоны сочленения Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом; 12 — то же для Припятского прогиба



57,8%, Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 6,5—10,2%, Mg 5,0—1,2%, CaO 7,2—1,2%. Характер этого разрыва наглядно проявляется на диаграмме распределения указанных окислов относительно величины коэффициента затвердевания X. Куно (фиг. 4).

Лимбургиты и авгититы являются единственными представителями бесполевошпатовых щелочных базальтоидов в составе ловозерской свиты. Химический состав лимбургитов отличается от состава базальтов пониженным содержанием кремнезема, более высоким содержанием магния и нормативного нефелина (10%). Породы относятся к классу меланократовых ненасыщенных кремнеземом щелочных пород.

Выше было показано, что наиболее распространенные члены ловозерской свиты относятся к щелочному оливин-базальтовому типу. На основании геолого-петрологического и геохимического изучения палеозойских магматических образований Кольского полуострова В. И. Герасимовский (Герасимовский и др., 1966) пришел к выводу о том, что комплексы щелочно-ультраосновных пород, агпайтовые нефелиновые сиениты и эффузивы ловозерской свиты комагматичны и представляют дериваты щелочно-базальтовой магмы. Поэтому представляется необходимым сопоставление вулканических пород свиты с щелочно-базальтовыми сериями, связанными с щелочноультраосновными комплексами. Одним из районов, в котором четко выражена пространственная, временная и генетическая связь между эффузивными и интрузивными породами, является северо-

западная часть Сибирской платформы (Маймеча-Котуйская провинция).

Состав вулканической толщи провинции рассмотрен в ряде работ (Бутакова, Егоров, 1962; Жук-Почекутов и др., 1965). Было показано, что главнейшей особенностью вулканогенной толщи провинции является присутствие лав двух серий: базальт-трахитовой (базальты, андезитобазальты и трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты и трахипариты) и щелочно-базальтоидной (нефелиниты, в том числе оливиновые и мелилитовые, мелилититы, лимбургиты и агититы), а также лав ультраосновного состава.

Отсюда следует, что существует принципиальное различие в составе вулканических толщ этих провинций, заключающееся в том, что в ловозерской свите практически отсутствуют бесполевошпатовые щелочные базальтоиды, а также породы переходного состава между щелочными базальтами и щелочными породами с повышенным содержанием кремнезема (например, трахиандезитами). Таким образом, ловозерская эффузивная серия сопоставима лишь с частью эффузивов Маймеча-Котуйской провинции — базальт-трахитовой серией. Различия в петрохимическом составе базальт-трахитовой серии Маймеча-Котуйской провинции и эффузивами ловозерской свиты четко выражаются на диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 5). Из диаграммы видно, что для пород описываемой свиты свойственна повышенная щелочность. Это выражается в сдвиге вправо фигуративных точек пород свиты относительно средней линии базальт-трахитовой серии Маймеча-Котуйской провинции. Все породы ловозерской свиты располагаются в поле диопсид—альбит—нефелин.

Как известно, в верхнепалеозойском магматическом цикле кроме Кольского полуострова щелочно-базальтовый вулканизм проявился и в других районах Русской платформы. Наиболее широко он представлен в системе грабенов юга платформы: зоне сочленения складчатого Донбасса с Приазовским кристаллическим массивом и восточной части Припятского прогиба (Афанасьев и др., 1965, Гоньшакова и др., 1968; Лебединский, 1967). По материалам петролого-геохимических исследований, проведенных в последние годы одним из авторов (В. С. Гладких), вулканическая толща зоны сочленения сложена преимущественно породами базальт-трахитовой серии. Щелочные базальтоиды (лимбургиты) отмечаются чрезвычайно редко, не встречены лавы ультраосновного состава. Следовательно, вулканическая толща зоны сочленения по петрографическому составу является аналогом ловозерской свиты. Однако породы последней обладают повышенной щелочностью по сравнению с зоной сочленения.

Наиболее близкими оказываются петрохимические свойства вулканогенных образований ловозерской свиты и Припятского прогиба. При этом важно подчеркнуть, что в строении вулканической толщи Припятского прогиба наряду с породами серии оливиновый базальт-трахиандезит (трахифонолит) принимают участие бесполевошпатовые щелочные базальтоиды (оливиновые нефелиниты, нефелиниты и их лейцитсодержащие разновидности) и ультраосновные лавы.

Таким образом, по ряду важных петрохимических индикаторов — натрию, калию, титану породы ловозерской свиты сопоставимы с однотипными образованиями щелочных оливин-базальтовых ассоциаций карбонатитовых провинций и рифтовых зон, близких к ним по времени формирования. При этом эффузивы описываемой свиты представляют крайний, наиболее обогащенный щелочами, член щелочно-базальтовых комплексов.

**РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РЕДКИХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ ЛОВОЗЕРСКОЙ СВИТЫ**

В эффузивных породах было изучено распределение следующих элементов: Nb, Ta, Li, Rb, Sc, V, Cr, Ni (табл. 3).

Ниобий. Содержания ниобия в ультраосновных породах и щелочных базальтах довольно близки, составляя 0,0063—0,0077 и 0,007—0,0091% соответственно. Особенно высокие концентрации этого элемента отмечаются в трахиандезитах и щелочных трахитах. Данные по распределению ниобия в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях континентов и океанических островов (Бородин, Гладких, 1968) показывают, что концентрации ниобия в фонолитах, трахитах и других наиболее щелочных членах базальтовых серий, как правило, могут увеличиваться в 1,5—5 раз по сравнению с концентрациями в исходных базальтах. Следовательно, разница содержаний ниобия в фонолитах и базальтах, близкая к 5, обусловлена накоплением ниобия в процессе нормальной дифференциации базальтовой магмы. Однако содержание

Таблица 3

Содержание редких и малых элементов в породах ловозерской свиты ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

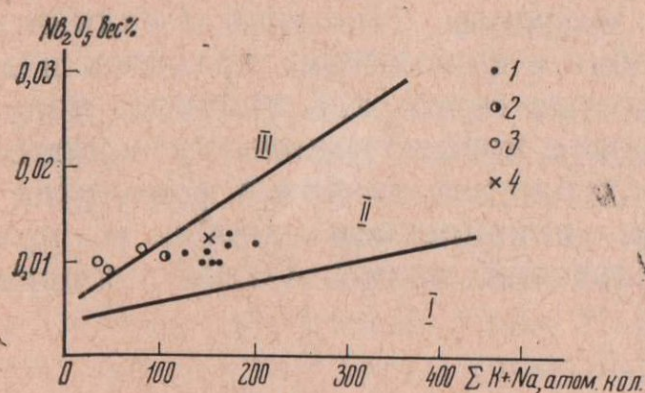
№ пробы	Название породы	Nb	Ta	Nb/Ta	Zr	Be	Li	Rb	K/Rb	Sc	V	Cr	Ni
1	Пикритовый порфирит	70	3,4	20,6	290	2	34	40	170	19,5	140	1000	850
2	То же	77	3,9	19,7	390	2	—	—	—	—	280	1400	700
3	» »	63	7,9	8,00	350	2	—	—	—	14,9	200	1110	950
	Пикритовый порфирит *	70	6,2	11,1	333	—	22	—	—	—	—	—	—
6	Анкарамит	77	2,8	27,5	430	2	5,9	20	250	24,0	180	900	220
7	Оливин-пироксеновый базальт	77	4,3	17,9	460	2	—	—	—	12,3	240	330	90
	Авгитовый порфирит *	—	—	—	459	—	13	—	—	—	190	175	50
	То же	—	—	—	—	—	—	—	—	—	192	1020	825
9	Оливин-пироксен-плагиоклазовый щелочной базальт	77	4,9	15,7	460	4	—	—	—	10,4	170	270	110
10	То же	70	3,5	20,0	380	2	7,4	60	235	20,8	250	300	70
	» »	84	4,4	19,1	470	4	6,0	50	200	11,7	190	170	110
12	» »	70	4,6	15,2	390	4	8,4	30	293	18,8	220	340	—
14	» »	91	4,6	19,8	460	—	12	12	230	9,7	270	30	600
15	Лейкократовый щелочной базальт	84	5,9	14,2	490	2	12	70	324	19,5	200	135	76
16	То же	70	5,3	13,2	490	5	6,9	30	416	9,1	220	210	70
17	» »	—	—	—	—	4	—	—	—	14,3	130	14	33
18	Щелочной трахит	>100	41,0	33,0	>800	5,9	—	—	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.
19	Трахиандезит	>100	82	25,2	780	15	—	—	—	—	»	50	40
20	Лимбургит	91	4,8	19,0	520	5	26	50	194	—	—	—	—
	I фаза *	320	25	11,0	1230	5	30	150	—	—	56	24,5	4,6
	II фаза *	645	55	11,7	2100	8,4	54	225	—	—	109	27,6	7
	III фаза *	1016	90	11,3	2870	10,8	65	230	—	—	120,5	29,4	34
	Массив в целом	696	60	11,6	3480	8,7	55	220	—	—	108	27,8	12

\* Среднее по фазам Ловозерского массива, по В. И. Герасимовскому и др., 1966.

Nb в трахиандезитах и щелочных трахитах из Ловозерского массива по сравнению с базальтами выше, более чем в 20 раз, что, вероятно, связано с привнесением ниобия в процессе метасоматического изменения этих пород.

Как видно из диаграммы  $Nb_2O_5 - \Sigma Na + K$  (фиг. 6), содержание ниобия в пикритовых порфиритах и щелочных базальтах мало зависит от изменения щелочей в породах.

Фигуративные точки основных членов свиты располагаются в пределах поля II, то есть в поле щелочно-базальтовых серий континентов и океанических островов.



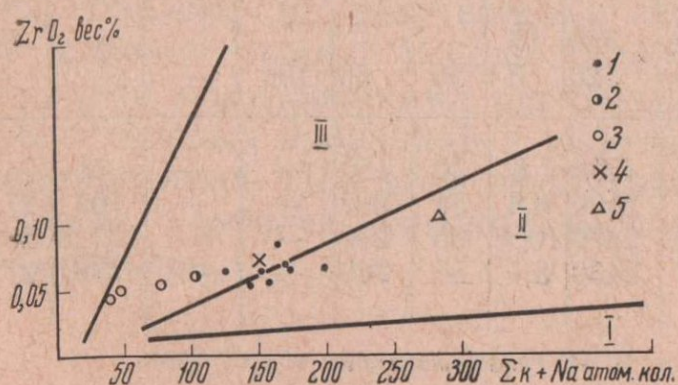
Фиг. 6. Диаграмма зависимости  $Nb_2O_5 - \Sigma K + Na$  эффузивных образований ловозерской свиты.

I — базальты; 2 — анкарамиты; 3 — пикритовые порфириды; 4 — лимбургиты

Тантал. Распределение тантала в эффузивных породах в значительной мере совпадает с таковым для ниобия. Среднее содержание тантала в пикритовых порфиритах и щелочных базальтах составляет 0,0005 и 0,0004% соответственно. Увеличение содержания тантала по сравнению с ними наблюдается в щелочных трахитах (0,004%) и особенно в трахиандезитах (0,008%). Следовательно, концентрации тантала в щелочных трахитах увеличиваются примерно в 8 раз по сравнению с щелочными базальтами, а в трахиандезитах более чем на порядок. Сравнение содержаний тантала в породах свиты с однотипными породами по другим щелочно-базальтовым провинциям (Гладких, Викторова, 1967) показывает, что основные члены свиты несколько обеднены танталом относительно Маймеча-Котуйской и Кузнецко-Алатауской провинций, а щелочные породы обогащены танталом.

Величина ниобиево-танталового отношения в эффузивных породах свиты колеблется в пределах 8—27,5, повышаясь до 33 в щелочных трахитах.

Цирконий. Содержание циркония в эффузивных породах закономерно увеличивается от пикритовых порфиритов к базальтам и далее к собственно щелочным эффузивам. В отличие от ниобия и тантала концентрация циркония в щелочных эффузивных породах повышается примерно в 2 раза по сравнению с щелочными базальтами, что сопоставимо с увеличением содержаний циркония в других дифференцированных щелочно-базальтовых сериях (Бородин, Гладких, 1967). Высокие содержания циркония отмечаются в щелочных трахитах.



Фиг. 7. Диаграмма зависимости  $ZrO_2 - \Sigma K + Na$  эффузивных образований ловозерской свиты

Условные обозначения 1—4 те же, что и на фиг. 6; 5 — трахиандезит

На диаграмме  $ZrO_2-\Sigma Na+K$  установлена прямая зависимость между содержанием циркония и суммой Na и K (фиг. 7). Фигуративные точки пород ловозерской свиты располагаются в виде граничной полосы между полями II и III, то есть достаточно близки как континентальным, так и океаническим дифференцированным базальтовым сериям.

**Литий.** Содержание лития уменьшается от пикритовых порфиритов (0,0028%) и лимбургитов (0,0026%) к оливин-пироксеновым и щелочным базальтам (0,0007—0,0009%).

**Рубидий.** Содержание рубидия в пикритовых порфиритах, оливин-пироксеновых и щелочных базальтах ловозерской свиты варьирует в пределах 0,002—0,007%, а среднее для ультраосновных и основных членов довольно постоянно — 0,004—0,005%, что незначительно превышает содержание этого элемента в щелочных базальтах континентов — 0,003% (Tatsumoto et al., 1965).

Отношение K/Rb в породах свиты изменяется от 170 до 416. Наиболее низкие значения калиево-рубидиевого отношения характерны для оливин-пироксеновых и оливин-пироксен-плагиоклазовых щелочных базальтов (240), что ниже величины этого отношения для континентальных щелочных базальтов, которое равно 400 (Tatsumoto et al., 1965; Салтыковский, 1968). Близкие к этим отношения, равные 370, устанавливаются только в афировых щелочных базальтах.

**Скандий.** Несмотря на то, что содержание скандия в однотипных породах может изменяться почти вдвое, среднее содержание этого элемента в различных типах пород свиты остается постоянным (0,0017—0,0014%). Сравнение данных по распределению скандия с однотипными породами других щелочно-базальтовых серий показывает, что они обеднены скандием более чем вдвое относительно платформенных серий (Маймеча-Котуйская провинция, зона грабенов юга Русской платформы) и близки по содержанию этого элемента щелочно-базальтовым сериям областей завершённой складчатости (Кузнецкий Алатау).

**Ванадий.** В пикритовых порфиритах, оливин-пироксеновых и щелочных базальтах ванадий распределен равномерно (0,02—0,018%). Основные члены ловозерской свиты по содержанию ванадия близки однотипным породам щелочно-базальтовых серий континентов и океанических островов (Нокколдс, Аллен, 1958) и соответствуют среднему содержанию этого элемента в основных породах — 0,02% (Виноградов, 1962).

**Хром и никель.** Содержание хрома и никеля в эффузивных породах закономерно уменьшается от пикритовых порфиритов к щелочным эффузивам. По характеру распределения этих элементов ловозерские эффузивы близки к щелочно-базальтовым сериям континентов и океанических островов.

Изучение распределения Nb, Ta, Zr, Rb, V, Cr и Ni показывает, что по содержаниям этих элементов основные и ультраосновные члены ловозерской свиты не отличаются от однотипных пород щелочно-базальтовых серий других платформенных областей. Вместе с тем породы свиты обеднены скандием, для них характерны пониженные значения калиево-рубидиевого отношения.

Концентрации Nb, Ta, Zr в трахиандезитах и щелочных трахитах резко превышают концентрации этих элементов в петрографически сходных породах. Такие высокие содержания не могут быть объяснены перераспределением этих элементов в процессе фракционной кристаллизации.

Как мы отмечали вначале, в последние годы все чаще высказываются мнения об общности генезиса интрузивных пород Ловозерского массива (Луявурта) и залегающих в его кровле эффузивов и их принадлежности как дифференциатов одной и той же родоначальной магмы

к единому магматическому палеозойскому комплексу, куда входит не только Хибинский щелочной массив, но и многочисленные массивы ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова. Принимая во внимание имеющиеся в литературе и новые данные, приведенные в настоящей статье, приходится, однако, констатировать, что подобные мнения пока не подкрепляются достаточно убедительными доказательствами.

Прежде всего следует отметить, что и при сонахождении эффузивных (базальты) и интрузивных пород (нефелиновые сиениты) в пределах одного и того же массива они тем не менее не могут быть вполне определенно отнесены к членам единого вулканоплутонического комплекса, поскольку среди интрузивных образований полностью отсутствуют габброиды, а между базальтами и трахиандезитами (трахитами) нет переходных пород. К тому же среди эффузивов ловозерской свиты нет прямых аналогов ловозерских фойяитов, луявритов и уртитов. Еще менее достоверно отнесение тех и других образований к числу прямых комагматов щелочно-ультраосновных пород при отсутствии в Ловозерском массиве нефелинитов, ийолитов-мельтейгитов и других подобных пород.

К сходным выводам приводит и рассмотрение геохимических данных. Так, основная масса эффузивных пород (базальты и пикритовые порфириты) резко отличается по характеру распределения в них редких и малых элементов от интрузивных пород Ловозерского массива<sup>1</sup>. В первую очередь это относится к таким типоморфным элементам, как ниобий, цирконий и тантал. Их концентрация в главной массе эффузивных пород в 10—20 раз ниже, чем в типичных нефелиновых сиенитах ловозерского комплекса — луявритах, фойяитах и др. Однако более существенно то, что в сопоставимых породах проявлены принципиально иные тенденции в концентрации указанных элементов по мере магматической дифференциации.

Как было показано В. И. Герасимовским (Герасимовский и др., 1966), «величины ниобиево-танталового отношения в породах практически одни и те же — около 10—12. Это указывает на то, что в процессе формирования пород Ловозерского массива не происходило разделения ниобия и тантала» (стр. 245). Напротив, в породах эффузивной серии, как следует из полученных нами данных, по мере увеличения щелочности эффузивов — от пикритовых порфиритов к щелочным трахитам и трахиандезитам величина ниобиево-танталового отношения растет от 8—11 до 25—33, составляя в базальтах большей частью не менее 15—17. В породах же первой интрузивной фазы (равномернозернистых нефелиновых сиенитах и других) эта величина была в 1,5—2 раза меньше.

Противоположны особенности геохимического поведения и для другой группы сидерофильных элементов — хрома, никеля и ванадия. Так, в эффузивах, как это обычно и для других базальтоидных дифференциатов, наблюдается заметное уменьшение концентрации указанных элементов по мере дифференциации — от пикритовых порфиритов через базальты к трахиандезитам. Напротив, в интрузивных породах Ловозерского массива содержание хрома и особенно никеля и ванадия увеличивается в ходе интрузивной деятельности. В то же время между породами начального этапа интрузивной деятельности и базальтами кровли существовал значительный разрыв в величинах содержаний сидерофильных элементов.

Наконец, интересно сравнить обе группы магматических образований и по рассеянным литофильным элементам, сохраняющим более или

<sup>1</sup> По данным, приведенным в работе В. И. Герасимовским (Герасимовский и др., 1966).

менее постоянный уровень концентрации в процессе магматической дифференциации щелочной магмы и не образующим в породах собственных минералов. В рассматриваемом случае такими элементами являются литий, рубидий и бериллий. Содержание всех трех элементов в эффузивах заметно ниже, чем в интрузивных нефелиновых сиенитах, в том числе и в породах первой интрузивной фазы.

Основываясь на проведенном выше сравнении, можно прийти к общему заключению о том, что между эффузивами ловозерской свиты и последующими интрузивными щелочными породами существуют значительные различия как в уровне содержания характерных второстепенных элементов, так и в особенностях их поведения в процессе магматической дифференциации. Поскольку эти различия проявлены уже на начальном этапе интрузивной деятельности, то, очевидно, нет оснований считать исходную нефелин-сиенитовую магму непосредственным дифференциатом той базальтовой магмы, с которой связаны эффузивы ловозерской свиты.

Подчеркивая указанные выше различия, нельзя одновременно не обратить внимание на определенную петрохимическую и геохимическую близость нефелиновых сиенитов Луяврурта к основным породам: повышенное содержание таких, например, элементов, как железо, марганец, титан и ванадий, по сравнению с многими массивами нефелиновых сиенитов, в том числе и по сравнению с соседним Хибинским массивом — по железу, титану, марганцу и магнию при меньшем содержании калия (Бородин, 1957; Власов и др., 1959). В связи с этим уместно напомнить о некоторых других фактах, хотя и известных по ряду предшествующих исследований, но оставшихся без должного внимания в новейших публикациях.

Наиболее примечателен, пожалуй, факт противоречия выводов, вытекающих из геологических наблюдений, геофизическим данным. Как известно, детальное геологическое картирование массива, выполненное Н. А. Елисеевым, А. С. Сахаровым и другими геологами, базировалось на двух главных особенностях: слоистом строении (псевдостратификации, по ранней терминологии) и подчиненной ему трахитоидности пород в пределах отдельных слоев (горизонтов)<sup>1</sup>. На конформность трахитоидности (гнейсовидности) пород и общей близкой к горизонтальной слоистости луювритов указывал еще В. Рамзай, считавший главной причиной гнейсовидности залегание луювритов вблизи кровли массива (Ramsey, 1894, стр. 97). Поэтому до последних лет имелись все основания считать правильным вывод Н. А. Елисеева о пластообразной форме всего интрузивного тела луювритов и других нефелиновых сиенитов. Однако выполненные в последние годы геофизические исследования показали, что «ловозерская интрузия слагается двумя структурными единицами (разрядка здесь и далее наша. — Л. Б.). Верхняя ее часть представляет пластообразную интрузию мощностью около 2 км и площадью 20×30 км<sup>2</sup>. Нижняя штокообразная часть смещена к востоку относительно центра пластообразной залежи, имеет в сечении размеры 12×16 км и прослежена на глубину более 5 км. Падение контактов интрузии с вмещающими породами крутое, близкое к вертикальному» (Герасимовский и др., 1966, стр. 10).

<sup>1</sup> «Дифференцированный комплекс нефелиновых сиенитов является уникальным примером стратифицированных интрузий. Он сложен четко выраженными слоями-горизонтами нефелиновых сиенитов различного состава и структуры, ритмично чередующимися в вертикальном разрезе. Мощность горизонтов колеблется от сантиметров до десятков метров, они достаточно хорошо выдержаны по падению и простирацию, а последовательность расположения горизонтов в разрезе сохраняется по всему периметру массива» (Герасимовский и др., 1966, стр. 42).

Специфичен и характер трахитоидности луявритов в связи с некоторыми другими чертами их строения и состава. Так, О. А. Воробьева отмечала следующее: «Для фойяито-луявритового комплекса крайне характерна одна генетическая особенность, а именно: сравнительно большое постоянство состава и структуры луявритов, тогда как состав и структура фойяитов и уртитов неустойчивы. Достаточно указать, что фойяиты дают все структурные разновидности — от аплитовых фаций до пегматоидной крупности зерна... Кристаллизационная слоистость луявритов не позволяет определить линии истечения. Лейсты полевого шпата в плоскости кристаллизационной слоистости располагаются в различных направлениях, нередко даже во взаимно перпендикулярных» (Воробьева, 1937, стр. 54, 56).

Своеобразны также и контактовые взаимоотношения расслоенной интрузии с вмещающими породами: «У внешних контактов комплекс-плутонa слои луявритов-фойяитов-уртитов падают круто, под углом от 19—35 до 50°, постепенно выполаживаясь по направлению к центру массива... Таким образом, в краевой зоне комплекс-плутонa и его центральных частях слои (и пачки слоев) оказываются расположенными различно по отношению к направлению действия силы тяжести. Иногда отдельные слои могут «растекаться» около контакта, иногда упираться в него, прерываясь, или же вся слоистая пачка разделяется на две части около включения или выступа пород, причем порядок чередования слоев сохраняется» (Буссен, Сахаров, 1967, стр. 107—108).

Характерной геологической особенностью массива можно также считать широкое развитие эруптивных брекчий. Особенно широко, как отмечают И. В. Буссен и А. С. Сахаров, распространены брекчии, в которых обломки сложены палеозойскими осадочно-вулканогенными и вулканогенными породами ловозерской свиты. Интересны описанные этими авторами брекчии так называемых метаморфизованных щелочных пород, залегающих в виде различных по форме и размерам ксенолитов, включенных в более поздние щелочные породы. В этих ксенолитах также наблюдается расслоенность, а обломки пород ловозерской свиты постоянно встречаются внутри метаморфизованных щелочных пород в виде ксенолитов, несущих следы контактного воздействия щелочной магмы.

В цитированной выше работе И. В. Буссен и А. С. Сахарова отмечается, что «высота и ширина ксенолитов, известных в породах всех комплексов, часто превышают мощность соприкасающихся с ними слоев в десятки и сотни раз, и все же эти ксенолиты не изменяют ни порядка чередования слоев, ни их мощности и состава» (там же, стр. 108).

Наряду с приведенными выше геологическими фактами, число которых можно было бы увеличить, в интересующем нас аспекте не меньшее значение имеют и некоторые геохимические данные. Прежде чем перейти к ним, отметим, что за последние годы были высказаны довольно различные представления о генезисе Ловозерского массива. Тем не менее авторы различных новейших гипотез, пожалуй, едины в том отношении, что наиболее вероятным механизмом формирования расслоенной массы нефелиновых сиенитов Луяврурта они признают кристаллизационную дифференциацию магмы, заполнившей при внедрении камеру, объем которой примерно соизмерим с объемом наблюдаемой ныне слоистой толщи. В этой камере постепенно и обособлялись слои неодинаковых по составу нефелиновых сиенитов. Причины же обособления различны в зависимости от признания тем или иным автором предпочтительной роли какого-то одного фактора: гравитации — всплывание более легких горизонтов в верхнюю часть камеры и «подстраивание» к ним остальных пород, ритмической кристаллизации и постепенного «на-

мерзания» одного горизонта на другой от дна камеры к ее кровле, последовательного выполнения камеры несколькими порциями неоднородного силикатного расплава и т. д. Так или иначе неоднократное появление в протяженной по вертикали толще весьма сходных по минеральному и химическому составу пород (луявритов, фойяитов и др.) должно, очевидно, отвечать и сходному валовому составу отдельных порций магмы, из которых выделялись неоднократно повторяющиеся «ритмы» пород. Столь же очевидно, что ритмичное чередование концентраций главных петрогенных компонентов должно предопределять и не менее ритмичное чередование концентраций редких и других второстепенных компонентов, мало зависящее от «высоты» по вертикали разреза пачки пород. Не менее очевидно и то, что в пределах отдельных пачек (ритмов и т. п.), как бы образующих автономные «закрытые» системы, каждый раз должно ожидать однотипное изменение индикаторных отношений редких элементов, коль скоро при переходе от уртитов к луйавритам весьма заметно меняются главные петрохимические характеристики (щелочность, железистость и др.).

Так, например, в пределах одной трехслойной пачки при смене уррита фойяитом, а затем луйавритом количество кремнезема увеличивается от 46—47 до 54—55%; суммарное количество щелочей, напротив, уменьшается от 17—19 до 16%, и при этом содержание окиси натрия падает с 14 до 10% и т. д. Поэтому следовало ожидать, что в пределах пачки закономерно будут меняться индикаторные отношения таких, например, элементов, как Nb/Ta,  $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ . Напротив, взятые из различных по высоте горизонтов одинаковые породы должны, казалось бы, соответствовать аналогичным комбинациям ведущих петрогенетических факторов и, значит, обладать не только сходными петрохимическими, но и геохимическими характеристиками.

Тем неожиданней оказалась независимость от валового состава пород именно тех геохимических характеристик, которые обычно весьма чутко реагируют на изменение условий химизма среды в процессе кристаллизации магмы. Так, выше уже говорилось, что в любых породах расслоенных серий Луйавурта величина отношения ниобия к танталу сохраняется почти одной и той же, равной 11.

Для сравнения отметим, что в одних и тех же комплексных массивах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов эта величина в различных по времени образования породах и типоморфных редкометальных минералах (например, перовските) может меняться в десятки, иногда в сотни раз.

Как указывает В. И. Герасимовский с соавторами (1966), также незначительно варьирует и цирконий-гафниевое отношение. В существенно разных по составу породах величина этого отношения меняется почти в одном диапазоне: от 36 до 50 в урритах и ийолит-урритах II фазы, от 55 до 50 — в фойяитах II фазы, от 37 до 52 — в эвдиалитовых луйавритах и пойкилитовых содалитовых сиенитах III интрузивной фазы и т. д.

Еще более своеобразно ведут себя редкие земли (Бородин, 1961). Состав лантаноидов в главных минералах-концентраторах — лопарите и эвдиалите не зависит ни от количественных соотношений этих минералов, ни от валовой концентрации в них редких земель, что, безусловно, должно было бы иметь место при сопряженной магнитической кристаллизации этих и главных породообразующих минералов. В этой же работе было отмечено, что «закономерное изменение состава редких земель в эвдиалитах из пород дифференцированного комплекса непосредственно не связано ни с особенностями состава вмещающих эвдиалит пород — фойяитов, ни с общими закономерностями строения этого комплекса — чередованием трехчленных пачек фойяитов—луйавритов—урти-

тов» (стр. 22). С помощью графика в координатах: глубина разреза — относительная концентрация лантаноидов было также установлено, что изменение состава редких земель в эвдиалитах четко отражает высоту залегания пород по вертикали разреза (Бородин, 1962). Основываясь на этих закономерностях, нами был сделан вывод о том, что для некоторых редкоземельных минералов правильнее принять метасоматический генезис, что подтверждает высказанное ранее мнение Н. А. Елисеева (Елисеев, Нефедов, 1940) о «наложенном» характере лопарита и эвдиалита. Однако в отличие от указанных авторов, мы ранее уже предполагали (Бородин, 1961), что характер распределения редкометальных минералов и их состав зависели от двух факторов: во-первых, изменение щелочности растворов, воздействовавших на первичные магматические породы массива, и, во-вторых, наличие на разных глубинах пород, близких по минеральному и химическому составу, способствовавших многократным скоплениям одних и тех же редкометальных минералов — лопарита, эвдиалита, мурманита и др.

Признавая и сейчас значение этих факторов, необходимо подчеркнуть, что их роль в полной мере могла проявиться лишь в специфических условиях — инфильтрации растворов в толщу, сложенную горизонтами (пластами) предшествующих магматических пород. Иначе говоря, мы вновь возвращаемся к проблеме первичной расслоенности пород, слагающих верхнюю часть Луяврурта. Эта расслоенность, как следует и из наших наблюдений, является отражением прежде всего не метасоматических, а магматических процессов. Однако природа этих процессов и механизм формирования расслоенных серий в Ловозерском массиве обусловлены иными причинами, нежели те, которые до сих пор считались основными. Ключевым моментом при анализе этих причин может быть признание того, что Луяврурт, как и соседний Хибинский массив, является представителем гетерогенных или гибридных щелочных массивов (Бородин, 1969), где пространственно совмещены магматические породы, относящиеся к различным формационным типам. Исходя из этого, Л. С. Бородиным предложена новая гипотеза формирования Ловозерского массива, кратко излагаемая ниже.

Две «структурные единицы», которые можно выделить по данным геофизических наблюдений в составе Ловозерской интрузии, в действительности не принадлежат к единому интрузивному массиву, прорывающему архейские гнейсы. Лишь нижняя штокообразная часть массива представляет собой интрузивное магматическое тело, скорее всего интрузию центрального типа. Верхняя же пластообразная залежь первоначально была сложена стратифицированной вулканогенной толщей, в основном базальтового состава. Эти базальты, как следует из полученных нами петрохимических и геохимических данных, обнаруживают значительное сходство с типичными породами из других континентальных щелочно-базальтовых серий и могут быть отнесены к формации щелочных оливиновых базальтов. Эффузивная толща Ловозерского массива являлась частью области интенсивного палеозойского вулканизма, как это следует из обнаружения мощной стратифицированной вулканогенно-осадочной серии в кровле Контозерского щелочного массива, в 50 км к северо-востоку от Ловозера (Попов, 1967). Характерной особенностью последней серии можно считать то, что в ее составе отсутствуют базальты и, напротив, широко представлены бесполовошпатовые базальтоиды — лимбургиты, мелилититы и др. Общая мощность этой толщи оценивается А. С. Поповым около 700—1000 м. Учитывая пространственную близость обеих серий, можно считать, что и в кровле Ловозерского массива кроме базальтов могли быть также и бесполовошпатовые базальтоиды и что суммарная мощность обеих свит могла достигать 1—1,5 км, то есть примерно той величины, которая указыва-

ется геофизиками для «пластообразной интрузии»<sup>1</sup>. Внедрению штокообразного тела нефелиновых сиенитов предшествовало, как это нередко наблюдается для интрузий центрального типа, образование кальдеры проседания, куда и был опущен блок стратифицированных вулканогенных пород. Хотя опускание блока неизбежно было связано с дроблением его отдельных участков, особенно в центральной части, основная масса пород сохранила залегание, близкое к горизонтальному, и лишь его периферические участки были «задраны» близ оконтуривающего кольцевого разлома.

Важнейшим этапом преобразования вулканогенных пород было их длительное пропитывание «сквозьмагматическими растворами», поступавшими из субвулканической камеры, заполненной нефелин-сиенитовой магмой. Итогом такого пропитывания было постепенное растворение материала вулканогенных пород и его замещение — горизонт за горизонтом — новообразованной люаврит-фойяитовой магмой, в значительной степени наследовавшей соотношения инертных петрогенных элементов в предшествовавших базальтах и других, чередовавшихся с ними эффузивных породах — кальция, магния, железа и титана. Из этой магмы и кристаллизовались «ритмические пачки» нефелиновых сиенитов различного состава. Активность подвижных компонентов — в первую очередь щелочей и некоторых редких — определялась составом «сквозьмагматического раствора», что и объясняет указанные выше особенности геохимического поведения ниобия, тантала, редких земель.

В совокупности весь этот процесс наиболее полно определяется как магматическое замещение («фойяитизация»), в результате которого на месте базальтов, туфов и других пород происходила кристаллизация магматических пород иного состава. Однако при этом, кроме общего унаследования ритмической расслоенности, могли сохраниться и некоторые другие признаки — теневые (небулитовые) текстуры и структуры, обусловленные текстурными особенностями предшествующих эффузивных пород. Так, например, А. С. Сахаров и И. В. Буссен (Буссен, Сахаров, 1967, стр. 29) отмечают следующее: «Каждый слой состоит из одной и той же породы. Состав и структура ее сохраняются по простиранию и падению, но изменяются по мощности. Границы между слоями отдельных пород нет... Даже в тех случаях, когда макроскопически мы видим очень резкую границу, в шлифах удается наблюдать, что многие зерна принадлежат обоим породам, причем удлиненные зерна располагаются под углом к этой границе». Подобные структурные особенности с очевидностью свидетельствуют о том, что резкая граница между слоями не отражает взаимоотношения минералов, наблюдаемые ныне в нефелиновых сиенитах, и, возможно, фиксирует резкий контакт предшествующих им эффузивных пород.

Конечно, не следует представлять формирование всего массива как монотонно идущий процесс магматического замещения. Напротив, этот процесс неоднократно мог прерываться в связи с тектоническими подвижками, «взламыванием» горизонтов метасоматически измененных пород и реликтовых участков опущенного блока, поступлением новых порций лейкократовой магмы из глубинных участков интрузии и т. д. В связи с этим, возможно, следует вернуться к ранее высказывавшемуся В. Рамзаем (1894), О. А. Воробьевой (1937) и другими исследователями предположению о внедрении фойяитов по плоскостям кристаллизационной слоистости нормальных люавритов. Напомним, что фойяиты и

<sup>1</sup> По последним геофизическим данным (устное сообщение М. М. Калинкина), в восточной части массива непосредственно под нефелиновыми сиенитами залегает мощный блок (силл?) основных и ультраосновных пород.

лейкократовые луявриты составляют около 50% всего объема расслоенных серий. Иными словами, первоначальная мощность опущенного стратифицированного блока могла быть значительно меньше, чем вертикальная протяженность всего дифференцированного комплекса.

Мы склонны также признать, что в определенной степени (например, для эвдиалитовых луявритов) можно согласиться и с предположением И. В. Буссен и А. С. Сахарова о том, что внедрявшаяся магма обладала неоднородным составом и строением в связи с обособлением в ней компонентов будущих минералов. Правда, такое обособление, как следует из изложенного выше, скорее могло быть обусловлено своеобразной «молекулярной памятью» при возникновении магмы путем переплавления и замещения на глубине агрегатов минералов в блоках вулканогенных пород. В связи как с тектоническими процессами, так и повторными интрузиями проявлялись «реликтовые» (теневые) особенности первично-стратифицированных пород. Эти особенности заключаются в том, что и ксенолиты первичных эффузивов, и образованные при их замещении щелочные породы нередко обладают плитообразной и даже пластинообразной формой. Так, в уже неоднократно цитированной нами работе И. В. Буссен и А. С. Сахарова (1967) говорится о полосах эруптивной брекчии, «обломки в которой представлены породами комплекса луявритов—фойяитов—уртитов, а цементирующей массой служат различные разновидности пород из комплекса эвдиалитовых луявритов. Обломки неправильной формы; крупные нередко имеют форму плиты или пластины» (стр. 34). «Породы II фазы интрузии образуют обширные поля гигантских эруптивных брекчий... Крупные обломки, вероятно, остатки первоначально единого тела..., встречаются во многих местах... Как правило, эти крупные тела сопровождаются полями эруптивных брекчий, размер обломков в которых от долей метра до десятков метров в поперечнике. Форма обломков неправильно округленная или пластинообразная. В последнем случае они нередко ориентируются широкой стороной согласно с плоскостью раздела слоев вмещающих пород — луявритов—фойяитов—уртитов» (там же, стр. 33). К этому следует добавить, что описываемые А. С. Сахаровым и И. В. Буссен породы — пойкилитовые, неравномерно-зернистые и порфиroidные нефелиновые сиениты — сами по себе достаточно изотропны и не обладают такими трахитоидными текстурами, как луявриты. Тем удивительнее, на первый взгляд, что при раскалывании они также образуют пластинообразные ксенолиты.

Доказательством вторичной природы магматических расплавов — продуктов переплавления основных и других эффузивов является также повсеместное присутствие тончайших игольчатых и мелких призматических кристаллов щелочного нефелина в любых типах нефелиновых сиенитов Луяврурта, независимо от степени их меланократовости. Эти реликтовые кристаллы распределены беспорядочно в массе породы или концентрируются вдоль зон роста внутри относительно гораздо более крупных кристаллов полевого шпата и нефелина. По времени выделения они никак не связаны с новообразованным эгирином нефелиновых сиенитов, обычно выполняющим интерстиции между кристаллами нефелина и полевого шпата.

В связи с выдвигаемой нами гипотезой заслуживает дальнейшего изучения и основной вопрос геологического строения Ловозерской интрузии — возрастные взаимоотношения двух ее главнейших комплексов пород: 1) уртитов—фойяитов—луявритов и 2) эвдиалитовых луявритов, поскольку остальные комплексы (интрузивные фазы) играют сугубо второстепенную роль в составе массива. В настоящее время (Елисеев и др., 1953) принято считать, что комплекс эвдиалитовых луявритов образовался позднее дифференцированного как самостоятельная интруз-

живная фаза. Форму интрузивного тела эвдиалитовых луявритов, согласно И. В. Буссен и А. С. Сахарову, можно уподобить плоской воронке, широкое основание которой располагается в теле дифференцированного комплекса так, что при этом «срезаются» верхние горизонты нефелиновых сиенитов, частично сохранившихся в ареале прорыва в виде крупных глыб — ксенолитов и многочисленных мелких ксенолитов. Судя по приведенной характеристике, формирование эвдиалитовых луявритов должно было происходить в весьма беспокойных тектонических условиях, когда внедрявшаяся магма выполняла конусообразную камеру, переполненную обломками более ранних нефелиновых сиенитов. И тем примечательнее, что интрузия эвдиалитовых сиенитов также характеризуется субгоризонтальной расслоенностью и сложена пластообразными телами, некоторые из которых прослеживаются на многие сотни метров и даже километры при мощности всего лишь в несколько метров. Поэтому порядок чередования слоев («нормальный разрез») остается одним и тем же, даже, как отмечают И. В. Буссен и А. С. Сахаров, вблизи крупных ксенолитов предшествующих пород.

Факты, приводимые в доказательство более позднего (по отношению к породам дифференцированного комплекса) внедрения эвдиалитовых луявритов, уже были ранее рассмотрены критически в работе К. А. Власова и других исследователей, пришедших в итоге к иному выводу — о генетической близости тех и других пород. По мнению этих авторов, эвдиалитовые луявриты являются «гибридизированными породами, образовавшимися в результате ассимиляции пород кровли магмой апикальной части интрузии» (Власов и др., 1959, стр. 594). Соглашаясь с предположением о значительной роли ассимиляции пород кровли, следует также допустить, что внедрявшаяся эвдиалитовая магма уже была продуктом взаимодействия (гибридизма в магматической камере) остаточной порции исходной фойяитовой магмы и опущенных вулканогенных пород.

Говоря о преимущественно магматическом происхождении основной массы пород Ловозерского щелочного массива, следует подчеркнуть, что по характеру самого механизма выплавления щелочной магмы большую роль в образовании породообразующих и особенно редкометальных минералов могли играть метасоматические процессы. Именно с процессами замещения еще на магматической стадии могло быть связано появление каких-то количеств щелочных минералов — эгирина, эвдиалита, нефелина и других — или их перекристаллизация и частичное растворение. О характере этих процессов судить трудно, тем более что их целеустремленное изучение до сих пор почти не проводилось. Тем не менее некоторая информация содержится в уже опубликованных работах, особенно в монографии И. В. Буссен и А. С. Сахарова, где приводится ряд ценных фактических наблюдений по геологическим взаимоотношениям различных пород массива. Так, например, по данным этих авторов, внутри эвдиалитовых луявритов располагается горизонт специфических брекчиевидных луяврит-ийолитов, в котором эвдиалитовые луявриты цементируют мелкие (1—3 см в поперечнике) шлиры состава безэвдиалитового ийолита. «Горизонт этот на северо-западе массива не представляет собой непрерывного целого; в пачке серых эвдиалитовых луяврит-ийолитов залегают отдельные прослои, пропластки и неправильные тела такситовых эвдиалитовых луяврит-ийолитов длиной от нескольких дециметров до нескольких метров» (Буссен, Сахаров, 1967, стр. 788). Местами к щелочным минералам могли присоединяться апатит и сфен, например в сфен-апатитовых ювтит-ийолитах (в районе оз. Сейдьявр), которые В. И. Герасимовский и А. И. Поляков считают контактово-метасоматическими образованиями за счет пород ловозерской свиты.

Сочетание процессов метасоматоза и магматического замещения объясняет своеобразие взаимоотношений и других пород. Так, например, «там, где крупные тела мурманитовых порфиroidных луявритов располагаются в эвдиалитовых луявритах (напомним, что, по А. С. Сахарову, они принадлежат к разным интрузивным фазам. — Л. Б.), их ограничения представляют собой неправильно изгибающиеся поверхности. В этих случаях в эвдиалитовых луявритах не удастся наблюдать ни раскола лейст полевого шпата, ни возникновения контактных прослоев...» (Буссен, Сахаров, 1967, стр. 81).

Значительная роль в формировании окончательного облика пород и распределения (или перераспределения) в них редкометалльных минералов могла принадлежать также процессам высокотемпературного послемагматического метасоматоза. Об этом свидетельствуют морфологические особенности кристаллов некоторых редкометалльных минералов, прежде всего лопарита, и их взаимоотношения с другими минералами, что позволяет считать их типичными метакристаллами (Бетехтин и др., 1958, стр. 197).

Очевидно, что появление обильных метакристаллов лопарита, более или менее равномерно распределенных в отдельных горизонтах дифференцированного комплекса, не могло иметь места без взаимодействия метасоматизирующих растворов со всей массой этих пород, частичного растворения некоторых главных породообразующих минералов, их перекристаллизации и т. д.

С учетом изложенных выше и других имеющихся данных можно предположить следующую схему генезиса массива в период, последовавший за образованием глубинного очага нефелин-сиенитовой (фойяит-хибинитовой) магмы.

1. Возникновение кольцевого (цилиндрического или конического) разлома в стратифицированной толще базальтов, базальтоидов и других пород ловозерской свиты.

2. Внедрение вдоль кольцевого разлома нефелин-сиенитовой магмы, продуктами кристаллизации которой явились в дальнейшем мелкозернистые, порфиroidные и другие нефелиновые сиениты, слагающие кольцевое интрузивное тело по периферии массива, — 1-я интрузивная фаза. Проседание по кольцевому разлому округлого блока пород ловозерской свиты, в связи со спадом давления в глубинном очаге, возможно сопряженным с уходом значительных объемов магмы и интрузиями хибинитов-фойяитов в соседнем Хибинском массиве. Прогрев и постепенное пропитывание опускающегося блока потоком восходящих щелочных эманаций, концентрирующихся в апикальной части магматического очага; перекристаллизация и метасоматическое замещение горизонтов осадочных и эффузивных пород, их преобразование в «протолуявриты» путем частичного магматического замещения<sup>1</sup>.

3. Новое внедрение нефелин-сиенитовой (фойяит-уртитовой) магмы из глубинного очага — 2-я интрузивная фаза. Главные пути поступления магмы — расколы в центральной, наиболее просевшей, части опущенного блока. Частично магма поступает и по кольцевой (внешней контактовой) зоне, давая начало жилам фойяитов и ювитов, пересекающим породы 1-й интрузивной фазы. Фойяитовый состав магмы особенно подчеркивается отсутствием жил луявритов, хотя они являются главной породой расслоенного комплекса.

Проникновение отдельных порций расплава по плоскостям пластовой отдельности протолуявритов и формирование трехчленных пачек уртитов-фойяитов-луявритов в процессе взаимодействия магматическо-

<sup>1</sup> Предположение об опускании блока пород ловозерской свиты при внедрении по кольцевому разлому щелочной магмы было впервые высказано И. В. Моисеевым (1962).

го расплава с протолюавритами<sup>1</sup>. Метасоматическая переработка пород дифференцированной серии высокотемпературными щелочными эманациями, продолжающими поступать из глубинного очага. Выделение основной массы лопарита.

4. Заключительная — 3-я фаза интрузивной деятельности: внедрение наиболее низкотемпературной порции люавритовой магмы, обособившейся в апикальной части глубинного очага. Пути поступления магмы — подновленные разломы в центральной части массива («ареал прорыва», по И. В. Буссен и А. С. Сахарову).

Начальная стадия этой фазы — формирование интрузивного тела эвдиалитовых люавритов, залегающих над дифференцированным комплексом. Конечная стадия — внедрение мелких интрузивных тел мурманитовых порфировидных люавритов.

Конечно, предложенная выше общая схема во многом дискуссионна и нуждается в конкретизации и дальнейшем обосновании ее основных положений. Пока, независимо от разработки главных вопросов генезиса Люаврурта, можно полагать, что базальты кровли, с одной стороны, и основная масса нефелиновых сиенитов, с другой, — не являются прямыми комагматами ни по отношению друг к другу, ни по отношению к типичным щелочно-ультраосновным породам и карбонатитам.

#### Литература

- Афанасьев Г. Д., Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 8.
- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. Госгеолтехиздат, 1958.
- Бородин Л. С. К геохимии Хибинского щелочного массива. — Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1957, вып. 1.
- Бородин Л. С. Корреляционные связи редкоземельных элементов и некоторые особенности их распределения в цериевых и церийсодержащих минералах. — Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1961, вып. 7.
- Бородин Л. С. О некоторых основных вопросах геохимии редких земель. — Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1962, вып. 9.
- Бородин Л. С. Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формирования щелочных пород. — Тезисы IV Петрограф. совещания. Баку, 1969.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967, № 10.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — Геохимия, 1968, № 5.
- Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тундр. Изд-во «Наука», 1967.
- Бутакова Е. Л., Егоров Л. С. Маймеч-Котуйский комплекс щелочных и ультраосновных пород. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 1. Изд-во АН СССР, 1962.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7.
- Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.

<sup>1</sup> Как следует из предварительных результатов дальнейших исследований, проведенных в Ловозерском массиве Л. С. Бородиным и Е. Д. Осокиным в 1972 г., в составе дифференцированного комплекса намечаются две генетически различные серии пород. К первой из них («трахитоидной») принадлежат трахитоидные породы различного состава, связанные постепенными переходами и образующие единый магматический ряд от меланократовых люавритов через мезократовые разности к лейкократовым люавритам (трахитоидным фойяитам). Во вторую, более позднюю («массивную») серию, входят массивные (пойкилитовые) породы ряда фойяит — полевошпатовый уртит — уртит. Породы этой серии нередко обнаруживают реакционные (интрузивные) взаимоотношения с люавритами. Таким образом, необходимо различать два типа фойяитов: массивные (собственно фойяиты) и трахитоидные (лейко-люавриты). Только с массивными (пойкилитовыми — по структуре пироксено-нефелиновых агрегатов) фойяитами связаны мощные горизонты уртитов и ювитов. Между массивными фойяитами и трахитоидными лейколюавритами обычны не постепенные переходы, а четкие («теневые») контакты.

- Воробьева О. А. Петрографический очерк Ловозерских тундр. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд-во АН СССР, 1937.
- Герасимовский В. И. Геохимические особенности агпайтовых нефелиновых сиенитов. В кн.: Химия земной коры, т. 1. Изд-во АН СССР, 1963.
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балашов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд-во «Наука», 1966.
- Гладких В. С., Викторова М. Е. Распределение ниобия и тантала в эффузивных породах Кузнецкого Алатау и Маймеча-Котуйской провинции. — Геохимия, 1967, № 3.
- Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В., Стрёмовский А. М., Юрченко В. Ф. Появление щелочно-ультрасновного — щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим массивом. — Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 9.
- Елисеев Н. А., Нефедов Н. К. Лопаритовые месторождения Луявурта. В кн.: Производительные силы Кольского полуострова, 1940, вып. 1.
- Елисеев Н. А., Федоров Э. В. Ловозерский плутон и его месторождения. Материалы лабор. геол. докембрия, вып. 1, 1953.
- Жук-Почекутов К. А., Гладких В. С., Леонтьев Л. Н. Ассоциация щелочных базальтоидов — базальтов Маймеча-Котуйской вулканоплутонической формации (геолого-петрографический очерк). В сб.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Изд-во «Наука», 1965.
- Куплетский Б. М. Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. В кн.: Минералы Хибинских и Ловозерских тундр. Изд-во АН СССР, 1937.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
- Лебединский В. И. Магматические формации Припятско-Днепровско-Донецкого прогиба. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 3.
- Моисеев И. В. К вопросу о процессе формирования Ловозерского щелочного массива. В сб.: Редкие элементы в массивах щелочных пород, вып. 9. Изд-во АН СССР, 1962.
- Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Попов А. С. К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 1.
- Салтыковский А. Я. Новые данные о соотношении калия и рубидия в некоторых континентальных базальтах. — Докл. АН СССР, 1968, № 5, т. 180.
- Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд-во «Мир», 1965.
- Kushiro J., Kuno H. Origin of Primary basalt magmas and classification of Basaltic rocks. — Journ. of Petrology, 1963, v. 4, No 1.
- Macdonald G. A., Katshura T. Chemical composition of Hawaiian lavas. — Journ. of Petrol, 1964, p. 1, v. 5.
- Poldervaart A. Chemical definition of alkali basalts and tholeites. — Bull. Geol. Soc. America, 1964, v. 75, No 3.
- Ramsay W. Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. Fennia 11, No 12, 1894.
- Tatsumoto M., Hedge C. E., Engel A. E. J. Potassium, rubidium, strontium, thorium, uranium, and the ratio of strontium-87 to strontium-86 in oceanic tholeiitic basalt. — Repr. from Science, 1965, v. 150, No 3698.

Л. С. БОРОДИН, В. С. ГЛАДКИХ

## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГРАФИИ И ГЕОХИМИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД КОНТОЗЕРСКОЙ СВИТЫ

Палеозойские вулканические породы известны на Кольском полуострове только в двух районах: в кровле Ловозерского щелочного массива и близ озера Контозеро в первичном залегании совместно с ультраосновными и щелочными породами. Предполагается, что оба района приурочены к единой зоне глубинных разломов значительной протяженности (Волотовская, 1967). Эффузивные породы кровли Ловозерского массива изучались достаточно детально (Герасимовский и др., 1966; Елисеев, Федоров, 1953), в то время как строение контозерской вулканической толщи до последнего времени изучено недостаточно, имеются лишь ограниченные сведения о химическом составе пород, а распределение редких и

малых элементов совсем не изучено. Этим вопросам и посвящена настоящая статья, в которой использованы данные наших полевых исследований 1968 г. Результаты исследований позволяют уточнить состав вулканических толщ, выделить впервые лавы оливиновых и щелочных базальтов, рассмотреть особенности химизма пород и распределения в них редких элементов.

Палеозойские вулканогенно-осадочные породы в районе Контозера распространены на площади около 50 км<sup>2</sup>, выполняя тектоническую депрессию северо-восточного простирания. В настоящее время из-за плохой обнаженности отсутствуют данные для составления полного разреза толщи по естественным обнажениям. Поэтому выводы о ее составе и мощности основываются на материале скважин, пробуренных в северо-восточной части площади развития вулканических пород. Отсутствие реперных горизонтов при чрезвычайно близком петрографическом составе лав, затрудняющем корреляцию отдельных разрезов, явилось причиной различной трактовки строения толщи. Л. А. Кириченко (Кириченко, 1970) и А. С. Попов (Попов, 1967) оценивают мощность толщи в 700—800 м. По мнению Л. А. Кириченко, в составе толщи наряду с вулканогенными большую роль играют нормально осадочные породы, а А. С. Попов выделяет только эффузивные и пирокластические образования. По нашим данным, роль осадочных пород в составе толщи незначительна, и мощность вулканогенных образований, по крайней мере в северо-восточной части, немного превышает 300 м.

Изучение материала керна скважин и отдельных естественных обнажений позволяет выделять среди вулканогенных пород следующие петрографические типы:

- 1) оливин-пироксеновые и щелочные (оливин-пироксен-плагиоклазовые) базальты;
- 2) трахиандезиты и трахиты;
- 3) щелочные базальтоиды: авгититы, лимбургиты (в том числе мелилитсодержащие), оливиновые мелилититы, мелилититы, нефелиновые мелилититы;

Порода	Интервал, м	Порода	Интервал, м
Мелилитовый авгитит	30,4—36,7	Мелилитовый пикритовый порфирит	140—143
Оливиновый мелилитит	39,7—44,1	Туфы щелочных базальтоидов	145—155
Сильно карбонатизированный и цеолитизированный щелочной базальтоид (мелилитит?)	44,1—47,5	Лимбургит	157—159
Оливиновый мелилитит	47,9—57,5	Оливиновый мелилитит	160—161
Миндалекаменный мелилитит сильно карбонатизированный	57,5—61,5	Авгитит	162,2—164,3
Оливиновый мелилитит	61,5—66,5	Сильнокарбонатизированный и цеолитизированный щелочной базальтоид	171,1—173,6
Туфы, туфобрекчии и автобрекчии щелочных базальтоидов	80,2—97,0	Миндалекаменный пикритовый порфирит	180—182,0
Миндалекаменный мелилитит	98,7—105,6	Туфы щелочных базальтоидов с отдельными покровами мелилититов, нефелиновых мелилититов	182,0—225
Туфы щелочных базальтоидов	104—115	Авгитит	228—234
Карбонатизированный миндалекаменный лимбургит	126,6—131,4	Мелилитит	240—242,1
Туфы и туфобрекчии щелочных базальтоидов	131,4—136 0	Авгитит	257—261
		Мелилитит	287—293
		Туфы и туфобрекчии базальтоидов	305—334

4) пикритовые порфиры, анкаратриты, мелилитовые пикритовые порфиры.

Характер взаимоотношений выделенных петрографических разностей может быть проиллюстрирован разрезом скв. 1.

Вулканические породы скважин 2 и 3 относятся преимущественно к лимбургитам и авгититам, и только в подчиненном количестве здесь отмечаются пикритовые порфиры и базальты.

Приводим краткую петрографическую характеристику вулканических пород.

Оливин-пироксеновые базальты представляют собой темно-серые породы с фенокристаллами разложившегося оливина (серпентин, карбонаты, гидроокислы железа) и свежего моноклинного пироксена. Пироксен вкрапленников образует удлиненно-призматические или таблитчатые выделения от 0,3 до 5 мм в длину. Крупные зерна содержат многочисленные включения основной массы. Основная масса сложена лейстами полевого шпата до 0,1 мм в длину, часто цеолитизированного, микролитами пироксена и точечными выделениями рудных минералов, погруженных в бурый мезостази́с. Структура основной массы гемикристаллическая. В породе отмечается небольшое количество миндалин, выполненных цеолитами, хлоритом, карбонатами.

В оливин-пироксен-плагиоклазовых базальтах среди вкрапленников преобладает плагиоклаз (андезин-лабрадор № 48—52), образующий призматические выделения до 1,5 мм в длину. Минерал часто замещается тонкочешуйчатым слюдистым агрегатом, реже преинитом. Основная масса пород имеет пилотакситовую структуру и состоит из лейст полевого шпата (0,01—0,2 мм), микролитов пироксена, рудных минералов, лейкоксена. Интерстиции между минералами и миндалинами выполняются серпентином и карбонатами.

Трахиандезиты и трахиты образуют обломки величиной до 5 см в составе туфов и туфобрекчий смешанного состава (скв. 3). Это лейкократовые породы, основная масса которых состоит из субпараллельных лейст полевого шпата. По минералу интенсивно развиваются пелит, карбонаты, цеолиты. Наблюдаются выделения рудных минералов, представляющих, вероятно, продукты опацизации темноцветных минералов.

Авгититы — массивные или миндалекаменные породы темного цвета. Структура авгититов порфи́ровая, реже афи́ровая. Вкрапленники (20—35%) образованы моноклинным пироксеном и небольшим количеством зерен рудного минерала (магнетит, титаномангнетит) неправильной формы. Тонкокристаллическая основная масса состоит из мелких зерен пироксена, рудных минералов, погруженных в цеолитовый мезостази́с. В миндалинах цеолиты, хлорит, карбонаты, флюорит. Лимбургиты отличаются от авгититов присутствием измененного оливина (5—15%).

Мелилититы имеют микропорфи́ровую структуру. Микровкрапленники образованы коротко призматическими (до 0,6 мм в длину) кристаллами пироксена и рудными минералами. Основная масса состоит из прямоугольных зерен мелилита, замещенного карбонатами и хлоритом, а также пироксена, рудных минералов и цеолитов, развивающихся, вероятно, по нефелину. Встречаются апатит и перовскит. Существенным компонентом основной массы является хлорит-карбонатный мезостази́с. При увеличении содержания псевдоморфозов цеолитов по нефелину породы переходят в нефелиновые мелилититы. В оливиновых мелилититах присутствуют вкрапленники разложившегося оливина (15—25%).

Пикритовые порфиры представляют собой темно-серые, почти черные породы с вкрапленниками оливина (15—20%). Степень

Таблица 1

## Химический состав вулканических пород контозерской свиты

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	43,70	48,30	35,32	35,89	34,90	37,95	30,94	36,06	37,00	38,00
TiO <sub>2</sub>	2,80	2,50	5,00	4,56	5,07	5,28	5,44	4,11	4,05	3,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,47	12,30	11,23	11,55	10,30	15,65	9,28	4,60	3,00	4,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,53	7,62	8,78	8,14	10,68	5,72	11,69	10,63	11,08	12,35
FeO	6,30	5,75	5,33	5,29	4,60	3,75	2,95	7,29	7,87	7,60
MnO	0,24	0,14	0,30	0,36	0,23	0,31	0,23	0,25	0,27	0,26
MgO	8,16	6,00	8,50	7,67	9,27	9,55	9,76	15,80	18,33	12,30
CaO	11,54	8,10	14,36	15,54	14,24	13,99	14,82	16,10	11,55	17,11
Na <sub>2</sub> O	3,21	3,08	2,36	2,68	1,38	2,18	1,39	0,50	0,66	1,13
K <sub>2</sub> O	2,00	2,78	0,63	0,60	1,27	0,25	1,84	0,28	0,13	0,92
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,44	0,64	1,85	0,72	1,38	1,60	0,66	1,08	1,30	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,74	1,60	4,43	4,60	2,69	3,36	2,29	3,43	3,50	0,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,41	0,90	0,80	—	0,23	—	0,20	0,42	0,53
F	0,12	—	Не обн.	Не обн.	—	—	—	Необн.	—	0,14
П.п.п.	0,60	0,46	—	—	—	—	—	—	0,45	0,40
Σ	100,30	99,68	100,33	99,97	99,96	100,33	99,98	100,33	99,61	100,06
O=F <sub>2</sub>	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	0,06
Σ	100,25	—	—	—	—	—	—	—	—	100,00
CO <sub>2</sub>	0,6	0,2	1,34	1,57	3,95	0,51	8,69	—	0,5	0,4

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

S	50,9	57,4	46,6	46,7	45,9	50,2	43,0	41,0	42,6	42,8
a	9,7	11,0	6,4	7,1	5,3	5,5	6,2	1,4	1,5	3,5
c	1,3	2,8	9,3	4,6	4,6	8,3	3,6	2,1	0,9	1,1
b	38,1	28,8	37,7	41,6	44,2	36,0	47,4	55,4	55,0	52,6
c'	28,0	22,4	24,2	36,2	30,4	13,6	33,8	28,7	19,6	31,8
m'	35,5	35,5	40,1	32,6	37,2	56,0	38,1	44,4	51,7	36,5
f'	36,5	42,1	35,7	31,1	32,4	30,4	28,1	27,0	28,7	31,7
n	71,2	62,5	86,6	88,0	62,2	92,2	54,7	72,5	91,7	64,3
f	20,6	22,9	20,9	17,4	21,5	16,9	21,0	14,9	15,7	18,5
t	4,6	3,7	9,7	8,8	9,9	9,4	11,7	7,8	9,4	7,0
a/c	7,5	3,9	0,7	1,5	1,2	0,4	1,7	0,7	1,7	3,2
Q	-19,0	-10,0	-28,9	-25,4	-23,4	-24,2	-29,9	-22,8	-18,7	-22,5

1 — оливин-пироксеновый базальт, обр. М-40, скв. 2, интервал 138—140 м; 2 — щелочной (оливин-пироксен-плагиоклазовый) базальт, обр. М-64, скв. 3, интервал 161—164 м; 3 — нефелиновый мелилитит, обр. М-18, скв. 1, интервал 180—181 м; 4 — то же, обр. М-19, скв. 1, интервал 228—230 м; 5 — мелилитит, обр. М-16, скв. 1, интервал 162,2 м; 6 — то же, обр. М-23, скв. 4, интервал 57—61 м; 7 — оливиновый мелилитит, обр. М-15, скв. 1, интервал 158—160 м; 8 — мелилитовый пикритовый порфирит, обр. М-13, скв. 1, интервал 140—143 м; 9 — пикритовый порфирит, обр. М-47, скв. 2, интервал 130 м; 10 — то же, обр. М-32, северо-западная часть массива, дайка.

изменения оливина различна: от почти свежего минерала до полных псевдоморфоз, сложенных серпентином и рудными минералами. В основной массе зерна серпентинизированного оливина, микролиты пироксена, магнетит, в интерстициях — серпентин-хлоритовый агрегат. Отдельные разновидности пикритовых порфиритов, содержащие редкие псевдоморфозы цеолитов по нефелину, образуют переходный тип к анкаратритам. В пикритовых порфиритах, встречающихся в виде

даек в породах вулканогенной толщи (к западу от озера Контозеро), среди вкрапленников резко преобладает пироксен, а оливин составляет не более 5%. Эти породы могут рассматриваться как эффузивные аналоги оливиновых пироксенитов.

Мелилитовые пикритовые порфириды содержат в основной массе до 7—15% мелилита, замещенного серпентином, хлоритом, гизенгеритом (?).

Химический состав вулканических пород контозерской свиты приведен в табл. 1. Как видно из этой таблицы, бесполовошпатовые щелочные базальтоиды — меланократовые не насыщенные кремнеземом породы ( $Q = -23-29\%$ ). Они бедны щелочами: содержание натрия и калия составляет около 3% ( $a/c$  меньше 2). В составе щелочей натрий преобладает над калием. Пикритовые порфириды (в том числе мелилитовые), также ненасыщенные кремнеземом, голомеланократовые породы. Оливин-пироксеновые и оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты относятся к меланократовым, богатым щелочами ( $a/c = 3,9-7,5\%$ ), не насыщенным или слегка недосыщенным кремнеземом породам. Важно отметить, что первые по нормативному составу принадлежат к базанитам с 7% нефелина и представляют породы переходного состава между щелочными базальтами и бесполовошпатовыми базальтоидами. В щелочных базальтах в небольшом количестве содержится нормативный гиперстен. Общей особенностью химического состава вулканических пород (наряду с отмеченной выше недосыщенностью кремнеземом) является высокое содержание титана: от 2,5—2,8% в базальтах до 5,4% в оливиновых мелилититах. Отношение  $Ti \cdot 100 / Fe^{2+} + Fe^{3+}$  меняется от 17 до 52,8, а  $Fe_2O_3 / FeO$  всегда больше единицы.

Сравнение показывает тождественность химического состава базальтов и щелочных базальтов контозерской и ловозерской свит. Пикритовые порфириды контозерской свиты относительно их аналогов в ловозерской обеднены магнием и щелочами. При сопоставлении химического состава нефелиновых мелилититов контозерской и арыджангской (Маймеча-Котуйская провинция) свит устанавливается, что первые обеднены калием при чрезвычайно близком составе других породобразующих окислов. Это дает основание допустить, что пониженное содержание калия обусловлено выносом этого элемента в процессе послемагматического изменения.

На петрохимической диаграмме вулканические породы контозерской свиты образуют вытянутую по оси  $b$  узкую полосу, в нижней части которой располагаются пикритовые порфириды, а в верхней — щелочные базальты. В связи с отмеченной выше особенностью химизма ультраосновных лав этой свиты — пониженной щелочностью — фигуративные точки их на правой половине диаграммы ложатся левее однотипных пород Ловозера и Маймеча-Котуйской провинции. Бесполовошпатовые щелочные базальтоиды занимают промежуточное положение между лавами ультраосновного и основного составов, попадая в поле однотипных пород Маймеча-Котуйской провинции.

Для вулканических пород контозерской свиты, независимо от петрографического состава, характерны высокие содержания ниобия (табл. 2). При нанесении на диаграмму зависимости  $Nb_2O_5$  от суммы щелочей  $Na + K$  (Бородин, Гладких, 1968) базальты свиты, так же как и однотипные им породы из кровли Левозерского массива, попадают в поле щелочно-базальтовых серий континентов и океанических островов, а бесполовошпатовые щелочные базальтоиды в III поле (в полосу однотипных пород Маймеча-Котуйской провинции).

По содержанию тантала и величине ниобиево-танталового отношения породы свиты не отличаются от их аналогов в ловозерской свите и Маймеча-Котуйской провинции.

Таблица 2

Содержание редких и малых элементов в вулканических породах контозерской свиты

Номер	Порода	Nb	Ta	Nb/ Ta	Zr	Be	Li	Rb	Sc	V	Cr	Ni	K/ Rb
М-40	Оливин-пироксеновый базальт	77	5	19,3	330	3	10	40	19	250	250	120	415
М-64	Оливин-пироксен-плагио- оклазовый базальт	78	5	15,6	310	2	17	60	12	220	80	65	385
М-18	Нефелиновый мелилитит	140	6	23,3	160	2	20	40	4	450	230	50	130
М-19	То же	119	8	15,0	145	2	20	40	4	450	130	30	125
М-16	Мелилитит	112	8	14,0	120	2	30	60	4	420	200	160	175
М-23	Мелилитит	99	7	14,1	107	2	20	10	—	310	160	85	306
М-15	Оливиновый мелилитит	112	6	18,7	135	2	40	50	25	390	310	210	210
	Мелилитовый пикритовый порфирит	63	6	10,5	210	2	20	20	—	350	130	60	115
М-47	Пикритовый порфирит	66	5	9,2	180	2	40	20	36	250	1150	800	54
М-32	То же	84	5	16,8	160	3	12	30	35	370	860	500	253

Содержание циркония существенно увеличивается при переходе от бесполевошпатовых щелочных базальтоидов и ультраосновных лав к оливиновым и щелочным базальтам. На диаграмме  $ZrO_2-Na+K$  (Бородин, Гладких, 1967) породы контозерской вулканической толщи располагаются в пределах поля II — поля океанических щелочно-базальтовых серий и бесполевошпатовых щелочных базальтоидов Маймеча-Котуйской провинции. Равноценные по содержанию Na и K вулканические породы свиты хотя и незначительно, но обеднены цирконием относительно их аналогов из ловозерской свиты.

По содержанию лития, рубидия, ванадия, хрома и никеля однотипные породы контозерской и ловозерской свит весьма близки, так же как и по величине калиево-рубидиевого отношения. Равные содержания хрома и ванадия устанавливаются в породах контозерской свиты и Маймеча-Котуйской провинции (табл. 3).

Пространственная близость и общее сходство вулканических пород контозерской и ловозерской свит позволяют считать их комагматичными образованиями, что уже допускалось ранее (Кириченко, 1970; Попов, 1967). Так, Л. А. Кириченко выделяет в Контозерском районе два цикла вулканической деятельности. Предполагается, что с первым циклом связаны излияния лав ультраосновного и щелочного состава (пикритовые порфириты и щелочные трахиты). Этот цикл параллелизуется по времени с образованием ловозерской свиты. Со вторым циклом связано

Таблица 3

Средние содержания редких и малых элементов в эффузивных породах контозерской (1) и ловозерской (2) свит и Маймеча-Котуйской провинции (3)

Порода	Nb			Zr			V			Cr		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Базальты	77	77	21	330	460	185	250	240	161	250	330	280
Щелочные базальты	78	79	84	310	432	444	220	220	182	80	222	112
Мелилититы (нефелиновые и оливиновые)	117	—	154	133	—	104	407	—	287	175	—	252
Пикритовые порфириты	75	70	105	170	341	111	310	207	322	1005	1170	1190

формирование основных, ультраосновных и щелочно-базальтоидных лав. С этих позиций описанные выше эффузивные породы контозерской свиты представляют верхнюю, а породы ловозерской свиты — нижнюю часть палеозойской вулканической толщи.

#### Сравнение составов вулканических пород контозерской и ловозерской свит

Контозерская	Ловозерская
Пикритовые порфириды	Пикритовые порфириды
Оливин-пироксеновые и оливин-пироксен-плагиоклазовые базальты	Анкарамиты, оливин-пироксеновые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и лейкократовые базальты
Трахиандезиты и трахиты (обломки в туфах и туфобрекчиях)	Трахиандезиты и щелочные трахиты
Авгититы, лимбургиты (в т. ч. мелилитсодержащие), оливиновые мелилититы, мелилититы, нефелиновые мелилититы	Бесполевошпатовые щелочные базальтоиды, авгититы и лимбургиты

Из приведенного выше сравнения видно, что обе свиты однотипны по набору лав ультраосновного, основного и субщелочного — среднего составов. Однако в контозерской свите отмечается большее разнообразие для бесполевошпатовых щелочных базальтоидов, в том числе для мелилитовых или мелилитсодержащих разновидностей, не установленных в ловозерской свите. Кроме того, не одинаковы и количественные соотношения между породами: в ловозерской свите резко преобладают базальты, в контозерской — бесполевошпатовые щелочные базальтоиды.

Важной чертой сопоставляемых пород является их геохимическая близость: повышенное содержание титана, ниобия, циркония, близкие значения ниобий-танталового и калий-рубидиевого отношений. Все это подчеркивает генетическую связь бесполевошпатовых щелочных базальтоидов с породами базальт-трахитового ряда. Геохимически близки и оливин-пироксеновые базальты и щелочные базальтоиды в контозерской свите.

Некоторые петрохимические различия не носят принципиального характера, а связаны, вероятно, с процессами вторичных изменений — в том числе пониженное содержание щелочей в пикритовых порфиридах контозерской свиты по сравнению с теми же породами в ловозерской.

Таким образом, все изложенное подтверждает возможность отнесения палеозойских вулканических пород ловозерской и контозерской свит к единой щелочной оливин-базальтовой формации.

По комплексу входящих в ее состав лав, их петрохимическим и геохимическим особенностям эта формация может быть сопоставлена с вулканической щелочной оливин-базальтовой формацией Маймеча-Котуйской провинции. В качестве аналога ловозерской свиты в указанной провинции можно рассматривать верхние части коготокской и дельканской свит, а контозерской свите соответствуют арыджангская и нижняя часть дельканской свиты.

Интрузивные породы Контозерского массива плохо обнажены и изучены. Одними исследователями они включаются в каледонскую формацию ультраосновных — щелочных пород (Кухаренко и др., 1965), а другими в герцинскую нефелин-сиенитовую (Волотовская, 1967; Герасимовский, 1967). Работы последних лет показывают, что по вещественному составу (перидотиты, пироксениты, мельтейгиты, якупирангиты, нефелиновые и щелочные сиениты), а также по характеру магнитных и гравитационных аномалий Контозерский массив более сопоставим с интрузивами каледонской, нежели герцинской формации.

## Литература

- Волотовская Н. А. Новые данные о закономерностях размещения герцинских щелочных пород в восточной части Балтийского щита. — Докл. АН СССР, 1967, т. 173, № 3.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. К геохимии циркония в дифференцированных щелочно-базальтовых сериях. — Геохимия, 1967, № 10.
- Бородин Л. С., Гладких В. С. Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах. — Геохимия, 1968, № 5.
- Герасимовский В. И. Основные черты геохимии нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1967, № 11.
- Герасимовский В. И., Волков В. П., Козарко Л. Н., Поляков А. И., Сапрыкина Т. В., Балащов Ю. А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд-во «Наука», 1966.
- Елисеев Н. А., Федоров Э. Е. Ловозерский плутон и его месторождения. — Материалы лабор. геологии докембрия, вып. 1, 1953.
- Кириченко Л. А. Контозерская серия каменноугольных пород на Кольском полуострове. Л., Изд-во «Недра», 1970.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г. и др. Каледонский комплекс ультраосновных и щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Изд-во «Недра», 1965.
- Попов А. С. К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 1.

Е. Д. ОСОКИН, Р. П. ТИХОНЕНКОВА, В. Н. БОНДАРЕНКО

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БЕРИЛЛИЯ В МЕТАСОМАТИТАХ И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ ХИБИНСКОГО МАССИВА

Впервые распределение бериллия в главных магматических комплексах пород Хибинского массива было проведено Л. С. Бородиным и Л. Л. Шилиным (Бородин, 1956). Позднее по аналогичным породам были приведены более полные данные В. И. Герасимовским (Герасимовский и др., 1965). Однако метасоматические образования, образующиеся на различных стадиях формирования массива, исследованиями не были затронуты.

Настоящее исследование, посвященное изучению распределения бериллия в породах Хибинского массива, основывается на 200 определениях Be как в магматических нефелиновых сиенитах, так и в метасоматитах и вмещающих породах.

Бериллий определялся количественно-спектральным методом в спектральной лаборатории ИМГРЭ; точность метода  $\pm 15\%$ , чувствительность 0,0001%. Аналитик Р. М. Черногорова.

При обсуждении особенностей распределения бериллия в породах Хибинского массива нами за основу берется возрастная схема и генетические взгляды И. П. Тихоненкова (Тихоненков, 1963). Выявленные на этой основе особенности распределения бериллия в процессе формирования массива не противоречат установленным общим закономерностям поведения бериллия в природных процессах.

Хибинский массив слагается различными разновидностями нефелиновых сиенитов магматического генезиса (ряд хибинит — фойяит). От периферии массива к центру массивные грубозернистые хибиниты через трахитоидные разности постепенно сменяются разнозернистыми нефелиновыми сиенитами хибинито- и фойяито-подобного типа и затем фойяитами. В средней кольцевой зоне массива нефелиновые сиениты ряда хибинит — фойяит разделены более молодым комплексом пород метасоматического генезиса: пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами (рисчорритами) и породами ийолит-уртитового ряда, образующимися за счет замещения хибинитов, фойяитов и пород кровли.

Породы, вмещающие Хибинский массив, относятся к архейскому комплексу гранитогнейсов, гнейсов, амфиболитов и мигматитов и протерозойской имандра-варзугской серии (зеленокаменные основные эффузивы, их туфы и эффузивно-осадочные образования).

На контакте с хибинитами вмещающие породы подвергаются высокотемпературному щелочно-метасоматическому изменению — фенитизации (Тихоненкова, 1967), протекающему до кристаллизации пород ряда хибинит-фойяит.

В результате фенитизации гнейсо-мигматитовых пород и эффузивно-осадочных зеленокаменных толщ образуется комплекс щелочных метасоматитов — фенитов, непрерывным кольцом окружающих Хибинский массив. По своему составу фениты соответствуют породам ряда лейкократовый щелочной сиенит — нефелинсодержащий сиенит и мелано-мезократовых пород ряда мельтейгит—ийолит—малиньит—нефелиновый сиенит.

Фениты постепенными переходами связаны с вмещающими породами и замещаются грубозернистыми хибинитами внешних зон массива. В строении фенитового ореола отмечается зональное строение, отражающее интенсивность нарастания процесса щелочного метасоматоза в направлении от вмещающих толщ к магматическим породам массива.

Вмещающие гнейсы, гнейсограниты и мигматиты по направлению к массиву сменяются вначале олигоклазовыми фенитами с биотитом, со слабо подщелоченными пироксеном и амфиболом, а затем полевошпатовыми (пертитовыми) — амфиболовыми и нефелин-пироксен-полевошпатовыми (ортоклазовыми) фенитами.

В процессе щелочного метасоматоза зеленокаменных толщ имандра-варзугской серии образуются тонкополосчатые, меланократовые мигматитоподобные фениты состава мельтейгит-шонкинит-малиньитов, которые по направлению к массиву замещаются тонко-, мелкозернистыми баркевикит-биотит-полевошпатовыми и трахитоидными амфибол- и пироксен-нефелин-полевошпатовыми фенитами.

Фениты в зоне перехода к магматическим породам инъецированы прожилками и отдельными зернами полевого шпата и нефелина хибинитов, чередуются с хибинитовыми прослоями и пересекаются ими. Это наиболее ранние высокотемпературные щелочные метасоматиты Хибинского массива, на составе которых отразилось влияние различных типов вмещающих пород. В связи с этим, как будет показано ниже, в фенитах, образующихся по гнейсовому и зеленокаменному комплексам вмещающих толщ, отмечается различное содержание бериллия.

После формирования фенитов и пород ряда хибинит — фойяит на послемагматической стадии в ряде мест контакта и в средней кольцевой зоне массива образуются более молодые комплексы метасоматических пород: пойкилитовых нефелиновых сиенитов (рисчорритов), ийолит-уртитов, различных микроклинизированных и альбитизированных разностей пород и альбититов. Образование метасоматитов: фенитов, рисчорритов, микроклинитов, альбититов проходит под действием растворов с резко различным режимом кислотности-щелочности (Тихоненкова, Осокин, 1963), что нашло отражение и в особенностях распределения в них бериллия.

Изучение распределения бериллия в метасоматитах и породах Хибинского массива проведено на основе массового опробования. Пробы отбирались по разрезам, составленным вкрест простирания основных комплексов пород, между разрезами, по простиранию комплексов. Сбор проб проводился по методике, разработанной в лаборатории акцессорных минералов ИМГРЭ; вес пробы 5—6 кг, отбирались только свежие, невыветрелые породы. Сбор пробы проводился с площади не менее 250—300 м<sup>2</sup>.

Всего было взято более 120 проб. Из наиболее представительных 80 проб составлены средние пробы по комплексам и средняя проба Хибинского массива. В средние пробы главнейших комплексов не вошли апатит-нефелиновые руды, жильные породы и послемагматические сиениты (микроклиниты, альбититы). Количество проб, представляющее каждый комплекс, определялось площадью распространения комплекса в массиве.

Содержание бериллия в магматических породах СССР (Беус, 1956) характеризуется закономерным увеличением Be от  $0,2-0,4 \cdot 10^{-4}$  в ультраосновных и основных,  $1,8 \cdot 10^{-4}\%$  в средних, до  $5 \cdot 10^{-4}\%$  в кислых породах.

Выше содержания Be в массивах нефелиновых сиенитов ( $7 \cdot 10^{-4}\%$ , среднее по 6 щелочным массивам). По данным Л. Л. Шилина и Л. П. Царевой, содержание Be в магматических комплексах Ловозерского массива меняется от  $10-11 \cdot 10^{-4}$  в уртитах и луявритах до  $14 \cdot 10^{-4}\%$  в фойяитах и ийолит-уртитах, достигая максимальных значений ( $19 \cdot 10^{-4}\%$ ) в пойкилитовых нефелиновых сиенитах. Среднее содержание бериллия в массиве почти соответствует более поздним данным В. И. Герасимовского и др. (1965), вычисленным с учетом объема отдельных интрузивных фаз ( $9,2 \cdot 10^{-4}\%$ ).

Содержание Be в различных комплексах Хибинского массива, по данным Л. С. Бородина (1956), Л. Л. Шилина, Л. П. Царевой (1957) и авторов, почти идентично и находится в пределах от  $5,46 \cdot 10^{-4}$  до  $6,12 \cdot 10^{-4}\%$ .

Пересчеты доли содержания бериллия каждого комплекса относительно среднего содержания в массиве (согласно площади распространения) также близки между собой. За кларковое содержание бериллия в Хибинском массиве можно принять среднеарифметическое значение, по различным комплексам, которое равно  $5,79 \cdot 10^{-4}\%$  Be, что почти совпадает с данными В. И. Герасимовского и др. (1965).

Геохимическая судьба бериллия в магматическом процессе образования пород предопределяется ярко выраженными амфотерными свойствами, сближающими его с алюминием. Как известно, бериллий в природных процессах образует тетраэдры  $(\text{BeO}_4)^{6-}$ , структурно аналогичные комплексам  $(\text{AlO}_4)^{5-}$ . Близость параметров этих комплексов создает возможность широкого изоморфного захвата бериллия щелочными алюмосиликатами (полевыми шпатами, нефелином и т. д.) с компенсацией валентности свободными катионами по схеме  $\text{NaAlSiO}_4 \leftarrow \text{CaBeSiO}_4$  (Щербина и др., 1963). Кроме того, значительная часть Be сосредоточена в щелочных темноцветных минералах (табл. 1). При этом, в отличие от гранитов, где создаются условия обогащения Be поздних магматических фаз в связи с ранней кристаллизацией высоковалентных катионов, в нефелиновых сиенитах основная масса Be рассеивается в решетках породообразующих силикатов уже на ранних стадиях и поздние образования магматических пород щелочных комплексов обедняются им. Это хорошо видно при рассмотрении распределения Be по основным магматическим комплексам Хибинского массива, отвечающим последовательности кристаллизации нефелин-сиенитовой магмы от периферии к центру массива (табл. 2). Обогащены бериллием ( $7 \cdot 10^{-4}\%$ ) ранние продукты кристаллизации магмы — хибиниты, обеднены ( $5 \cdot 10^{-4}$ ) наиболее поздние фойяиты, а среднезернистые нефелиновые сиениты, породы переходные между ними, характеризуются средними содержаниями Be ( $6 \cdot 10^{-4}\%$ ). К аналогичному выводу относительно распределения бериллия в Хибинском массиве пришел В. И. Герасимовский (Герасимовский и др., 1965).

Таким образом, при магматической кристаллизации нефелиновых сиенитов бериллий, несмотря на повышенные содержания в магме, не

Таблица I

Содержание бериллия в минералах щелочных пород ( $\text{Be} \cdot 10^{-4} \%$ )

Минерал	Порода	Число проб	Содержание $\text{Be}, \text{п.} \cdot 10^{-4} \%$	Исследователь
1	2	3	4	5
Пироксены	Ультраосновные, щелочные метасоматиты	136	16	А. А. Кухаренко, Я. М. Кравцов (1960)
»	Нефелиновые пегматиты	14	18	» »
»	Фениты	5	20	» »
Эгирин	Нефелиновые сиениты	2	273	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
»	То же	2	11	» »
»	Фениты, микроклиниты	2	26	Р. П. Тихоненкова, И. П. Тихоненков (1962); Е. М. Еськова, А. Г. Жабин, Г. Н. Мухитдинов (1964 г.)
Эгирин-авгит	Нефелиновые сиениты	1	13	Е. М. Еськова, А. Г. Жабин, Г. Н. Мухитдинов (1964 г.)
Роговая обманка	Пироксениты, мельтейгиты	16	16	А. А. Кухаренко, Я. М. Кравцов (1960)
То же	Нефелиновые пегматиты	7	14	» »
» »	Нефелиновые сиениты	1	50	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Эккерманит	Щелочные пегматиты	2	65	А. Ф. Ефимов (1963 г.)
Арфведсонит	Микроклиниты	3	13	Р. П. Тихоненкова, И. П. Тихоненков, (1962)
Лампрофиллит	Щелочные пегматиты	1	15	А. Ф. Ефимов (1963 г.)
Биотит, флогопит	Ультраосновные щелочные породы	67	5	А. А. Кухаренко, Я. М. Кравцов (1960)
Биотит	Нефелиновые сиениты	1	4	Авторы
Лепидомелан	То же	2	27	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Мусковит	» »	1	4	Е. М. Еськова, А. Г. Жабин, Г. Н. Мухитдинов (1964 г.)
Либенерит	» »	1	5	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Рамзаит	Щелочные пегматиты	1	6	А. Ф. Ефимов (1963 г.)
»	То же	5	8	Р. П. Тихоненкова, И. П. Тихоненков (1962)
Микроклин	» »	2	43	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Калиевый полевой шпат	Фениты, нефелиновые сиениты	7	6	Авторы
То же	Нефелиновые сиениты	2	26	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Альбит	Щелочные пегматиты	2	21	А. Ф. Ефимов (1963 г.)
»	Апофенитовые альбититы	4	15	Авторы
»	Гранитные пегматиты	30	18	А. А. Беус (1956)
Нефелин	Пегматитовые нефелиновые сиениты	1	30	Авторы
Анальцим	Нефелиновые сиениты	1	32	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Томпсонит	Щелочные пегматиты	1	159	А. Ф. Ефимов (1963 г.)
Натролит	Нефелиновые сиениты	2	358	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
»	Пегматитовые нефелиновые сиениты	1	60	Авторы

Таблица 1 (окончание)

Минерал	Порода	Число проб	Содержание Be, п. 10 <sup>-4</sup> %	Исследователь
Натролит	Щелочные пегматиты	1	129	А. Ф. Ефимов (1963 г.)
»	Нефелиновые сиениты	1	7,4	Е. М. Еськова, А. Г. Жабин, Г. Н. Мухитдинов (1964 г.)
Канкринит	То же	1	100	То же
Шпреуштейн	» »	1	41	«
Содалит	» »	1	1,4	«
Апатит	» »	1	5	Л. Л. Шилин, Л. П. Царева (1957 г.)
Нептунит	Щелочные пегматиты	1	16	А. Ф. Ефимов (1963 г.)

образует собственно бериллиевой минерализации, а полностью рассеивается в структурах породообразующих минералов, что определяется значительными содержаниями ряда высоковалентных катионов (Ti, Zr, TR, Nb) и высокощелочным характером среды, от которой зависит присутствие комплекса  $(\text{BeO}_4)^{6-}$  (Беус, 1960).

Материалов по распределению бериллия в метасоматических породах, связанных с массивами нефелиновых сиенитов, еще очень мало. По данным И. П. Тихоненкова (Тихоненков, 1962), отмечаются повышенные содержания бериллия в фенитах (до  $24 \cdot 10^{-4}\%$ ) от отношению к вмещающим породам и магматическим нефелиновым сиенитам.

Минимальное содержание бериллия в неизмененных вмещающих породах (табл. 2) отмечается в диабазах и сланцах свиты имандра-варзуга ( $1 \cdot 10^{-4}\%$ ), причем большая часть (из 42) определений ниже чувствительности метода. Несколько выше содержание бериллия в породах гранитогнейсового комплекса.

Бериллий очень подвижен в метасоматических процессах, и при фенитизации вмещающих пород наблюдается отчетливое увеличение содержания Be в фенитах и в эндоконтактовых нефелиновых сиенитах.

Содержаниями, на порядок выше по сравнению с первичными породами, характеризуются эпоэффузивные фениты, развивающиеся по породам свиты имандра — варзуга ( $10,7 \cdot 10^{-4}\%$  Be). Несколько меньшее увеличение содержания бериллия отмечается в апогранитогнейсовых фенитах ( $5,5 \cdot 10^{-4}\%$ ).

Таким образом, в целом при фенитизации наблюдается увеличение содержаний Be в 2—10 раз по сравнению с вмещающими породами. Фактором, определяющим максимальные содержания бериллия в фенитах, является интенсивность метасоматических процессов. Однако даже при значительном увеличении бериллия, в фенитах не наблюдается возникновения бериллиевых минералов. Как и в магматических нефелиновых сиенитах, бериллий рассеивается в решетках породообразующих минералов, причем вновь образованные минералы содержат большее количество бериллия.

Возрастание бериллия в фенитах находится в связи с увеличением содержаний Zr, Nb, TR и других редких элементов. А. А. Кухаренко и Я. М. Кравцов (1960) предполагают наличие гетеровалентного изоморфизма в темноцветных минералах с замещением магния цирконием с одновременной заменой части Si на Be в кремнекислородных цепочках структуры пироксена по схеме  $\text{Mg}^{+2} (\text{Si}^{+4}) \leftarrow \text{Zr}^{+4} (\text{Be}^{+2})$ . Компенсация валентности может осуществляться также при замещении магния  $\text{TR}^{+3}$ ,  $\text{Fe}^{+3}$  и т. д.

Таблица 2

Содержание бериллия в фенитах, послемагматических метасоматитах, вмещающих и магматических породах Хибинского массива

	Вмещающие породы	Породы	Число проанализированных проб	Содержание бериллия, $n \cdot 10^{-4}\%$			
				минимальное	максимальное	среднее	
						арифметическое	с учетом площади распространения
	Вмещающие породы	Породы гранитогнейсового ряда	18	1	11	3,7	—
		Основные породы в гнейсах	18	1	11	3,5	—
		Основные эффузивы, зеленокаменные породы свиты имандра-варзуга	42	1	8	1	—
Фениты	Апогранито-гнейсовые	Полевошпатовые	26	1	30	6,1	—
		Нефелин-полевошпатовые	8	2	7	3,7	—
	Апоэффузивные	Полевошпатовые и полевошпат-нефелиновые	51	1	40	10,7	—
Магматические породы		Хибиниты	16	1	10	5,4	7,0
		Нефелиновые сиениты	11	5	7	5,7	6,0
		Фойяиты	4	4	7	5,8	5,0
		Тингуаиты	3	5	15	10	
Послемагматические метасоматиты	Апонефелинсиенитовые	Рисчорриты	10	3	6	4,2	4,0
		Ийолит-уртиты	5	4	46	20	5,0
		Карбонатизированные нефелиновые сиениты, олигоклазиты	4	8	11	10	
		Микроклиниты	9	1	44	11	
		Альбититы	18	1	58	11,3	
	Апофенитовые	Карбонатизированные фениты	1		100*		
		Альбититы	39	2	100*	16,5	

\* В единичных пробах.

При наложении на фениты и нефелиновые сиениты процессов послемагматического метасоматоза содержание бериллия в метасоматитах продолжает увеличиваться в соответствии с интенсивностью переработки первичных пород. Широкое площадное развитие процессов не приводит к обогащению метасоматитов бериллием.

При развитии послемагматической сиенитизации по магматическим нефелиновым сиенитам содержание бериллия последовательно увеличивается от карбонатизированных нефелиновых сиенитов и олигоклазитов ( $10 \cdot 10^{-4}\%$  Be) к микроклинитам ( $11 \cdot 10^{-4}\%$  Be) и альбититам ( $11,3 \cdot 10^{-4}\%$  Be). Наибольшее содержание бериллия характерно для апофенитовых послемагматических сиенитов. В альбитизированных фенитах и апофенитовых альбититах содержание Be достигает максимальных значений при среднем содержании (по 39 определениям) в  $16,2 \cdot 10^{-4}\%$  Be (см. табл. 2).

Такие содержания бериллия в апофенитовых метасоматитах могут уже обусловить образование бериллиевой минерализации, но, по-видимому, в силу мелкокристалличности пород бериллиевые минералы в метасоматитах этого типа еще не обнаружены.

Увеличение содержания бериллия в послемагматических метасоматитах происходит не в результате дифференцированного обогащения конечных растворов, а обусловлено воздействием их на породы с повышенным содержанием бериллия, извлечением его из породообразующих минералов и переводом Be в раствор в виде комплексных соединений (фтор-бериллатов и карбонат-бериллатов щелочей).

Как известно, метасоматические процессы, вызывающие послемагматическую сиенитизацию, обладают явно кислотным характером и содержат значительные количества F, Cl, CO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub> и т. д., способствующих выщелачиванию Be из породообразующих минералов и переносу его в виде фтор-, хлор- и карбонат-бериллатов.

Действительно, сравнение содержаний Be в породообразующих минералах фенитов, нефелиновых сиенитов и послемагматических метасоматитов (табл. 3) свидетельствует об уменьшении изоморфно рассеянного бериллия в последних.

Т а б л и ц а 3

Бериллий в породообразующих минералах разных типов щелочных пород  
Пределы содержания Be,  $n \cdot 10^{-4}\%$

Минералы	Фениты	Нефелино- вые сиениты	Пегматиты	Микро- клины, олигокла- зиты	Альбиты	Поздние метасома- титы
Эгирин	17	8—497	12—360	36	4—6	—
Биотит	Не обн.	5—50	—	Не обн.	—	—
Нефелин	То же	30	10—30	8	11	—
Микроклин	—	10—75	До 230	3—5	3	—
Альбит	—	—	17—25	—	2—6	—
Натролит	—	—	—	—	—	60—497
Канкринит	—	—	—	—	—	100
Анальцим	—	—	—	—	—	32

При послемагматическом метасоматозе минералы с более высокими содержаниями Be замещаются минералами с низкими содержаниями. Так, при микроклинитизации пироксены и амфиболы замещаются биотитом, изоморфная емкость которого для бериллия намного ниже, нефелин замещается полевыми шпатами и т. д. Вновь образованные минералы в свою очередь замещаются альбитом при альбитизации, причем в мономинеральных альбититах содержание бериллия в альбите минимально ( $3—5 \cdot 10^{-4}\%$ ).

Таблица 4

## Результаты проверки гипотез о соответствии нормальной и логнормальной модели

Наименование комплекса	Число наблюдений	Нормальная модель				
		$\bar{x}$	$S^2$	$S$	$\gamma_3/\sigma\gamma_3$	$\gamma_4/\sigma\gamma_4$
Вмещающие породы гранитогнейсового ряда	33	4,0	8,72	2,95	2,5	0,5
Вмещающие породы свиты имандра-варзуга	33	1,8	3,38	1,84	5,51	
Фениты имандра-варзуга	47	10,0	96,56	9,82	4,06	1,52
Фениты апогранитогнейсовые, полевошпатовые и нефелинполевошпатовые	32	6,0	49,64	7,04	5,36	5,36
Магматические породы	35	6,0	5,12	2,26	1,62	0,25
Рисчорриты, ийолит-уртиты	22	13,3	166,5	12,9	2,10	0,10
Карбонатизированные фениты, олигоклазиты, микроклиниты, альбититы	30	11,0	184,31	13,57	4,56	3,90
Альбититы по фенитам	39	16,2			3	3

Примечания. 1. Содержание Be дано в  $n \cdot 10^{-4}\%$ . 2. Приняты следующие обозначения:  $\bar{x}$  — среднее арифметическое содержаний,  $\lg \bar{x}$  — среднее арифметическое логарифмов содержаний,  $S^2$  — дисперсия содержаний или логарифмов содержаний,  $S$  — среднее квадратичное отклонение

Вместе с тем повышенные содержания бериллия в альбититах говорят о возможности образования в этих породах собственно бериллиевых минералов.

Экспериментально доказано (Соболев, Новоселова, 1959), что бериллий, извлекаемый из твердой фазы с фтором и  $\text{CO}_2$ , образует легкоподвижные комплексные соединения, устойчивые в надкритических и гидротермальных растворах с широким диапазоном температур и давлений.

Однако образование бериллиевой минерализации определяется возможностью распада фтор- и карбонат-бериллатов в сравнительно узкий промежуток времени. Очевидно, что подобные явления могут иметь место при смене физико-химических условий в растворе. Метасоматические процессы, вызывающие послемагматическую сиенитизацию нефелиновых пород, идут в обстановке последовательного увеличения кислотности (олигоклазиты  $\rightarrow$  микроклиниты  $\rightarrow$  альбититы  $\rightarrow$  окварцованные альбититы) и сменяются стадией щелочного метасоматоза, обуславливающей образование поздних карбонат-силикатных (анальцимовых, анальцим-карбонатных, карбонат-цеолитных) жил (Тихоненкова, Осокин, 1963). По-видимому, при смене кислотной стадии поздней щелочной и создаются наиболее благоприятные условия для разрушения подвижных комплексных соединений бериллия, и он выделяется в виде эпидидимита и эвидидимита, бериллита, бертрандита, лейкофана и т. п. в тесной ассоциации с флюоритом либо кальцитом.

Немаловажную роль в образовании бериллиевых минералов играет содержание в растворах железа, магния, бария и особенно кальция, которые нередко ведут себя вполне подвижно на всем протяжении послемагматической сиенитизации. При определенных значениях кислотности — щелочности растворов химическая активность этих элементов возрастает и они способствуют разрушению фтор-бериллатов и карбонат-бериллатов, связывая фтор и углекислоту в форме флюорита и кальцита. Процесс образования бериллиевых минералов растягивается во времени, причем более легко разрушаются фтор-бериллаты (флюорит обилен уже в альбититах), труднее — карбонат-бериллаты (основная масса кальцита выделяется в поздних щелочных метасоматитах). При этом бериллий осаждается не полностью, часть его продолжает оставаться в виде устойчивых и в этих условиях комплексных соединений (сту-

эмпирическому распределению содержания Be в различных комплексах

распределения	Логнормальная модель распределения					результат проверки
	результат проверки	$lq \bar{x}$	$S^2$	$S$	$\gamma_3/\sigma\gamma_3$	
Гипотеза отвергается	0,490	0,116	0,341	0,3	1,2	Гипотеза не отвергается
То же	0,147	0,080	0,283	3,8		Гипотеза отвергается
» »	0,833	0,181	0,425	0,36	0,97	Гипотеза не отвергается
» »	0,597	0,121	0,348	2,12	0,8	Гипотеза отвергается
Гипотеза не отвергается	0,718	0,048	0,219	3,21	2,23	То же
Гипотеза отвергается	0,926	0,188	0,434	0,1	0,9	Гипотеза не отвергается
То же	0,819	0,220	0,469	0,16	0,74	То же
» »	1,034	0,161	0,401	0,5	0,74	» »

содержаний или логарифмов содержаний,  $\gamma_3$  — оценка коэффициента асимметрии,  $\gamma_4$  — оценка коэффициента эксцесса,  $\sigma\gamma_3$  — стандартное отклонение коэффициента асимметрии и  $\sigma\gamma_4$  — стандартное отклонение коэффициента эксцесса.

пенчатая диссоциация комплексов), обуславливая значительные содержания в более поздних цеолитных жилах. Однако образование бериллиевых минералов в них не происходит, так как бериллий полностью рассеивается в структурах цеолитов, достигая максимальных значений относительно всех породообразующих минералов (до  $400 \cdot 10^{-4}\%$  Be).

Таким образом, роль метасоматических процессов для концентрации бериллия в массивах нефелиновых сиенитов весьма существенна. Уже метасоматиты стадии магматического замещения (фениты) характеризуются повышенными содержаниями бериллия сравнительно с нефелиновыми сиенитами. При наложении на фениты и сиениты послемагматических процессов происходит вынос бериллия из большого объема пород и переотложение его в узких зонах развития мономинеральных метасоматитов (в частности альбититов). В ряде случаев содержания бериллия могут достигать несколько больших концентраций. На одном из массивов Сибири при альбитизации нефелинизированных сиенитов возникли альбит-флюоритовые породы, содержащие акцессорный лейкофан.

Статистическая обработка данных о содержании Be в различных генетических типах пород подтверждает геохимические выводы и позволяет сделать ряд интересных заключений о геохимическом смысле законов распределения содержаний бериллия в породах.

Проверка гипотез о соответствии нормальной и логнормальной моделей распределения эмпирических данных производилась для 8 комплексов (табл. 4) по асимметрии и эксцессу. Этот способ проверки основан на известном положении, что отношения оценок коэффициентов асимметрии и эксцесса к их средним квадратичным отклонениям распределены нормально со средним 0 и дисперсией 1 при условии, что гипотеза о соответствии проверяемой модели распределения эмпирическим данным верна.

Гипотеза о соответствии отвергается, если упомянутые выше отношения превышают 1,96 для 5% уровня значимости или 3,0 для 1% уровня значимости. Результаты проверки гипотез сведены в табл. 4. При оценке результатов проверки гипотез нами в качестве уровня значимости принимался 5%-ный уровень, поскольку для нас более важной в данном случае является ошибка, заключающаяся в принятии неверной гипотезы, которая значительно возрастает при 1%-ном уровне значимости.

Очевидно, что для рассматриваемых комплексов наиболее распространенным распределением следует считать логнормальное распределение. Гипотеза о соответствии логнормальной модели эмпирическим данным отвергается лишь в трех случаях. Следует сразу оговориться, что во вмещающих породах свиты имандра — варзуга основная масса содержаний  $Be$  находится вне пределов чувствительности метода, т. е. эмпирическое распределение является искусственно усеченным и не может использоваться для каких-либо генетических построений. Для апогнейсовых фенитов гипотеза отвергается для 5% уровня значимости, но не отвергается для 1% уровня. Поскольку нормальная модель для них неприемлема, в этом случае в качестве модели может быть принято логнормальное распределение. Таким образом, лишь в одном случае гипотеза о соответствии логнормальной модели эмпирическим данным отвергается вследствие генетических особенностей распределения  $Be$  в магматических породах, которое может быть описано с помощью нормальной модели распределения.

Какой же генетический смысл можно вложить в нормальный или логнормальный характер распределения? Известно, что для нормальной модели распределения характерна симметричность отклонений от центра распределения, который, кроме того, отвечает наиболее часто встречаемому значению. Нормальное распределение часто возникает при суммарном действии нескольких факторов.

Для логнормального распределения характерно асимметричное расположение значений вокруг центра распределения, причем наиболее часты меньшие значения. Причиной возникновения логнормального распределения является пропорциональность приращений уже достигнутому к данному моменту уровню.

Для аналогичного случая Д. А. Родионов выдвинул предположение, что распределение элемента в природе соответствует логнормальной модели, если он содержится преимущественно в одном минерале и в незначительных количествах — в остальных. Нормальное распределение, по его мнению, соответствует случаю, когда элемент почти равномерно распределен между тремя или более минералами. Подобное объяснение неприемлемо в рассматриваемом случае, поскольку геохимически установленный факт о рассеянии  $Be$  в решетках минералов в фенитах соответствует логнормальному распределению  $Be$  в последних.

Возникновение нормального распределения в магматических породах, по всей вероятности, обязано характеру формирования пород, которое обусловило одинаково частые обогащенные и обедненные  $Be$  участки при наиболее распространенном содержании его, близком к среднему содержанию для этого комплекса.

Метасоматическая переработка материала не могла иметь одинаковую интенсивность во всей перерабатываемой массе. Неравномерность метасоматоза и обусловила, по нашему мнению, возникновение в основном обогащенных участков, создающих положительную асимметрию распределения  $Be$ , характерную для логнормальной модели.

В подтверждение этого предположения можно привести следующий пример. При близком количестве наблюдений магматические породы и апогранитогнейсовые фениты имеют разные средние арифметические (6,0), но резко отличающиеся дисперсии — 5,12 и 49,64 соответственно. Естественно, что большую дисперсию  $Be$  в фенитах вполне возможно объяснить появлением более обогащенных  $Be$  участков при фенитизации, хотя преобладания  $Be$  в фенитах по сравнению с нефелиновыми сиенитами, судя по величине среднеарифметического, могло и не быть.

Возникновение логнормального распределения  $Be$  во всех вмещающих породах может быть, вероятно, объяснено причиной, указанной

Д. А. Родионовым. Как было указано ранее, из обсуждения исключаются вмещающие породы свиты имандра — варзуга.

По величине среднего и дисперсии содержания Ве в породах все комплексы грубо делятся на три группы.

Вмещающие породы обладают резко различными, но чаще малыми средними содержаниями Ве.

Вторая группа достаточно искусственная. Это фениты апогранито-нейсовые и магматические породы, которые обладают близкими средними.

И, наконец, третья группа — это комплексы с повышенным средним содержанием Ве. Сюда относятся: фениты по породам свиты имандра — варзуга, ричесорриты, ийолит-уртиты, карбонатизированные сиениты, а также апофенитовые альбититы. Проверенная с помощью критерия Стьюдента (поскольку дисперсии их равны) гипотеза о равенстве средних позволяет считать средние содержания Ве в этих породах одинаковыми.

Однако характер кривой распределения содержаний Ве, который достаточно чувствителен к формированию породы, позволяет разбить эту группу по особенностям распределения, отвечающим генетической природе комплексов. Вычисление вероятности появления содержаний Ве, больших 0,01%, показало, что наименьшей в этой группе вероятностью (0,0031) обладают фениты по породам свиты имандра — варзуга, и наибольшей — альбититы по фенитам (0,0099 или 0,99%). Для ричесорритов, ийолит-уртитов, а также для карбонатизированных фенитов эта вероятность равна 0,0062.

Таким образом, возможность появления повышенных содержаний Ве наиболее вероятна в комплексах карбонатизированных фенитов и особенно альбититов по фенитам.

Результаты статистической обработки данных и изучение геохимического поведения Ве в процессах фенитизации, карбонатизации, альбитизации и т. п. позволяют сделать вывод, что для образования повышенных концентраций бериллия благоприятны зоны послемагматического изменения контактных пород щелочных массивов (фенитов и эндоконтактных нефелиновых сиенитов).

Представляется необходимым дальнейшее изучение физико-химических условий концентрации бериллия в метасоматических процессах, связанных с массивами нефелиновых сиенитов. Действительно, кларковые содержания Ве в нефелиновых сиенитах превышают кларки бериллия в гранитах, с которыми связаны практически все бериллиевые месторождения, поэтому естественно предполагать возможность образования концентраций Ве и в связи с массивами нефелиновых сиенитов, тем более что примеры подобных месторождений в мировой практике имеются.

## Литература

Беус А. А. Геохимия бериллия. — Геохимия, 1956, № 5.

Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.

Бородин Л. С. О распространении бериллия в Хибинском щелочном массиве и о кларке бериллия в нефелиновых сиенитах. — Докл. АН СССР, 1956, т. 109, № 4.

Герасимовский В. И., Павленко Л. И., Несмеянова Л. И. К геохимии бериллия в нефелиновых сиенитах. — Геохимия, 1965, № 5.

Елисеев Н. А., Ожинский И. С., Володин Е. Н. Геологическая карта Хибинского массива. — Труды Ленгеолуправления, 1939, вып. 19.

Кухаренко А. А., Кравцов Я. М. К геохимии циркония и бериллия в ультраосновных щелочных породах. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4.

Соболев Б. П., Новоселова А. В. О роли фтористых соединений в переносе бериллия и образовании фенакита. — Геохимия, 1959, № 1.

- Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Закономерности распределения редких элементов в контактных породах Ловозерского массива. — Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1962, вып. 9.
- Тихоненкова Р. П., Осокин Е. Д. Главнейшие формации метасоматитов массивов нефелиновых сиенитов. Тезисы конференции. Ленинград, 1963.
- Тихоненкова Р. П. Фениты Хибинского массива. В сб.: «Редкометалльные щелочные метасоматиты». Изд-во «Наука», 1967.
- Тихоненков И. П. Нефелиновые сиениты и пегматиты Хибинского массива и роль послемагматических процессов в их формировании. — Изв. АН СССР, 1963, вып. 00.
- Щербина В. В., Игнатьева Л. И., Карманова И. Г., Федорова М. В., Твердохлебова К. А. Факторы, влияющие на эндогенное распределение и концентрацию бериллия и лития. — Минеральное сырье, 1963, вып. 7.

Ю. Л. КАПУСТИН

## АКЦЕССОРНАЯ БЕРИЛЛИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ ТУВЫ

Повышенные содержания Ве обычны для щелочных пород. Кларк Ве в этих породах  $5,8 \cdot 10^{-4}$  близок к кларку его в гранитоидах ( $5 \cdot 10^{-4}$ ) и превышает его общий кларк  $3,8 \cdot 10^{-4}$  (Беус, 1960).

Бериллиевая минерализация известна в массивах нефелиновых сиенитов Норвегии (Brögger, 1890), Гренландии (Böggild, 1903; Semenov, 1966), Кольского полуострова (Власов и др., 1959), Северного Прибайкалья (Портнов, 1964), в щелочных гранитах Украины (Гурвич и др., 1963) и Кольского полуострова (Бельков, 1962). Для каждой из групп пород характерны бериллиевые минералы определенного состава. Для нефелиновых сиенитов и их дериватов характерна группа специфических минералов (преимущественно щелочных силикатов Ве), которые в других комплексах пород редки или совсем отсутствуют. Щелочные массивы Тувы не являются исключением в этом отношении. О содержании в них Ве до сих пор указаний не существовало, но нами установлено присутствие его в щелочных породах и их минералах, а также обнаружены собственные акцессорные минералы Ве, встречающиеся в различных генетических образованиях.

### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ТУВЫ

Щелочной магматизм проявлен исключительно в восточной части Тувы, сложенной терригенно-карбонатной метаморфической толщей и представляющей собой область завершенной складчатости рифейского возраста. Докембрийские породы на этой территории раздроблены многочисленными системами тектонических зон палеозойского возраста (Кузнецов, 1962; Ильин, Кудрявцев, 1960) и прорваны многофазными палеозойскими интрузиями. В этом районе в настоящее время известно свыше 30 массивов и дайковых полей щелочных пород. Среди них выделяются четыре петрогенетические группы: ийолиты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и щелочные граниты. Они имеют и различный возраст. Щелочные породы в целом относятся к среднему и верхнему палеозою, но абсолютный возраст их колеблется от 450 до 150 млн. лет (Яшина, Борисевич, 1966; Шанин и др., 1967). Наиболее древние массивы представлены ийолитами и эгирин-геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами (450—380 млн. лет). Средняя возрастная группа интрузий наиболее ши-

роко развита и представлена преимущественно гастингситовыми и биотит-гастингситовыми нефелиновыми сиенитами (350—270 млн. лет). Наиболее молодой возраст (220—150 млн. лет) имеют щелочные граниты. Возрастное положение щелочных сиенитов не вполне ясно, и данные по их абсолютному возрасту отсутствуют. Бериллиевая минерализация связана преимущественно с нефелиновыми сиенитами, поэтому нами в дальнейшем рассмотрены только эти породы.

Массивы нефелиновых сиенитов Тувы однофазны или двухфазны, но сопровождаются разнообразной (и многостадийной) дайковой серией. Строение массивов относительно простое и сводится к двум основным типам: коническим штокам и линейным дайкообразным телам. К первому типу относятся крупные массивы (Коргередаба, Дугду, Тоскул), представляющие собой штокообразные тела с крутыми внешними контактами, падающими преимущественно под массив. Дайкообразные тела обычно значительно меньших размеров, и мощность их не превышает 500 м (Чикское, Чахыртойское и Чавачское дайковые поля). Встречены и массивы переходного типа, вытянутые в одном направлении, но более мощные (Пичехоль, Улан-Эрге) и сопровождающиеся сериями конформных даек. Почти все изученные массивы вскрыты эрозией на небольшую глубину, и на водораздельных участках нефелиновые сиениты содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород, а местами — переполнены ими (Дугду, Коргередаба, Агаш, Улан-Эрге). Крупные массивы сопровождаются дайковой серией, среди которой выделяются пять (максимально) групп даек: 1) нефелин-сиенитовые пегматиты; 2) тингуаиты и тингуаит-порфиры; 3) сиениты и сиенит-порфиры; 4) граниты и 5) мончикиты.

Вмещающие породы вблизи от массивов нефелиновых сиенитов фенитизированы (габбро, граниты, сланцы) или перекристаллизованы и реже скарнированы (мраморы). Поля фенитов вокруг тела нефелиновых сиенитов достигают 1—2 км в радиусе (Дугду, Улан-Эрге). Мощность ореола фенитизации невелика вокруг крутопадающих интрузий (150—300 м), но резко возрастает вблизи от пологих тел и в кровле интрузий (до 2 км). В участках развития многочисленных инъецирующих тел нефелиновых сиенитов вмещающие породы фенитизированы на большой площади (Улан-Эрге, Дугду). Фенитизированные породы превращены в щелочные сиениты, меланократовость которых прямо пропорциональна меланократовости фенитизируемых первичных пород. На конечных стадиях процесса в них появляется нефелин.

Нефелиновые сиениты представлены трахитоидными гастингситовыми (массивы Коргередаба, Улан-Эрге, Дугду), эгирин-геденбергитовыми (Пичехоль, Улан-Эрге) и биотитовыми (Тоскул, Чахыртой) разновидностями, содержащими 50—70% микроклина и 10—20% нефелина. Эндоконтактные и апикальные части их имеют более меланократовый состав, обогащены темноцветными минералами и содержат везувиан, гранат, графит и кальцит. Из акцессорных минералов в них встречены сфен, апатит, циркон, магнетит, ильменит, торит, пирохлор. Коэффициент агпаитности (Ферсман, 1937) нефелиновых сиенитов не превышает 0,8—0,9. Отдельные дайки, участки или мелкие дополнительные интрузии нефелиновых сиенитов и их пегматитов содержат арфведсонит, эгирин, лепидомелан и акцессорные минералы: ринколит, эвдиалит, рамзаит, астрофиллит (Коргередаба, Дугду, Бурек-Кундус). Коэффициент агпаитности в таких породах повышается до 1,1.

Во всех массивах широко развиты постмагматические процессы (альбитизация, серицитизация, цеолитизация), локализованные среди нефелиновых сиенитов или вмещающих пород. В массивах Тоскул и Сольбельдер нефелиновые сиениты альбитизированы почти повсеместно. В массивах Пичехоль, Дугду и Улан-Эрге линейные зоны альбитизации (мощностью до 150 м и протяженностью до 1 км) встречены среди вмещающих

сланцев и гранитоидов. Линейные секущие зоны серицитизации (либениритизации) и цеолитизации известны в массивах Коргеретаба и Улан-Эрге, а апикальные части нефелинсиенитовых тел Бурек-Кундуса альбитизированы и серицитизированы почти по всему объему.

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ БЕРИЛЛИЕВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

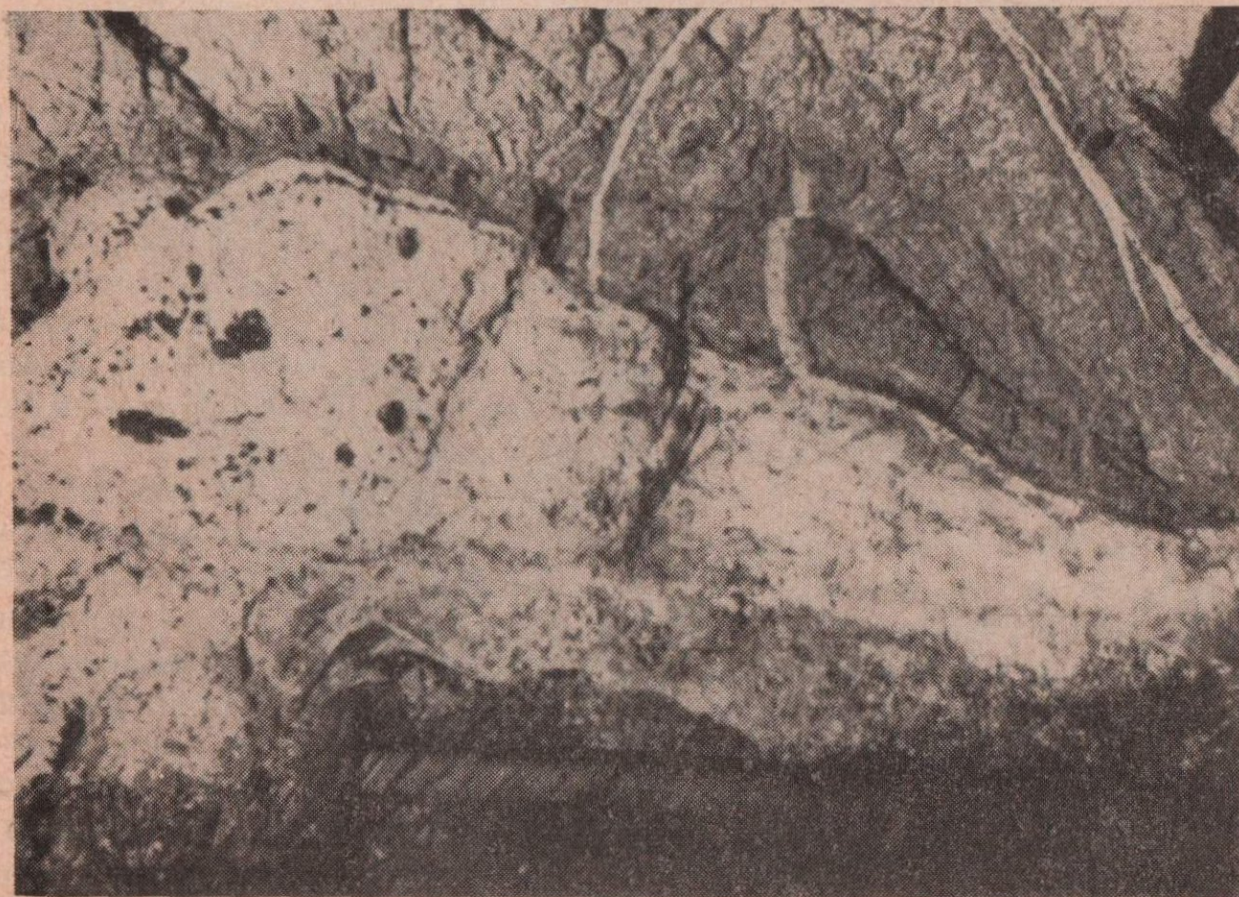
Акцессорная бериллиевая минерализация, генетически связанная с нефелиновыми сиенитами Тувы, располагается в самих интрузивных массивах и за их пределами. Выделяются четыре генетических типа образований, в которых встречены минералы Be: 1) альбититы и зоны альбитизации, 2) пегматиты, 3) скарны и 4) жилы с флюоритом.

Альбититы содержат минералы Be в массивах Пичехоль, Дугду и Чавач. Здесь альбититы локализованы в субвертикальных линейных зонах тектонических нарушений, располагающихся в кварцитах и сланцах на удалении от нефелиновых сиенитов от 100 м (Пичехоль) до 2 км (Дугду) или вдоль непосредственного контакта этих пород (Пичехоль, западный контакт; Чавач). В зонах альбитизации вмещающие сланцы ороговикованы, превращены в мелкозернистый агрегат ортоклаза и альбита, местами сохраняют первичную полосчатость или слоистость и реликты сланцев (фиг. 1). В отдельных участках они перекристаллизованы и имеют пятнисто-шлировое или прожилковое строение. В них содержатся флюорит и темноцветные минералы: лепидомелан, эгирин (Дугду, Чавач), арфведсонит, рихтерит-эккерманит (Пичехоль). В качестве акцессорных в разных телах альбититов встречены две группы минералов: 1) эвдиалит, велерит, ловенит, торит, бритоцит или 2) бастнезит, циркон, торит, пирохлор, полилитионит. Из бериллиевых минералов встречены акцессорные мелинофан и лейкофан. Альбититы практически незональны, но с периферии они часто обогащены темноцветными минералами, а в центре их возрастает содержание акцессорных редкометальных минералов.

Пегматиты нефелиновых сиенитов насчитываются десятками в массивах Коргеретаба, Улан-Эрге, Дугду и Пичехоль и приурочены преимущественно к апикальным частям массивов или выходят за их пределы, располагаясь среди вмещающих пород. Так, в массиве Дугду известны жильные пегматитовые поля среди сланцев (к северо-западу от массива), удаленные от нефелиновых сиенитов на 3 км. Мощность жил обычно не превышает 5 м, при протяженности 20—30 м, но встречаются отдельные жилы мощностью до 15 м при протяженности до 200 м (Дугду) или 50 м при протяженности 300—400 м (Пичехоль, западный контакт). Пегматиты имеют резкие линейные контакты и обладают хорошей зональностью (Капустин, 1969). Размеры кристаллов слагающих их минералов быстро возрастают к центру жил, где часто развиты также зоны мелкозернистого альбита и цеолитов. Довольно часто пегматиты подвергаются интенсивной альбитизации по всей мощности жил (Пичехоль, Дугду, фиг. 2). Незамещенные пегматиты на 70—90% сложены микроклином и нефелином. По характерным темноцветным минералам они подразделяются на гастингситовые, биотитовые, авгит-дипсидовые, эгирин-лепидомелановые и эгирин-арфведсонитовые (Капустин, 1969). Пегматиты первых трех типов имеют миаскитовый характер и содержат акцессорные минералы: сфен, циркон, пирохлор, везувиан, магнетит, апатит, пирротин, молибденит. В эгирин-лепидомелановых пегматитах встречены акцессорные минералы: астрофиллит, гиортдалит-велерит, Сасейдозерит, бритоцит, гентгельвин, катаплеит, бетафит, розенбушит. Эгиринарфведсонитовые пегматиты имеют агпаитовый характер и со-



Фиг. 1. Альбитит с реликтами альбитизированного сланца (темное) и слабой полосчатостью. Natur. вел. Пичехоль



Фиг. 2. Жила нефелин-сиенитового пегматита (белое), почти нацело альбитизированного, в кварцитах Дугду; масштаб 1:10

держат типичные для агпаитовых пород акцессорные минералы: эвдиалит, ринколит, рамзаит, лопарит, нептунит, полилитионит. В зональных пегматитах различных типов содержатся различные зоны (от 2 до 5). Краевые зоны всех пегматитов сложены нефелином, микроклином и темноцветными минералами. В миаскитовых пегматитах центральные зоны сложены канкринитом и альбитом (Дахунур, Улан-Эрге), а в агпаитовых — анальцимом, альбитом и натролитом (Коргередаба, Дугду). Минералы Be в пегматитах Тувы весьма редки и обнаружены не во всех жилах. Эти минералы отсутствуют в миаскитовых, биотитовых, гастингситовых и авгит-диопсидовых пегматитах. Спорадическая и ничтожная по масштабам бериллиевая минерализация встречается в агпаитовых эгирин-арфведсонитовых и эгирин-лепидомелановых пегматитах. Минералы Be распределены чрезвычайно неравномерно и обычно отсутствуют в краевых мелкозернистых зонах, тяготея к внутренним гигантозернистым зонам, альбитизированным участкам, гнездам альбита, натролита или анальцима. Обычно бериллиевая минерализация пространственно теснейшим образом ассоциирует с минерализацией комплексного редкометального состава: Zr, Li, Nb, TR.

В тувинских пегматитах обнаружено несколько групп бериллиевых минералов, каждая из которых ассоциирует с определенными группами других редкометальных акцессорных минералов и образуется на определенной стадии пегматитового процесса. В пегматитах обнаружены лейкофан, мелинофан, гельвин, гентгельвин и эпидидимит.

Скарны на контактах нефелиновых сиенитов Тувы образуются редко, и, хотя все известные в Туве щелочные массивы непосредственно граничат с мраморами, скарны обнаружены нами только в массивах Коргередаба, Агаш, Дугду и Пичехоль. Мощность скарнированных зон не превышает 5 м. В массиве Коргередаба (северо-западный контакт) скарнированы мраморы в зоне мощностью до 2 м на непосредственном контакте с габбро и прилежащими нефелиновыми сиенитами. В остальных массивах скарны развиты в зоне фенитизации, окружающей нефелиновые сиениты, на удалении от них до 2 км (обычно до 500 м). Эти скарны непосредственно приурочены к контактам мраморов с древними (рифейскими) гранитоидами. Аналогичные тела гранитоидов чрезвычайно широко развиты в мраморах того же состава и строения на всей территории района, но за пределами воздействия щелочных массивов скарнов в связи с ними не обнаружено. Присутствие в скарнах характерной для нефелиновых сиенитов минерализации также указывает на их связь с последними. Скварнированию подверглись и мраморы на контакте с габброидами (у западного контакта нефелиновых сиенитов массива Коргередаба) на удалении свыше 30 м от нефелиновых сиенитов такие скарны не встречены, хотя непосредственные контакты габбро и мраморов на западе массива прослежены на протяжении свыше 1 км, а на северо-востоке массива — на протяжении свыше 3 км.

При изучении процессов скарнирования в различных массивах нами обнаружена четкая закономерность. Обычно скарнированию подвергаются мраморы, загрязненные примесью силикатного материала (обычно кварца), доломиты и особенно интенсивно — песчанистые доломиты и доломитистые песчаники из низов карбонатной толщи, прилежащих к сланцам (Улан-Эрге, Чахыртой, Дугду, Сольбельдер). Они подвергаются ороговикованию, скарнированию или превращаются в хондродит-форстеритовые кальцифиры (Агаш). Чистые кальцитовые мраморы и известняки скарнируются в редчайших случаях (Улан-Эрге). Скарны на контакте с нефелиновыми сиенитами и древними гранитоидами имеют андрадит-диопсидовый состав, но содержат волластонит, везувиан, кальцит и часто имеют полосчатое строение. Оно повторяет первичную слоистость мраморов (фиг. 3). При скарнировании слоистых песчанисто-



Фиг. 3. Скарн гранат-пироксеновый (с везувианом) полосчатый, интенсивно альбитизированный (белое—мелкозернистый альбит). Natur. вел; Коргеретаба



Фиг. 4. Контакт слабо полосчатой флюоритовой породы с мрамором (белое). Светлые включения в флюорите — аминовит. Natur. вел; Дугду

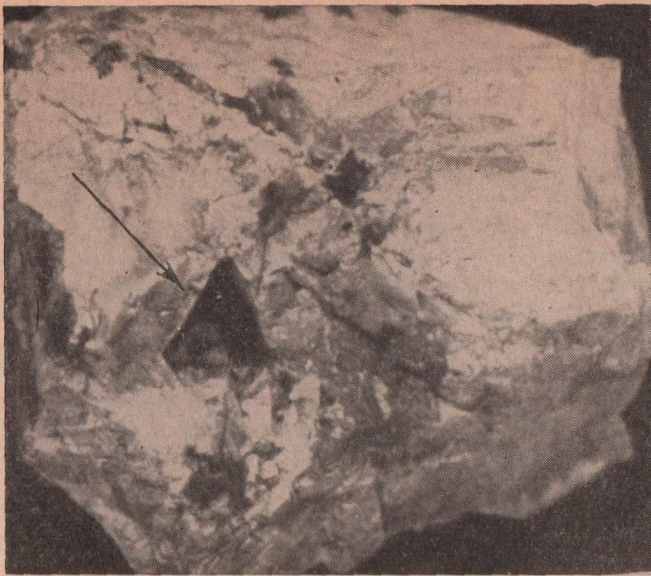
карбонатных пород развиваются полосчатые скарны, содержащие прослойки неизменных чистых кальцитовых пород. Местами они альбитизированы. Скарны на контакте с габбро (Коргередаба) на 80% сложены мелилитом и содержат диопсид, кальцит и флогопит. Бериллиевая минерализация в скарнах редка и бедна. Она представлена бериллиевым везувианом, а в альбитизированных участках — мелинофаном. В участках скарнов, подвергшихся флюоритизации (Дугду), встречен минерал группы аминовита.

*Жилы с флюоритом* и зоны флюоритизации встречаются в массивах Дугду, Коргеретаба, Агаш, Пичехоль и залегают среди нефелиновых сиенитов (Коргередаба), их пегматитов (Пичехоль), вмещающих мраморов (Дугду) и сланцев (Дугду, Агаш, Печехоль, Баянкол). Вмещающие породы на контакте с жилами флюоритизированы. Жилы сложены темно-фиолетовым (почти черным) флюоритом (70—99%) и содержат диопсид, канкринит, альбит, реже — пренит и анальцит (Дугду) и акцессорные минералы: бритоцит, циркон, торит, бастнезит, полилитнионит и сульфиды (галенит, пирит, молибденит). Вместе с этими минералами встречаются акцессорные минералы: бериллиевый везувиан, минерал группы аминовита и более редкие — лейкофан и берtrandит. Жилы массивного или чаще полосчатого строения (фиг. 4) и бериллиевые минералы в них образуют отдельные полосы и гнезда, тяготея к центру жил.

## ОПИСАНИЕ МИНЕРАЛОВ БЕРИЛЛИЯ

### Гельвин

Минералы группы гельвина встречаются в различных генетических образованиях — пегматитах, грейзенах, скарнах, генетически связанных с гранитоидами (Соседко, 1950). Лишь цинковая разновидность — гентгельвин — встречается в нефелиновых сиенитах и их пегматитах (Ловозерский массив — Еськова, 1957; Илимасак — Bollingberg, Petersen, 1967). В Туве акцессорные минералы этой группы весьма редки и обнаружены нами в двух лепидомелан-эгириновых мало мощных пегматитовых жилах массива Коргеретаба в виде чрезвычайно редких, отдельных, хорошо ограненных кристаллов и кристаллических сростков. Встречены две разновидности минерала: зеленовато-бурая (собственно гельвин) и желтая (гентгельвин). Акцессорный гельвин образует тетраэдрические кристаллы (кубической сингонии) с индукционной штриховкой на гранях, обычно зажатые между крупными пластинами катаплекта и микроклина и деформированные. Минерал ассоциирует с катаплектом, астрофиллитом, флюоритом. Акцессорный гентгельвин встречается в альбитизированных участках пегматитов в виде идиоморфных тетраэдрических кристаллов (фиг. 5) в ассоциации с акцессорными цирконом, бетафитом, розенбушитом и торитом. Некоторые кристаллы его имеют зональное строение. Центральные части их представлены зеленовато-бурой разновидностью, а периферические части или части, вросшие в альбит (асимметричная зональность), — желтой. Границы зон четкие, линейные и параллельны граням тетраэдра. Вероятно, гентгельвин (II генерация) образуется позже гельвина, при альбитизации пегматита. Свойства обеих разновидностей относительно близки (табл. 1), дебаграммы их аналогичны эталонным дебаграммам гельвина (по данным рентгеноструктурной лаборатории ИМГРЭ). Состав желто-бурого гельвина (см. табл. 1) близок к составу обычного марганцевого члена этого ряда (характерного для гранитных пегматитов). В. Н. Архангельской в одном из образцов из Коргеретабы установлено содержание 38,94%  $ZnO$ , что отвечает почти чистому гентгельвину. Полный химический анализ другого образца (№ 2



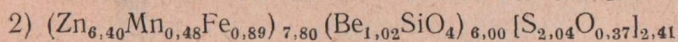
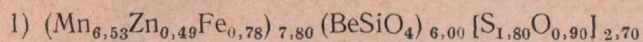
Фиг. 5. Тетраэдрический кристалл гельвина (разрушенного) в пегматите (указан стрелкой). Natur. вел.; Коргердаба

Таблица 1

Состав и свойства гельвина и гентгельвина из щелочных пород различных массивов

Компонент	Тува				Ловозеро	Кейвы	Колорадо, США
	вес. %	атомн. колич.	вес. %	атомн. колич.	вес. %	вес. %	вес. %
SiO <sub>2</sub>	31,91	0,5318	30,80	0,5160	27,35	29,60	30,26
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,0006	Нет	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	—	Нет	—	—	0,50	—
BeO	13,33	0,5332	13,10	0,5264	12,00	13,37	12,70
ZnO	3,52	0,0434	44,73	0,5522	40,00	48,91	46,20
MnO	42,01	0,5917	2,89	0,0409	10,21	0,58	1,22
FeO	4,75	0,0660	5,57	0,0773	6,04	3,65	6,81
MgO	Нет	—	Нет	—	—	0,36	—
S	5,40	0,1690	5,60	0,1750	5,74	5,69	5,49
—O=S	2,70	—	2,79	—	2,87	2,84	2,74
Сумма	98,27	—	99,90	—	98,47	99,82	99,94
Аналитик	И. А. Разина		А. В. Быкова		М. Е. Казакова	В. С. Салтыкова	
Автор	данные автора				Е. М. Еськова, 1957	А. Я. Луин, 1963	I. Glassa, 1944
Удельный вес	3,60		3,64		3,55	3,66	3,67
N	1,740—1,744		1,742		1,742	1,740	1,742

в табл. 1) показал еще более высокое содержание  $ZnO$  (44,73%). Формулы анализированных тувинских образцов:



Первый образец близок к нормальному гельвину из гранитных пегматитов (Ильменские горы), а второй — к типичному гентгельвину из пегматитов нефелиновых сиенитов (Ловозеро, см. табл. 1). Находка гельвина в щелочных пегматитах Тувы уникальна, так как в этих породах обычно встречается гентгельвин, а гельвин и даналит более характерны для пегматитов и грейзенов, связанных с кислыми породами.

Минералы группы гельвина образуются на магматическом этапе кристаллизации пегматитов или в начале стадии альбитизации. На гидротермальной стадии они неустойчивы и замещаются лейкофаном, а на более позднем этапе процесса, возможно, и эпидидимитом. В гипергенных условиях они разлагаются, покрываясь налетами окислов Mn. Пегматиты часто содержат тетраэдрические пустоты, остающиеся после полного выщелачивания гельвина.

### Везувиан бериллиевый

Везувиан — широко распространенный скарновый минерал — часто содержит примесь Be (0,001 — 0,1%; реже до 1%). В щелочных породах Тувы нормальный везувиан распространен довольно широко. Он встречается в эндоконтактных фациях нефелиновых сиенитов основного массива Улан-Эрге и в дайках, располагающихся к западу от него. Везувиан в пегматитах образует бластокристаллы, переполненные включениями альбита, сфена и других минералов (фиг. 6). Своеобразный метамиктный везувиан встречается также в канкринитовых и ортоклазовых прожилках и в гастингситовых пегматитах с канкринитом в массивах Улан-Эрге, Духунур, Хунчол и характерен для скарнов, развитых на контактах массивов Дугду и Коргеретаба. В скарнах везувиан образует крупнопризма-



Фиг. 6. Пойкилобластический кристалл везувиана (серое) с включениями многочисленных более мелких кристаллов альбита (белое). Прозр. шлиф, без анализатора, увел. 48. Улан-Эрге

Таблица 2

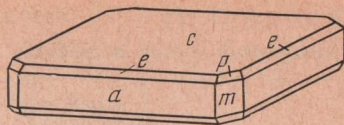
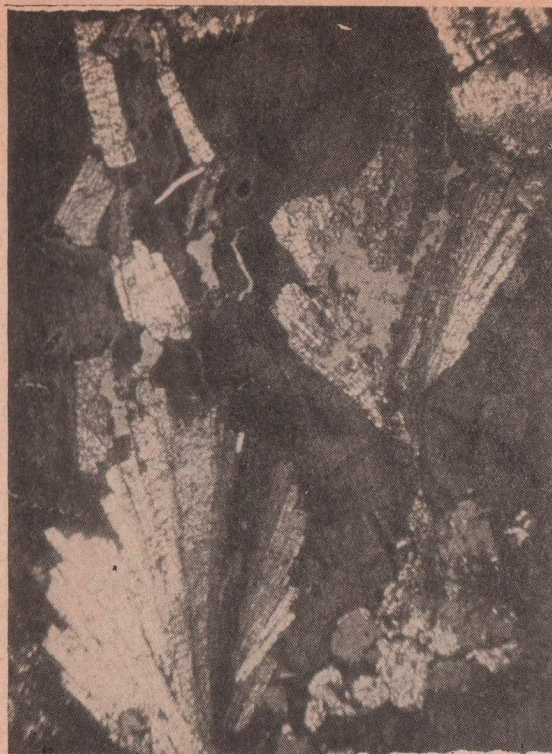
## Химический состав и свойства везувиана из Тувы

Компонент	Канкринитовый пегматит		Нефелиновый сиенит		Скарны		Флюоритовая жила	
	Дахунур		Улан-Эрге		Дугду			
	1	2	3		4		5	
	вес. %	вес. %	вес. %	атомн. колич.	вес. %	атомн. колич.	вес. %	атомн. колич.
SiO <sub>2</sub>	35,40	34,62	36,04	0,6007	34,88	0,5813	34,95	0,5825
TiO <sub>2</sub>	2,88	4,62	3,75	0,0469	1,45	0,0812	1,87	0,0234
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,67	4,03	0,45	0,0029	1,59	0,0096	2,40	0,0145
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,52	11,01	17,08	0,3349	14,68	0,2879	14,21	0,2789
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,98	4,39	3,52	0,0440	5,40	0,0675	8,50	0,1062
FeO	3,59	6,25	1,91	0,0267	4,06	0,072	—	—
MnO	0,18	0,15	—	—	0,26	0,0037	0,36	0,0051
MgO	1,19	0,75	1,56	0,0390	1,81	0,0452	1,90	0,0475
CaO	32,00	30,10	33,08	0,5907	32,82	0,5861	31,65	0,5651
BeO	—	0,09	0,09	0,0036	0,61	0,0244	1,04	0,0416
Na <sub>2</sub> O	0,87	0,60	0,53	0,0171	0,26	0,0084	0,25	0,0080
K <sub>2</sub> O	0,18	0,30	0,16	0,0021	0,19	0,0040	0,73	0,0190
H <sub>2</sub> O	1,96	0,29	1,00	0,1111	1,30	0,1444	1,09	0,1211
F	0,47	—	—	—	1,33	0,0700	1,66	0,0873
Прочие	1,53	1,47	—	—	—	—	0,02	—
—O=F <sub>2</sub>	0,20	—	—	—	0,56	—	0,69	—
Сумма	100,22	98,67	99,17		100,08	—	99,94	
Аналитик	К. П. Сокова	З. Т. Катаева	Г. Е. Черепивская		Т. А. Капитонова		З. Т. Катаева	
Автор	В. А. Кононова, 1966	Е. И. Семенов, 1967	данные автора					
Удельный вес	3,013	3,16	3,23		3,22		3,19	
Состояние	Метамиктный		Кристаллический					
No	1,660	1,69	1,730		1,732		1,732	
Ne	—	—	1,727		1,727		1,730	

Формулы анализированных образцов везувиана:

- $(\text{Na}_{0,26}\text{Ca}_{8,60}\text{Mg}_{0,57}\text{Fe}_{0,39}^2)_{9,87}(\text{Fe}_{0,65}^3\text{Al}_{0,66}\text{Ti}_{0,69})_{2,00}(\text{Al}_{3,94}\text{Be}_{0,06})_{4,00} \times (\text{Si}_{8,75}\text{Al}_{0,25})_{9,00}[(\text{OH})_{1,60}\text{O}_{1,00}]_{2,60}$
- $(\text{Na}_{0,30}\text{Ca}_{8,76}\text{TR}_{0,22}\text{Mg}_{0,66}\text{Fe}_{0,06}^2)_{10}(\text{Fe}_{0,79}^2\text{Fe}_{1,02}^3\text{Ti}_{0,19})_{2,00}\text{Al}_{4,26}(\text{Ti}_{0,30} \times \text{Si}_{8,70})_{9,00}\text{O}_{35}[(\text{OH})_{2,20}\text{F}_{1,08}\text{O}_{0,26}]_{3,54}$
- $(\text{Na}_{0,22}\text{K}_{0,24}\text{Ca}_{8,36}\text{TR}_{0,20}\text{Mg}_{0,68}\text{Fe}_{0,34}^3)_{10}(\text{Fe}_{1,21}^3\text{Ti}_{0,32}\text{Al}_{0,47})_{2,00}(\text{Al}_{3,44} \times \text{Be}_{0,60})_{4,04}(\text{Si}_{8,76}\text{Al}_{0,24})_{9,00}\text{O}_{35}[(\text{OH})_{1,18}\text{Fe}_{0,84}\text{O}_{0,87}]_{2,89}$

тические агрегаты или сплошные массы. Неравномерная вкрапленность бесформенных корродированных реликтов везувиана обнаружена в жилах с флюоритом (Дугду). Реже здесь встречаются мелкие (1—3 мм)



Фиг. 8. Форма кристаллов аминовита,  $a$  — (100),  $m$  — (110),  $c$  — (001),  $e$  — (101),  $p$  — (111)

Фиг. 7. Веерообразные сростки пластинчатых кристаллов аминовита (серое) в флюорите (темное). Прозр. шлиф, николи+, увел. 24; Дугду

хорошо образованные тетрагональные призматические кристаллы везувиана. Они имеют ровные блестящие грани и простую форму. Наибольшим развитием на них пользуются грани тетрагональной призмы (100), но всегда присутствуют грани пирамиды (111) и иногда — грани пинакоида (001). Эти кристаллы весьма чисты, однородны и не содержат включений других минералов.

Свойства и состав везувиана из различных пород несколько различны (табл. 2). Для везувиана из пегматитов типична примесь Ti, TR, U и Th. Этот везувиан в большинстве случаев метамиктен (Дахунур, Улан-Эрге, Хунчол). Везувиан из скарнов и жил с флюоритом постоянно кристалличен, почти не содержит TR, U и Th, но в нем постоянно обнаруживается незначительная примесь Be, возрастающая в минерале из жил с флюоритом. Однако примесь BeO в нем невелика и не превышает 1%. Везувиан из нефелиновых сиенитов практически стерилен от U, Th, Be, но обогащен Ti (см. табл. 2). Везувиан в скарнах и жилах с флюоритом массивов Дугду и Қоргередаба является первичным минералом. Более поздние бериллиевые минералы — аминовит и лейкофан непосредственно развиваются по везувиану, вероятно, в связи с высвобождением из него Be. Аналогичный процесс высвобождения Be из везувиана, с последующей фиксацией его в более поздних минералах имеет место и в обычных скарнах, связанных с гранитоидами (Беус, 1960). Несомненно также и привнос Be растворами, особенно значительный при скарнировании мраморов (не содержащих Be).

### Минерал группы аминовита

Аминовит — редчайший силикат бериллия и кальция — встречен в кальцитовых жилах месторождения Лонгбан (Швеция, Hurlbut, 1937). Близкий к нему гуаиант обнаружен в КНР Пэн Чи-жум (Peng Chi-jui a. o.,

Таблица 3

## Химический состав и свойства аминовита и гугианта

Компонент	Аминовит					Гугиант	
	Тува				Лонгсан, Швеция	Гугия, КНР	
	1		2		3	4	5
	вес. %	атомн. колич.	вес. %	атомн. колич.	вес. %	вес. %	
SiO <sub>2</sub>	43,47	0,7243	44,67	0,7445	42,49	45,26	44,90
TiO <sub>2</sub>	Нет	—	Нет	—	—	0,02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	—	Нет	—	4,41	1,08	2,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	—	0,71	0,0089	0,31	0,03	0,11
MnO	Нет	—	Нет	—	0,19	0,11	0,07
BeO	9,35	0,3720	9,10	0,3640	6,20	8,89	9,49
MgO	0,10	0,0025	Нет	—	—	0,39	0,38
CaO	39,60	0,7036	41,27	0,7331	40,27	42,94	40,09
Na <sub>2</sub> O	3,12	0,1006	1,20	0,0380	—	—	0,72
K <sub>2</sub> O	0,19	0,0040	Нет	—	—	—	0,20
H <sub>2</sub> O	2,42	0,2700	2,09	0,2264	6,45	0,42	1,26
F	2,30	0,1212	1,26	0,0663	—	—	0,25
Cl	Нет	—	Нет	—	—	0,73	0,18
—O=(F, Cl) <sub>2</sub>	0,94	—	0,51	—	—	0,17	0,15
Сумма	99,61		99,79		100,32	99,70	99,77
Аналитик	Н. Г. Шумкова		М. Е. Казакова		Гопуер	Чан Лэн-чан Чиэн Фэн-лян	
Автор	данные автора				C. S. Hurl- but, 1937	Peng Chi-jui au oth., 1962	
Цвет	Белый, желтовато-зеленоватый				Бесцветный		
Удельный вес	2,97		2,98		2,94	3,03	
<i>No</i>	1,624		1,625		1,647	1,672	
<i>Ne</i>	1,610		1,611		1,637	1,664	
Оптический знак	—				—	+?	
<i>a</i> <sub>0</sub> , Å	10,60		10,60		13,8	7,48	
<i>c</i> <sub>0</sub> , Å	9,97		9,98		9,8	5,04	

Примечание: В анализе 2 содержание BeO определено В. И. Пережигиным методом радиоактивационного анализа.

1962) в скарнах, генетически связанных с щелочными сиенитами. В Туве минерал этой группы установлен в жилах с флюоритом, развитых среди скарнов и прилежащих к ним мраморов на юго-восточном и южном контакте массива Дугду. Минерал встречен в виде редкой неравномерной вкрапленности и шпировидных скоплений в темно-фиолетовом флюорите (см. фиг. 4) и образует характерные веерообразные и сноповидные сростки пластинчатых кристаллов (фиг. 7). Отдельные кристаллы его имеют вид тетрагональных таблиц, резко уплощенных по базопинакоиду, с узкими гранями тетрагональных призм и дипирамид (фиг. 8). Даже тонкие пластинки его полисинтетически sdвойникованы параллельно

Таблица 4

## Межплоскостные расстояния минералов группы \* аминовита

Тува			Швеция			КНР		
			(Mandarino, 1963)			(Pend—Cj—Jui a. oth., 1962)		
аминовит					гугнаит			
<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	
—	—	70	6,97	200	—	—	—	
2	5,38	—	—	—	4	5,250	110	
4	5,00	40	4,90	002,200	2	5,040	001	
—	—	70	4,40	112,310	—	—	—	
—	—	80	4,02	202	3	3,700	200	
1	3,62	70	3,48	222,400	3	3,610	111	
1	3,31	5	3,30	312,300	3	3,310	210	
5	2,98	70	3,11	411,420	4	2,970	210	
10	2,76	90	2,840	402	10	2,765	211	
—	—	5	2,730	332	—	—	—	
—	—	100	2,614	442	—	—	—	
1	2,52	20	2,445	004	1	2,518	002	
1	2,34	60	2,380	114	4	2,359	310	
3	2,33	—	—	—	3	2,341	221	
2	2,32	10	2,315	204	4	2,315	112	
1	2,25	—	—	—	3	2,242	301	
2	2,20	—	—	—	4	2,208	311	
—	—	80	2,141	314,532	3	2,115	320	
—	—	10	2,094	541,602	3	2,006	202	
2	1,95	60	2,002	404,622	4	1,990	212	
—	—	60	1,926	701,424	1	1,900	321	
1	1,850	—	—	—	2	1,851	400	
—	—	10	1,791	543,642	1	1,794	222	
1	1,745	50	1,734	651,444	2	1,747	302	
6	1,710	—	—	—	7	1,709	411	
2	1,700	70	1,681	741,811	—	—	—	
—	—	—	—	604	4	1,695	003	
—	—	70	1,590	831,206	1	1,580	322	
—	—	10	1,532	—	—	—	—	
4	1,484	5	1,480	101,244	7	1,485	402	
1	1,430	10	1,447	157,230	1	1,431	332	
1	1,410	20	1,404	151,208	2	1,420	223	
—	—	20	1,388	301,191	—	—	—	
—	—	10	1,358	301,174	—	—	—	
—	—	50	1,334	101,157	1	1,327	521	
1	1,300	—	—	—	1	1,311	440	
—	—	10	1,288	101,141	—	—	—	
1	1,245	10	1,244	613	2	1,256	004	
—	—	5	1,230	721	2	1,220	104	
—	—	5	1,208	514	—	—	—	
—	—	30	1,191	552	—	—	—	
—	—	30	1,174	712	—	—	—	
—	—	10	1,157	730	—	—	—	
1	1,123	10	1,141	305	3	1,128	541	
1	1,110	40	1,112	543	1	1,110	304	
1	1,100	20	1,092	642	1	1,101	602	
—	—	5	1,072	325	3	1,064	324	

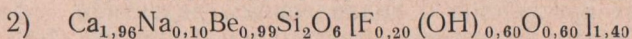
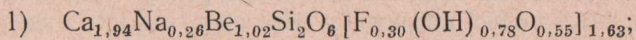
Таблица 4 (окончание)

Тува		Швеция			КНР		
(Mandarino, 1963)					(Penq—Chi—jui a. oth., 1962)		
аминовит					гугиант		
<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>hkl</i>
		10	1,059	633	3	1,054	542
		5	1,014	444			
		10	1,002	800			
		10	0,992	534			

Условия съемки тувинского образца: Излучение Cu-Ni, камера РКД  $2R=57,3$  мм;  $2r=0,6$  мм; аналитик Р. А. Александрова

\* Здесь и далее приведены результаты рентгенографического анализа, выполненного в лаборатории ИМГРЭ.

базопинакоиду. Минерал светло-желтого цвета, со стекляннм блеском на гранях кристаллов и с жирным — на изломе. Под микроскопом в его пластинах иногда заметна спайность (ясная) по тетрагональной призме и хорошая отдельность по пинакоиду (001). Минерал тетрагональной сингонии, оптически одноосный, отрицательный, как и аминовит, но показатели преломления его несколько ниже таковых аминовита; удельные веса обоих минералов близки (табл. 3). По составу минерал из Тувы идентичен гугианту и отличается от аминовита отсутствием Al и меньшим содержанием воды (табл. 3). Формулы анализированных тувинских образцов:

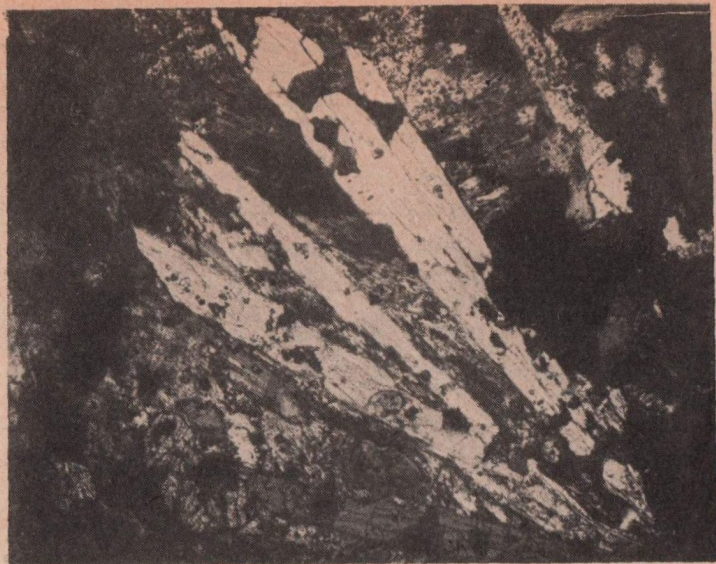


Дебаеграммы гугианта и тувинского минерала идентичны, но отличаются от дебаеграммы аминовита (табл. 4). Для всех трех минералов установлены разные, но кратные параметры элементарной ячейки (см. табл. 3), хотя по характеру дебаеграмм, свойствам и составу все эти минералы принадлежат к группе лейкофана — мелинофана (мелилита). Для установления соотношения между ними необходимы исследования также и первоначально изученных оригинальных образцов аминовита и гугианта. Возможно, что все три минерала должны рассматриваться как один минеральный вид, существование же нескольких тетрагональных модификаций силиката Be и Ca маловероятно. Для выяснения этого вопроса нами проводится специальное исследование минералов группы лейкофана — аминовита, результаты которого будут опубликованы позже. Остается неясным положение в минерале алюминия и воды. Вхождение алюминия может быть обусловлено замещением по схеме:  $\text{BeO} \rightarrow \text{Al}(\text{OH})_3$ , но возможно, что содержание Al завышено за счет примеси других минералов или за счет BeO в ходе химического анализа (гугиант и тувинский минерал не содержат алюминия). Спектральным анализом<sup>1</sup> в аминовите обнаружены Ca, Na, Be, Si, Al (свыше 1%) и следы Sr, Ba, La, Fe, Mn, Ti.

### Мелинофан

Мелинофан — исключительно редкий минерал. До сих пор он был известен лишь в пегматитах Норвегии (Brögger, 1890). Нами аксессуарный

<sup>1</sup> Здесь и далее результаты спектральных анализов приведены по данным спектральной лаборатории ИМГРЭ.



Фиг. 9. Сросток кристаллов мелиофана в мелкозернистой биотит-флюорит-альбитовой породе. Прозр. шлиф, николи+, увел. 64; Дугду

мелиофан обнаружен в альбититах и альбитизированных пегматитах массивов: Дугду, Чавач и Пичехоль, где он образует спорадическую неравномерную вкрапленность и ассоциирует с другими акцессорными минералами: бритолином, торитом, цирконом, реже — эвдиалитом и велеритом (Дугду). Мелиофан встречен в виде сростков или отдельных толсто-пластинчатых кристаллов с подавляющим развитием базопинакоида (001), одинаковым развитием тетрагональной призмы (100) и пирамиды (фиг. 9). Кристаллы его обычно сдвойникованы по базопинакоиду. Мелиофан имеет светло-желтый цвет, удельный вес 3,05 (определен Г. Г. Прохоровой); дебаеграмма его аналогична эталонной и практически идентична дебаеграмме лейкофана (табл. 5). Оптически минерал одноосный, отрицательный, показатели преломления его  $N_o=1,610$  и  $N_e=1,591$ , близки к таковым для норвежского минерала ( $N_o=1,612$  и  $N_e=1,593$ ). Мелиофан — тетрагональной сингонии; с параметрами элементарной ячейки:  $a_0=10,60$  и  $c_0=9,90$  Å при  $z=4$ . Химический анализ тувинского минерала не произведен из-за недостатка материала; Е. А. Фабриковой (методом фотометрии пламени) в нем определено содержание 9,04 Na<sub>2</sub>O и 0,72% K<sub>2</sub>O; спектральным анализом установлено присутствие Na, K, Ca, Be, Si (свыше 1%) и Mg, Mn, Al, Fe, Zn в следах.

### Лейкофан

Лейкофан — наиболее широко распространенный бериллиевый минерал в щелочных породах. Он известен в пегматитах нефелиновых сиенитов Лангезундфиорда (Vögger, 1890), Гренландии (Vöggild, 1903) и массивов СССР: Ловозерском (Семенов, 1957<sub>1</sub>) и Бурпалинском (Портнов, 1964). В Туве лейкофан обнаружен нами в качестве редкого акцессорного минерала в пегматитах, альбититах и жилах с флюоритом массивов Дугду, Коргеретаба, Баянкол и Пичехоль. Лейкофан встречен в единичных случаях, распределен крайне неравномерно. Общее содержание его ничтожно. Он представлен несколькими генерациями, ассоциирующими с различными минералами и образующимися на разных стадиях процесса. Лейкофан встречается в центральных частях жил, выделяясь поз-

Таблица 5

## Межплоскостные расстояния мелинофана и лейкофана

Мелинофан				Лейкофан			
Тува		Норвегия		Тува		Ловозеро	
<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)
2	5,55	1	5,78	1	5,98	—	—
1	4,72	1	4,80	1,5	4,96	1	4,93
3	3,54	3	3,56	2,5	3,62	7	3,59
1	3,22	1	3,25	1	3,30	6	3,29
3	2,90	2	3,00	2,5	2,96	7	2,97
10	2,75	10	2,76	10	2,75	10	2,75
2	2,54	2	2,55	2	2,62	1	2,62
1	2,34	2	2,33	4,5	2,33	6	2,32
1	2,32	1	2,31	—	—	—	—
1	2,23	2	2,22	2,5	2,20	5	2,21
1	2,19	1	2,16	—	—	—	—
1	1,960	2	1,959	2,5	1,992	6	1,991
1	1,850	1	1,848	1	1,845	2	1,853
—	—	—	—	—	—	1	1,805
1	1,745	1	1,745	1	1,745	2	1,741
4	1,710	5	1,710	—	—	6	1,712
1	1,700	1	1,701	1	1,702	—	—
—	—	1	1,654	2	1,652	2	1,653
—	—	—	—	2	1,582	3	1,590
4	1,483	4	1,481	2,5	1,481	3	1,495
1	1,408	1	1,402	1	1,397	—	—
—	—	—	—	1	1,375	1	1,380
—	—	—	—	1	1,350	2	1,352
1	1,301	1	1,309	2	1,323	4	1,328
1	1,241	1	1,238	1	1,234	—	—
—	—	—	—	1	1,216	—	—
—	—	1	1,170	1	1,171	—	—
—	—	—	—	1	1,141	—	—
1	1,123	1	1,125	1	1,124	—	—
1	1,110	1	1,110	—	—	—	—
1	1,100	1	1,100	2	1,094	—	—
1	0,990	—	—	1	0,994	—	—
—	—	—	—	1	0,970	—	—
1	0,900	—	—	1	0,902	—	—
—	—	—	—	1	0,846	—	—

Условия съемки тувинских и норвежского образцов: излучение Си-Ni, аналитик Р. А. Александрова; каме ра РКД;  $2R=57,3$  мм;  $2r=0,6$  мм.

же основных породообразующих минералов магматической стадии (микроклина, нефелина и темноцветных минералов 1-й генерации).

В эгириин-арфведсонитовых пегматитах (Коргередаба) лейкофан 1-й генерации образует округлые выделения (размером до  $2 \times 3$  см), выполняющие промежутки между кристаллами микроклина и почти всегда проросшие игольчатыми кристаллами эгирина 2-й генерации. Лейкофан ассоциирует с эгирином 2, флюоритом, астрофиллитом и катаплеитом 1. Редкая и неравномерная вкрапленность мелких (менее 1 мм) пластинчатых пойкилокристаллов лейкофана, содержащих вроски альбита,



Фиг. 10. Сrostок пластинчатых кристаллов лейкофана (серое) в натролите (белое) из центральной зоны пегматита. Натур. вел. Коргерредаба

установлена в альбитизированных участках пегматитов (2-я генерация) и альбититов, развитых среди сланцев на северо-восточной окраине массивов Дугду и Пичехоль. Этот лейкофан ассоциирует с аксессуарными цирконом, флюоритом, пиритом, велеритом. В эгирин-лепидомелановых пегматитах массивов Коргерредаба и Дугду лейкофан (3-й генерации) образует крупнопластинчатые сrostки размером до  $5 \times 4$  см (фиг. 10), располагающиеся в массе крупнокристаллического натролита вместе с акмитом, катаплеитом 2-й генерации, андрадитом.

В жилах с флюоритом лейкофан встречается в незначительных количествах, резко уступая аминовиту и образуясь позже него. Лейкофан здесь представлен отдельными тонкопластинчатыми кристаллами белого цвета, часто сдвойникованными по базису. Он ассоциирует с цеолитами, альбитом, иногда непосредственно развиваясь по аминовиту (Дугду). Свойства лейкофана из различных генетических образований и регионов (табл. 6) постоянны. Лейкофан ромбической сингонии. Дебаэграммы всех разновидностей его также идентичны (см. табл. 5). Химический состав анализированных образцов тувинского лейкофана (см. табл. 6) пересчитывается на формулы, близкие к его теоретической формуле:  $\text{NaCaBeSi}_2\text{O}_6\text{F}$ . Спектральным анализом во всех образцах минерала обнаружена примесь Sr, K, Cu, Mn, Zn, Al. Лейкофан — характерный минерал постмагматической стадии в пегматитах нефелиновых сиенитов, вероятно, образует и более раннюю генерацию вместе с катаплеитом, эгирином 2 (до альбита и натролита).

### Эвклаз

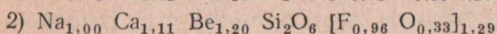
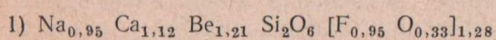
Эвклаз до последнего времени считался одним из редчайших минералов. Он был известен в коренных месторождениях США (Колорадо), Бразилии и Перу (Kenngott, 1884; Hey, 1955; Sharp, 1961). Однако в последние годы многочисленные находки этого минерала сделаны в Сибири и на Дальнем Востоке (Комарова и др., 1965; Новикова, 1964; Егоров, 1967). Нами эвклаз встречен в кварц-хлоритовых прожилках с флюоритом и в участках хлоритизированных и флюоритизированных древних гранитов и фенитов, вблизи от восточного контакта массива Дугду, а также в кварц-хлоритовых прожилках (среди гранитов) на восточном эндоконтакте массива Эрзин альбитизированных щелочных гранитов. В обоих случаях эвклаз образует зернистые выделения или от-

Таблица 6

## Химический состав и свойства лейкофана

Компонент	Тува				Ловозеро	Бурпала	Норвегия
	1-я генерация		2-я генерация				
	1		2				
	вес. %	атомн. колич.	вес. %	атомн. колич.			
SiO <sub>2</sub>	47,00	0,7833	47,26	0,7876	45,98	46,90	47,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	—	Нет	—	2,32	0,58	1,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,25	0,0030	—	—	0,22	0,35	—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	0,41	—
BeO	11,90	0,4760	11,86	0,4744	11,52	10,55	10,70
MgO	Следы	—	—	—	0,30	0,35	0,17
CaO	24,50	0,4375	24,60	0,4393	23,65	24,40	23,37
Ma <sub>2</sub> O	11,60	0,3742	11,73	0,3784	10,79	11,30	11,26
K <sub>2</sub> O	0,80	0,0170	0,74	0,0158	0,70	0,68	0,30
H <sub>2</sub> O	Нет	—	Следы	—	0,83	0,81	—
F	7,07	0,3721	7,14	0,3759	7,04	6,78	6,57
—O=F <sub>2</sub>	2,92	—	2,93	—	2,92	2,83	2,75
С у м м а	100,20		99,80		100,36	100,28	97,68
Аналитик	М. Е. Казакова					Г. И. Столярова	Г. Раммельсберг
Автор	Данные автора				Е. И. Семенов, 1957 <sub>1</sub>	А. М. Портнов, 1964	W. C. Brögger, 1890
Удельный вес	2,96		2,98		2,98	2,96	2,98
<i>n<sub>g</sub></i>	1,597		1,598		1,596	1,596	1,598
<i>n<sub>m</sub></i>	1,594		1,595		1,594	1,592	1,594
<i>n<sub>p</sub></i>	1,571		1,573		1,570	1,571	1,571
2V	49		49		40	50	42

Формулы анализированных образцов лейкофана:



дельные бесформенные зерна размером до 1 мм, содержащие вроски кварца, флюорита и хлорита. Минерал бесцветен, удельный вес его 3,0 (определен микрометодом Г. Г. Прохоровой); моноклинной сингонии; оптически он двусный, положительный; показатель преломления его:  $N_g=1,672$  и  $N_p=1,650$ ;  $c : N_g=40^\circ$ ; удлинение положительное, что близко к обычным свойствам его ( $N_g=1,671$ ;  $N_p=1,652$  и  $c : N_g=41^\circ$ ). Под микроскопом заметна совершенная спайность в одном направлении. Дебаеграмма эвклаза из Тувы аналогична эталонной (табл. 7). Химический анализ минерала не произведен из-за ничтожного количества материала. Спектральным анализом Л. Г. Логиновой установлено присутствие в нем Si, Al, Be — свыше 1% и Mn, Fe, Ti, Zn, Pb — менее 0,1%. Эвклаз образуется в гидротермальных жилах, генетически связанных с щелочными породами, преимущественно — щелочными гранитами. Эти жилы обычно залегают во вмещающих породах.

Таблица 7

## Межплоскостные расстояния эвклаза

Тува		Дальний Восток (Новикова, 1964)		Тува		Дальний Восток (Новиков, 1964)	
<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)
10	7,00	10	6,95	8	1,660	7	1,661
2	4,60	2	4,47	—	—	1	1,581
—	—	1	4,20	1	1,502	3	1,504
8	3,88	7	3,79	1	1,490	3	1,494
2	3,38	5	3,51	6	1,440	7	1,437
10	3,20	9	3,20	1	1,412	2	1,400
—	—	1	3,03	4	1,372	6	1,375
10	2,78	10	2,76	8	1,361	8	1,363
—	—	1	2,69	1	1,350	4	1,347
6	2,52	7	2,53	1	1,334	3	1,337
7	2,41	8	2,44	—	—	2	1,318
1	2,28	3	2,33	5	1,300	7	1,307
8	2,25	7	2,24	1	1,282	2	1,281
—	—	1	2,19	—	—	2	1,268
4	2,02	6	2,06	—	—	1	1,225
6	1,98	8	1,982	1	1,202	2	1,211
1	1,96	1	1,952	—	—	1	1,195
5	1,862	8	1,872	7	1,159	10	1,153
5	1,768	7	1,775	1	1,131	—	—

Условия съемки минерала из Тувы: излучение Cu-Ni, камера РКД,  $2R=58,6$  мм;  $2r=0,6$  мм; аналитик Р. А. Александрова.

Формула эвклаза:  $\text{BeSi}_2\text{O}_6$ .

## Эпидидимит

Эпидидимит — относительно редкий минерал Be — известен в пегматитах нефелиновых сиенитов Гренландии (Нарсарсук и Илимаусак — Böggild, 1903; Semenov, Sørensen, 1966) и в Ловозере (Шилин, Семенов, 1957). В Туве акцессорный эпидидимит встречен в цеолитизированных участках лепидомелан-эгириновых и эгирин-арфведсонитовых пегматитов массивов Коргеретаба, Дугду и Арукты, в ассоциации с натролитом, шабазитом, диаспором, бемитом и гидрагиллитом. Он образует редкие слюдоподобные тонкие пластины площадью 1—2 мм<sup>2</sup> (в единичных случаях — до 1×1 см), нарастающие на кристаллах натролита и апофиллита в пустотах породы. В одной из жил массива Коргеретаба эпидидимит развит с периферии пластинчатых сростков лейкофана. Свойства минерала из Тувы (табл. 8) близки к свойствам его из других мест. Минерал белого цвета, с совершенной спайностью по (001), стекляннм блеском, хрупкий, моноклинной сингонии. Под микроскопом в его пластинках хорошо заметно полисинтетическое сдвойникование по (001). Дебаеграмма минерала аналогична эталонной (табл. 9). Состав тувинского образца (см. табл. 8) также близок к составу эпидидимита из других регионов и пересчитывается на формулу:  $\text{Na}_{0,98}(\text{Be}_{1,08}\text{Si}_3\text{O}_{6,93})(\text{OH})_{1,21}\text{F}_{0,07}$ , что близко к теоретической формуле:  $\text{Na}(\text{BeSi}_3\text{O}_7)(\text{OH})$ . Спектральным анализом в минерале установлена примесь Al, Sr, Ba, Y, Mn, Fe, Ti.

В тувинских пегматитах эпидидимит образуется, вероятно, за счет бериллия, ранее содержавшегося в других минералах, измененных в процессе цеолитизации.

Таблица 8

## Химический состав и свойства эпидидимита

Компонент	Тува		Ловозеро	Гренландия	
	вес. %	атомн. колич.	вес. %	вес. %	
SiO <sub>2</sub>	71,40	1,190	72,60	73,74	72,73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	0,20	—	0,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,0008	0,13	—	0,42
MgO	0,09	0,0022	0,07	—	—
BeO	10,73	0,429	10,42	10,56	10,70
CaO	0,86	0,016	0,26	—	1,15
Na <sub>2</sub> O	10,59	0,341	12,63	12,48	10,53
K <sub>2</sub> O	1,29	0,024	0,20	—	—
H <sub>2</sub> O	4,30	0,478	4,00	3,73	4,62
F	0,27	0,030	—	—	—
—O=F <sub>2</sub>	0,14	—	—	—	—
Сумма	99,45		100,51	100,51	100,97
Аналитик	З. Т. Катаева		В. А. Молева	G. Flink	М. Е. Казакова
Автор	Данные автора		Л. Л. Шилин, Е. И. Семенов, 1957	W. C. Brögger, 1890	Е. I. Semenov, H. Sørensen, 1966
Удельный вес	2,54		2,53—2,56	2,54	—
<i>N<sub>g</sub></i>	1,545		1,542—1,548	1,546	1,544
<i>N<sub>m</sub></i>	1,544		1,541—1,544	1,543	1,544
<i>N<sub>p</sub></i>	1,538		1,536—1,542	1,541	1,540

Таблица 9

## Межплоскостные расстояния эпидидимита

Тува		Ловозеро (Шилин, Семенов, 1957)		Тува		Ловозеро (Шилин, Семенов, 1957)	
<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)	<i>J</i>	<i>d</i> (Å)
2	6,50	3	6,43	1	1,972	1	1,967
1	5,95	2	5,80	—	—	1	1,931
3	4,50	5	4,65	8	1,837	7	1,835
—	—	1	4,07	9	1,801	9	1,797
5	3,60	7	3,65	2	1,746	4	1,750
7	3,42	8	3,40	2	1,700	3	1,700
10	3,12	10	3,10	7	1,642	8	1,643
10	2,97	10	2,98	—	—	1	1,590
1	2,84	1	2,88	6	1,540	8	1,542
1	2,75	1	2,75	1	1,480	2	1,480
5	2,54	6	2,60	1	1,450	2	1,451
7	2,47	7	2,48	5	1,390	7	1,391
2	2,42	3	2,41	5	1,363	7	1,363
5	2,25	5	2,26	6	1,330	7	1,328
7	2,13	8	2,13	—	—	1	1,306
1	2,10	1	2,04	8	1,288	9	1,286
				1	0,984		—

Условия съемки: излучение Cu-Ni; камера РКД;  $2R=57,3$  мм;  $2r=0,6$  мм. Аналитик Р. А. Александрова.

Таблица 10

## Межплоскостные расстояния берtrandита

Берtrandит				Берtrandит			
Тува		Илимаусак		Тува		Илимаусак	
$J$	$d$ (Å)	$J$	$d$ (Å)	$J$	$d$ (Å)	$J$	$d$ (Å)
	—	1	7,60	—	—	1	2,32
1	4,92	1	5,04	6	2,31	8	2,29
8	4,37	9	4,36	—	—	6	2,22
3	3,90	3	3,82	5	2,20	7	2,20
—	—	2	3,61	—	—	1	2,18
1	3,51	1	3,49	1	1,990	2	1,980
5	3,33	7	3,34	—	—	1	1,930
3	3,21	4	3,17	1	1,808	3	1,816
2	3,02	4	3,06	1	1,500	2	1,463
—	—	1	2,97	1	1,345	1	1,304
—	—	1	2,91	1	1,220	1	1,225
5	2,78	9	2,75	1	1,171	1	1,168
1	2,54	2	2,55	1	1,115	1	1,115
7	2,51	10	2,52	1	1,089		
—	—	1	2,42	1	1,070		
—	—	1	2,34	1	1,022		

Условия съемки тувинского образца: излучение Cu-Ni; камера РКД,  $2R=57,3$  мм,  $2r=0,6$  мм; аналитик Р. А. Александрова.

Формула берtrandита:  $Be_2AlSi_2O_6 \cdot 2H_2O$

## Берtrandит

Собственно берtrandит характерен для бериллиеносных грейзенов и измененных кислых эффузивов (Беус и др., 1956), а в щелочных породах редок и встречен лишь в пегматитах массива Илимаусак (Andersen, 1967). Близкие по составу минералы (гельберtrandит, сфероберtrandит и бериллит обнаружены в пегматитах Ловозерского массива (Семенов, 1957<sub>2</sub>; Власов и др., 1959). В Туве берtrandит встречен в ничтожных количествах в нефелин-сиенитовых пегматитах и главным образом в жилах с флюоритом (Коргередаба). В пегматитах он образует очень редкие скопления (до  $2 \times 2$  мм) мелкозернистого агрегата (вместе с флюоритом и серицитом) в пустотах породы, возможно, оставшихся после растворения лейкофана. На стенках таких пустот нарастают редкие пластинки берtrandита размером до  $0,1$  мм<sup>2</sup>. В жилах с флюоритом берtrandит на поздних стадиях замещает аминовит и лейкофан. Такие жилы отличаются кавернозным строением и выветрелостью, обусловленными, вероятно, развитием процессов выщелачивания (эпитермальных) и первоначальным содержанием в породе мелкозернистого пирита, окислившегося в гипергенной обстановке. В пустотах жил вместе с берtrandитом присутствуют мелкие кристаллы серицита, анкерита, мезолита, натролита, шабазита и лимонитизированного пирита.

Берtrandит бесцветен и прозрачен или белого цвета со слабым желтоватым оттенком, совершенной спайностью по базису. Кристаллы его (моноклинные) псевдогексагональной таблитчатой формы. Дебаеграмма аналогична эталонной (табл. 10). Оптически берtrandит двуосный,

отрицательный, показатели преломления его:  $N_g = 1,617$  и  $N_p = 1,590$ . Состав его определить не удалось из-за небольшого количества материала и его загрязненности. Спектральным анализом установлено присутствие в минерале Si, Be, Al (свыше 1%) и следы Ca, Mn, Y, Fe.

Бертрандит образуется на последних стадиях гидротермального процесса, при замещении аминовита и лейкофана.

Распределение бериллиевой минерализации в щелочных породах и их дериватах весьма неравномерное. Чрезвычайно четко выражена тенденция к постепенному накоплению Be в ходе развития щелочных комплексов. Бериллиевые минералы отсутствуют в ранних, собственно магматических породах и появляются в пневматолито-гидротермальных образованиях. В пегматитах этот процесс проявлен наиболее наглядно. В подавляющем большинстве случаев минералы Be появляются в пегматитах вместе с альбитом и цеолитами позже первичных минералов (полевых шпатов, нефелина, эгирина, арфведсонита, эвдиалита) или при их непосредственном изменении.

Примесь Be постоянно обнаруживается и во всех породообразующих минералах щелочных пород Тувы, но эта примесь обычно совершенно ничтожна. Полевые шпаты, нефелин и слюды обычно содержат от 0,0001 до 0,0008% Be. В пироксенах эта примесь незначительно возрастает, достигая 0,001%, причем максимально содержание Be в эгирин-авгите (0,001—0,002%), а минимально в диопсид-геденбергите (0,0005—0,001%). Следы Be улавливаются спектральным анализом и в аксессуарных минералах, но лишь в аксессуарных эвдиалите, нептуните, бритолите содержание Be повышается до 0,001—0,005%, а в сфене, апатите, лопарите, ильмените, цирконе и минералах группы велерита—розенбушита примесь Be менее 0,0002%.

Значительная и постоянная концентрация Be отмечается в амфиболах. Наименее обогащены Be обычные роговые обманки, тремолит-актинолит и кумингтонит (до 0,0006% Be). В гастингите это содержание повышается до 0,0009—0,005%, а в более редком арфведсоните — достигает 0,008—0,01%. Постоянно отмечается Be и в натролите (0,0008—0,006% Be), особенно концентрируясь в апофиллите (до 0,02%), полилитиионите (до 0,001%) и в поздних генерациях анальцима (до 0,005%). Присутствие ничтожной примеси Be в первичных минералах нефелиновых сиенитов само по себе не представляет интереса, но свидетельствует о потенциальной бериллиености пород. При развитии аутометасоматических и любых поздних гидротермально-пневматолитовых процессов, изменяющих первичные породы и минералы, бериллий может частично или полностью экстрагироваться из этих минералов, перераспределяясь и концентрируясь в поздних образованиях в виде собственных минералов. Однако несомненен и значительный привнос Be на пневматолито-гидротермальной стадии процесса.

Во всех случаях бериллиевые минералы тесно ассоциируют с флюоритом, альбитом, щелочными амфиболами, пироксенами или цеолитами, иногда — со слюдами. При развитии бериллиевой минерализации за пределами щелочных массивов, среди вмещающих пород кислого (граниты и сланцы) или карбонатного состава (мраморы), обращает на себя внимание интенсивный щелочной и часто фтористый метасоматоз в этих породах. Специфика этого процесса указывает на теснейшую ассоциацию Be с щелочами и фтором в образующихся породах, вероятно отражающую специфику минералообразующих растворов. Таким образом, и в связи с щелочными породами бериллиеносные растворы сохраняют те же особенности, которые характерны для растворов, формирующих бериллиеносные комплексы в кислых породах (гранитах и грейзенах). Перенос Be должен осуществляться фтористо-щелочными комплексами,

что неоднократно подчеркивалось А. А. Беусом (1960). Распад таких комплексов в растворах должен происходить при просачивании растворов через карбонатную (мраморы) или высококальциевую (скарны и карбонатные песчаники) породу, в которой происходит массовое образование плагиоклазов (альбитизация) или флюорита. Именно в таких условиях должна преимущественно развиваться и бериллиевая минерализация.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Бериллиевая минерализация характерна для щелочных пород и генетически связанных с ними пегматитов и метасоматитов. Преимущественно Ве концентрируется в нефелиновых сиенитах повышенной щелочности с коэффициентом агпаитности свыше 1. В типичных миаскитах содержание Ве незначительно и бериллиевая минерализация отсутствует. В породах с коэффициентом агпаитности, близким к 1 (Тува, Лангезунд-фиорд, Северное Прибайкалье), присутствуют гелвин или гентгелвин, аминовит, мелинофан, лейкофан, гамбергит. В ультращелочных породах с коэффициентом агпаитности свыше 1 образуются эвидимит, чкаловит, илимаусит, а затем — лейкофан, мелинофан, эпидидимит.

В отличие от пород кислого состава и генетически связанных с ними скарнов и грейзенов, в которых основными бериллиевыми минералами являются преимущественно силикаты и алюмосиликаты бериллия (берилл, фенакит, бавенит, гелвин), для нефелиновых сиенитов характерны комплексные силикаты Ве и щелочей. Единственными общими минералами являются гелвин и берtrandит, но в щелочных породах берtrandит весьма редок, а гелвин обычно обогащен цинком (генгелвин).

2. Образующиеся на поздних стадиях пегматитового и пневматолито-гидротермального процессов минералы бериллия часто заимствуют бериллий из подвергающихся изменению первичных минералов бериллия или темноцветных минералов. Однако на этих стадиях иногда устанавливается (для определенного эрозионного среза) и значительный принос бериллия.

Своеобразным генетическим типом бериллиевой минерализации являются жилы с флюоритом, содержащие редчайший бериллиевый минерал — аминовит. Относительная выдержанность качественного минерального состава этих жил позволяет выделить их в самостоятельный генетический тип. Четким поисковым критерием на них является генетическая связь с щелочными породами, преимущественное развитие в мраморах, приуроченность к контактам массивов или участкам скарированных мраморов и повышенное содержание бериллия в минералах и породах данной интрузивной группы.

3. В щелочных массивах (как и в гранитоидах) Ве не образует концентраций непосредственно в интрузивных породах, рассеиваясь при кристаллизации их в породообразующих (преимущественно темноцветных) минералах. Резкая концентрация Ве происходит в пневматолитовую стадию, в ходе которой и появляются собственные минералы Ве. Эта закономерность наглядно иллюстрируется и на примере пегматитов («микроинтрузий»), в которых Ве концентрируется на поздней стадии. Концентрация Ве сопровождается ростом содержания F, что указывает на вероятную миграцию Ве в форме фтористых (щелочно-фтористых) комплексов. Преимущественное накопление Ве происходит вблизи от непосредственного контакта интрузивных нефелиновых сиенитов, в верхних частях пегматитовых тел и зон альбититов.

4. Участвовавшие находки бериллиевой минерализации в связи со щелочными породами указывают на возможность нахождения в этих породах концентраций бериллия, тем более, что в них содержание бериллия превышает среднее содержание его в кислых породах, до последнего времени считавшихся основным бериллиеносным комплексом.

## Литература

- Бельков И. В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв. — Материалы по минералогии Кольского полуострова, № 3, Апатиты, 1962.
- Беус А. А. О бериллиевом везувиане. — Труды Мин. музея АН СССР, 1957, вып. 8.
- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. Изд-во АН СССР, 1960.
- Власов А. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, 1959.
- Гурвич С. И., Зубков Л. Б., Галецкий Л. С. Гентгельвин из окварцованных сненитов. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 5.
- Егоров И. Н. Геолого-минералогические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации одного из массивов гранитоидов. — Сов. геология, 1967, № 7.
- Еськова Е. М. Гентгельвин из щелочных пегматитов. — Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 3.
- Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Докембрий Тувы. — Сов. геология, 1960, № 9.
- Каленов А. Д. О грейзеновом типе бериллиевой минерализации. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1959, ч. 88, вып. 4.
- Капустин Ю. Л. Строение, минералогический состав и особенности распределения редкометальной минерализации в щелочных пегматитах Тувы. — В сб. «Особенности распределения редких элементов в пегматитах». Изд-во «Наука», 1969.
- Комарова Г. Н., Рудницкая Е. С., Яковлевская Т. А. Эвклиз из Восточной Сибири. — Зап. Всес. минер. об-ва. Изв. АН СССР, серия геол., 12, 1965.
- Кононова В. А. О метамиктной разновидности везувиана из щелочного пегматита Юго-Восточной Тувы. — Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2.
- Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. — Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 12, 1952.
- Луниц А. Я. Минералогия и генезис гентгельвина из редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Европейской части СССР. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1963.
- Новикова М. И. Эвклиз из пневматолито-гидротермальных месторождений Дальнего Востока. — Труды Мин. музея АН СССР, вып. 15, 1964.
- Портнов А. М. Лейкофан из Северного Прибайкалья. Минералы СССР. — Труды Минер. музея АН СССР, вып. 15, 1964.
- Семенов Е. И. Лейкофан из щелочных пегматитов Кольского полуострова. — Труды ИМГРЭ АН СССР, вып. 1, 1957.
- Семенов Е. И. Новые водные силикаты бериллия — гельбертрандит и сферобертрандит. — Труды ИМГРЭ, АН СССР, вып. 1, 1957.
- Семенов Е. И. Минералогия канкринитовых пегматитов и гидротермалитов Тувы. — Сб. «Минералогия пегматитов и гидротермалитов щелочных массивов». Изд. «Наука», 1967.
- Соседко А. Ф. Месторождения гельвина. — Природа, 1950, № 9.
- Шанин Л. А., Кононова Е. Л., Иванов И. Б. О применении нефелина в К — Ar геохронометрии. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1967.
- Шилин Л. Л., Семенова Е. И. Бериллиевые минералы — эпидидимит и эвидимит в щелочных пегматитах Кольского полуострова. — Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 2.
- Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Юго-Восточной Тувы. — В сб. «Абсолютное датирование тектономагматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Изд-во «Наука». М., 1966.
- Andersen S. On berylite and bertrandite from the Ilmaussaq alkaline intrusion, South Greenland. Meddl. om Grønland. 1967. Bd. 181. No 4 (I—II).
- Büggild O. B. Mineralogia groenlandica. Meddl. om Grønland, 1903, v. 26.
- Bollingberg H., Petersen O. V. Genthelvit from the Ilmaussaq alkaline intrusion, South Greenland. Meddl. om Grønland. 1967. Bd. 181, No 4 (I—II).
- Brögger W. C. Die Mineraline der Südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenitpegmatitgänge. — Zeitschr. f. Krist. 1890. Bd. 16.
- Hey M. N. An index of mineral species and varieties arranged chemically. — 2nd rev., ed. London. 1955.
- Hurlbut C. S. Aminoffite—a new mineral from Långban. — Geol. fören. i Stockholm förhandl. 1937, 59, N. 3, No 410.
- Kenngott A. Über Euklas, Topas, Diamant und Pirrithin aus Brasilien. — Neues Jahr. Mineral., Geol. und Paläontol., 1884, B. 1.
- Semenov E. I., Sørensen H. Eudidimite and epididimite from the Ilmaussaq alkaline intrusion, South Greenland. — Meddl. om Grønland, 1966. Bd. 181, No 2.
- Mandarino J. S. X-ray powder data for aminoffite. — Amer. Min., 1963, v. 43.

Mortenson C. Euclase und Bertrandit aus dem Feldspatpegmatit von Kolsva in Schweden. — Neues Jahr. Miner., 1960, Bd. 94, H. 2.

Peng Chi-ju, Tsao Rung-lung, Zou Zu-rung. Gugiaite,  $\text{Ca}_2\text{BeSi}_2\text{O}_7$ , a new beryllium mineral and its relation to the Melilite group. — Sci. Sinica, 1962, v. 11, No. 7.

Sharp W. N. Euklase in greisen pipes and associated deposits, Park County, Colorado. — Amer. Miner., 1961, v. 46, No. 11—12.

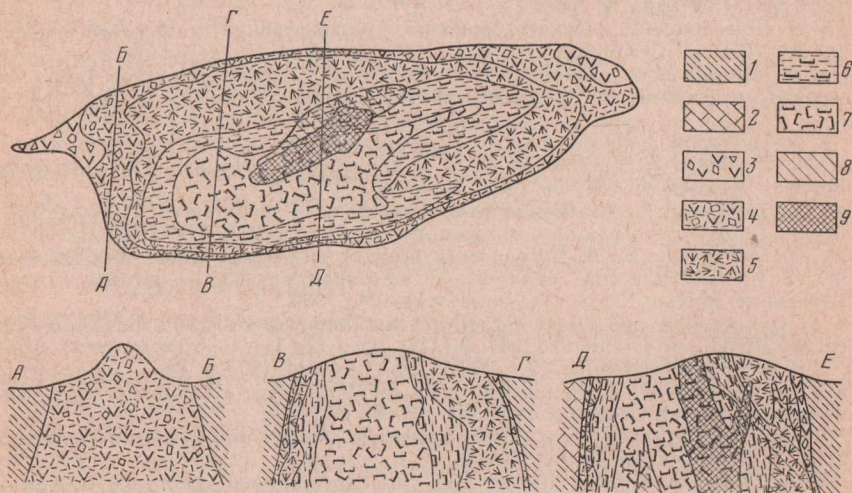
А. Ф. ЕФИМОВ, Е. М. ЕСЬКОВА

## МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Щелочные метасоматиты западного склона Урала представляют собой довольно уникальное, во всяком случае для этого региона, геологическое образование. Известные уже давно щелочные метасоматиты восточного склона Урала пространственно и генетически тесно связаны с крупными щелочными интрузиями миаскитового типа. В то же время щелочные метасоматиты, обнаруженные на западном склоне, имеют преимущественно агпаитовый характер (эгириновые, рибекитовые разновидности) и не обнаруживают отчетливой пространственной и генетической связи с интрузиями щелочных пород.

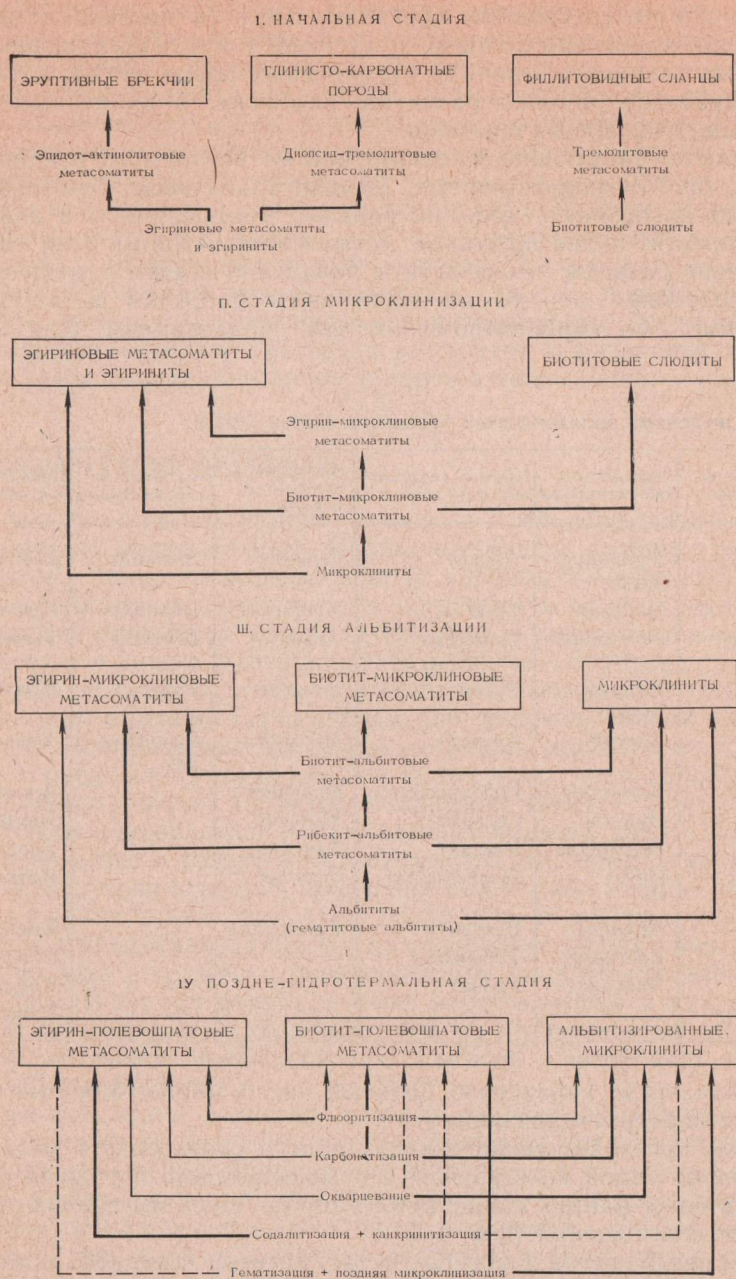
Все это заставило авторов, ранее в течение ряда лет изучавших щелочные интрузии Восточного Урала, провести сравнительное геолого-петрографическое, геохимическое и минералогическое исследование щелочных образований восточного и западного склонов Урала.

В процессе этой работы были получены новые данные, часть из которых уже опубликована (Ефимов и др., 1967, 1969, 1970; Еськова, Ефимов, 1970). Учитывая, что в указанных публикациях был приведен достаточно полный геолого-петрографический очерк метасоматитов, в дан-



Фиг. 1. Генетическая схема распределения щелочных метасоматитов западного склона Урала

Вмещающие породы: 1 — филлитовидные сланцы протерозойского возраста; 2 — глинисто-карбонатные породы протерозойского возраста. Первичные породы: 3 — эруптивные брекчии. Щелочные метасоматиты: 4 — эпидот-актинолитовые метасоматиты начальной стадии изменения; 5 — эгириновые и эгирин-микроклиновые метасоматиты; 6 — биотит-микроклиновые метасоматиты; 7 — микроклиниты; 8 — рибекит-альбитовые метасоматиты; 9 — гематит-полевошпатовые метасоматиты



Фиг. 2. Схема последовательности формирования щелочных метасоматитов западного склона Урала. Направление стрелок показывает последовательность образования метасоматитов или метасоматических процессов, их толщина — интенсивность проявления, а пунктир — предполагаемое развитие.

ной статье мы ограничимся лишь очень краткой геологической справкой.

Щелочные метасоматиты западного склона Урала образуют локальное тело небольших размеров (1,5×0,5 км), приуроченное к столь же локальному выходу эруптивных брекчий трахиандезито-базальтовых порфиритов, в обломках которых наряду с осадочными вмещающими породами в наибольших количествах встречаются порфириты, комендиты, граниты и альбитофиры. Метасоматиты развиваются как (преи-

мущественно) по эруптивным брекчиям, так и (в меньшей степени) по вмещающим осадочным толщам, представленным переслаиванием филлитовидных сланцев и глинисто-карбонатных пород (PгZ), а также по дайкам диабазов, широко развитым в районе, и одиночным дайкам пегматитных щелочных сиенитов.

Выделяются следующие основные типы метасоматитов: эгирин-микроклиновые, биотит-микроклиновые, рибекит-альбитовые, биотит-альбитовые, эгирин-альбитовые, мономинеральные микроклиниты и альбититы, а также гематит-полевошпатовые метасоматиты. Кроме этих типов более локально развиты метасоматиты начальной стадии замещения: эпидот-актинолитовые породы по эруптивным брекчиям и Na-тремолит-диопсидовые — по карбонатно-глинистым образованиям. Для всех ти-

Т а б л и ц а 1

Минералы щелочных метасоматитов западного склона Урала

Породообразующие минералы	Редкометалльные минералы	Прочие акцессорные минералы	Породообразующие минералы	Редкометалльные минералы	Прочие акцессорные минералы
Микроклин	Уранпирохлор	Апатит	Серицит	Монацит	Нейборит
Альбит	Пандаит	Сфен	Хлорит	Барилит	Сфалерит
Диопсид-геденбергит	Nb-эшинит	Ильменит	Кварц	Гентгельвин	Галенит
Эгирин	Ильменорутит	Рутил	Гематит	Торит	Молибденит
Актинолит	Баотит	Анализ	Магнетит	Стронцианит	Халькопирит
Na-тремолит	Колумбит	Родохрозит	Флюорит		Арсенопирит
Керсутит	Циркон	Сидерит	Кальцит		Лимонит
Рибекит	Бербанкит	Рамзаит	Анкерит		Барит
Арфведсонит-рибекит	Ортит	Астрофиллит	Содалит		Натролит
Эпидот	Анkilит	Везувиан	Канкринит		Кианит
Биотит	Бастнезит	Турмалин			Ставролит
Флогодит	Бритолит	Гранат			Корунд
					Шпинель

пов метасоматитов характерно большое число многостадийных поздних прожилков перекристаллизации.

Вопросы пространственного и стадийного соотношения метасоматитов различных типов между собой и с замещаемыми породами рассматривались в более ранних наших публикациях. Здесь мы приводим только схемы этих соотношений (фиг. 1, 2).

Минеральный состав щелочных метасоматитов западного склона Урала крайне разнообразен: он включает около 70 минеральных видов (табл. 1); авторами настоящей статьи установлено и изучено свыше 20 наиболее редких для объекта минералов. Часть из них обнаружена в СССР впервые (нейборит, пандайт, баотит), другие отмечаются впервые для щелочных метасоматитов Урала (барилит, бербанкит, анкилит, гентгельвин, родохрозит, рамзаит, астрофиллит и др.). Акцессорная бериллиевая минерализация типа месторождения Сил-Лэйк (Лабрадор, Канада), представленная барилитом и гентгельвином, обнаружена также впервые авторами.

Из акцессорных редкометалльных минералов наибольшее число видов приходится на минералы ниобия, тантала (уранпирохлор, пандайт, ниобозинит, ильменорутит, баотит, колумбит) и редкоземельных элемен-

тов (ниобозшинит, бербанкит, бастнезит, монацит, анкилит, бритолит, ортит). В то же время цирконий, несмотря на резко повышенное содержание его в породах, представлен лишь цирконом.

В этой статье принята следующая последовательность описания минералов: породообразующие, акцессорные редкометалльные (поэлементно) и акцессорные нередкометалльные. Детальность описания минералов неодинакова, так как, во-первых, не приводится подробного описания минералов постоянного состава и более детально описаны минералы, состав которых широко варьирует, во-вторых, краткость описания некоторых минералов объяснялась резкой недостаточностью материала для исследования. Последняя может относиться даже к породообразующим минералам, ввиду того, что почти все метасоматиты представляют собой субмикроскопические срастания минералов и выделения мономинеральных фракций затруднительно, а порой и невозможно.

## ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Полевые шпаты являются главными лейкократовыми минералами щелочных метасоматитов. Преимущественное развитие имеют чисто натровые и калиевые полевые шпаты: альбиты и микроклины. Промежуточные разности полевых шпатов встречаются крайне редко. Натро-кальциевые плагиоклазы присутствуют лишь в незамещенных базальтовых дайках и в виде вкрапленников в первичных эруптивных брекчиях.

Калиевые полевые шпаты в подавляющем большинстве представлены микроклинами с весьма характерным для щелочных пород изопретитовым типом двойникования. Их дифрактограммы показывают, что они относятся к предельно упорядоченным разностям, о чем говорит резкое расщепление отражений 130 и 131 (Марфунин, 1962).

Оптически монокристаллические калиевые полевые шпаты наблюдаются довольно редко и только в метасоматитах начальных стадий замещения, когда полевошпатизация проявлена очень слабо и калиевый полевой шпат встречается в виде отдельных разрозненных кристаллов. Для главной массы эгириин-микроклиновых метасоматитов характерны мелкозернистые, но уже отчетливо сдвойникованные по изопретитовому закону микроклины. В биотит-микроклиновых метасоматитах и микроклинитах калиевые полевые шпаты сохраняют тот же изопретитовый облик, но их размеры постепенно увеличиваются, достигая в некоторых разностях микроклинитов  $5 \times 3$  см.

Форма выделения калиевых полевых шпатов закономерно меняется по мере увеличения их размеров. В эгириновых метасоматитах начальных стадий замещения они образуют мелкие до 1 мм выделения неправильной, близкой к изометричной, формы. При более интенсивной микроклинизации в этих породах появляются уже лейсты микроклина, размером до  $8 \times 2$  мм, и они приобретают все более и более четкие пластинчатые очертания.

В эгириин-полевошпатовых метасоматитах лейсты калиевых полевых шпатов, как правило, ориентированы беспорядочно. При замещении этих пород биотит-полевошпатовыми метасоматитами они приобретают субпараллельную ориентировку, аналогичную ориентировке калиевых полевых шпатов в трахитоидных породах. В микроклинитах, где калиевый полевой шпат образует уже крупные таблитчатые кристаллы, ориентировка их опять незакономерная. Для микроклинитов периферических частей тела метасоматитов, кристаллизовавшихся, по-видимому, в открытых трещинах, характерны четко ограненные кристаллы микроклина без включений других минералов. Для микроклинитов центральной зоны, формировавшихся в результате площадного метасоматоза, напротив, ча-

ще всего присущи гигантские (по  $5 \times 10$  см) метакристаллы с очертаниями неправильной формы и с огромным количеством включений других минералов, так что порода приобретает пойкилобластический характер.

Очень существенной, на наш взгляд, особенностью калиевых полевых шпатов щелочных метасоматитов является почти полное отсутствие калиевых полевых шпатов с пертитами распада. Имеющиеся в микроклине вроски альбита обычно располагаются в периферических частях кристаллов и никогда не наблюдается равномерного и кристаллографически-закономерного их распределения, характерного для пертитов распада. Взаимоотношения микролина с альбитом стадии альбитизации носят резко реакционный характер (коррозия и замещение калиевых полевых шпатов альбитом и прожилки альбита в них).

Для метасоматитов центральной части тела характерно проявление калиевого полевого шпата второй генерации, который в виде субмикроскопически зернистого агрегата корродирует крупные кристаллы микролина I, а также замещает и мелкозернистый альбитовый агрегат.

Основная масса альбита представлена неравномерно-зернистым микро- и мелкозернистым агрегатом, состоящим из изометричных и несколько вытянутых сдвойникованных зерен. Довольно часто альбит совместно с калиевым полевым шпатом образует трудно делимую мелкозернистую массу. Для заключительных этапов стадии альбитизации, в особенности мономинеральных альбититов, характерен лейстовый альбит.

**Пироксены.** Состав пироксенов в щелочных метасоматитах, судя по имеющимся химическим анализам и многочисленным определениям оптических констант, меняется в пределах тройной диаграммы диопсид — геденбергит — эгирин. Причем пироксены ряда диопсид — геденбергит характерны для диабазовых даек, вкрапленников в эруптивных брекчиях, а также для апоглинисто-карбонатных и апоэффузивных метасоматитов начальной стадии замещения, в то время как для метасоматитов последующих стадий типоморфен только эгирин (акмит).

Пироксен диабазов образует более или менее изометричные выделения неправильной формы. В шлифах он практически бесцветен. По оптическим свойствам ( $c : Ng = 35-40^\circ$ ,  $2V_{Ng} = 50-55^\circ$ ) близок к чистому диопсиду. В метасоматически измененных разностях диабазов диопсид замещается щелочным пироксеном.

Пироксен вкрапленников эруптивных брекчий встречается далеко не так часто, как бурый амфибол, но в некоторых участках образует существенные скопления и количественно преобладает над амфиболом. Вкрапленники пироксена представляют собой выделения округлой формы, размером до 1 мм, бледно-зеленого цвета. Извлечение мономинерального пироксена для химического анализа не представляется возможным ввиду очень малых размеров его выделений и редкой их вкрапленности. Интерпретация оптических данных ( $ng = 1,738$ ,  $np = 1,708$ ,  $2V_{Ng} = 61^\circ$ ;  $c : Ng = 45^\circ$ ) по диаграммам Винчелла (А. Н. Винчелл и Г. Винчелл, 1953) и И. А. Островского (1946), низкие интерференционные окраски позволяют определить его химический состав как промежуточный в ряду диопсид — геденбергит (65% геденбергитовой составляющей).

В Na-тремолит-диопсидовых метасоматитах пироксен является вторым по распространенности после Na-тремолита породообразующим минералом. Пироксен распределен равномерно в общей нематобластовой массе породы, облик которой определяется спутанно-игольчатым агрегатом амфибола. Выделения пироксена, как правило, очень мелки ( $< 0,1$  мм), разрозненны и имеют неправильную, часто лапчатую, но близкую к изометрической форму. Оптические свойства ( $ng = 1,720$ ,  $np = 1,687$ ,  $2V_{Ng} = 58^\circ$ ;  $c : Ng = 42^\circ$ ) позволяют отнести минерал к промежуточным членам ряда диопсид — геденбергит (35% геденбергитовой составляющей).

Исключительно мелкие размеры пироксена не позволили произвести его химический анализ. Однако в зоне развития этих метасоматитов было встречено несколько кальцит-пироксеновых прожилков, причем состав пироксена в них, судя по оптическим константам, практически тождествен составу пироксена основной массы диопсид-тремолитовых метасоматитов. Химический анализ пироксена из прожилков (табл. 2) приводит к формуле  $Na_{0,12}Ca_{0,87}Mg_{0,50}Fe''_{0,34}Fe'''_{0,15}Si_{2,01}O_6$ , что хорошо согласуется с оптическим определением его состава.

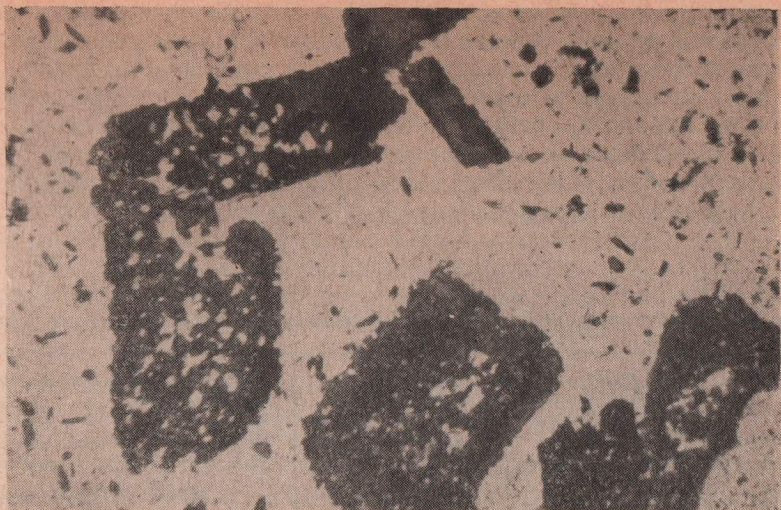
Т а б л и ц а 2

Химический состав пироксенов щелочных метасоматитов западного склона Урала

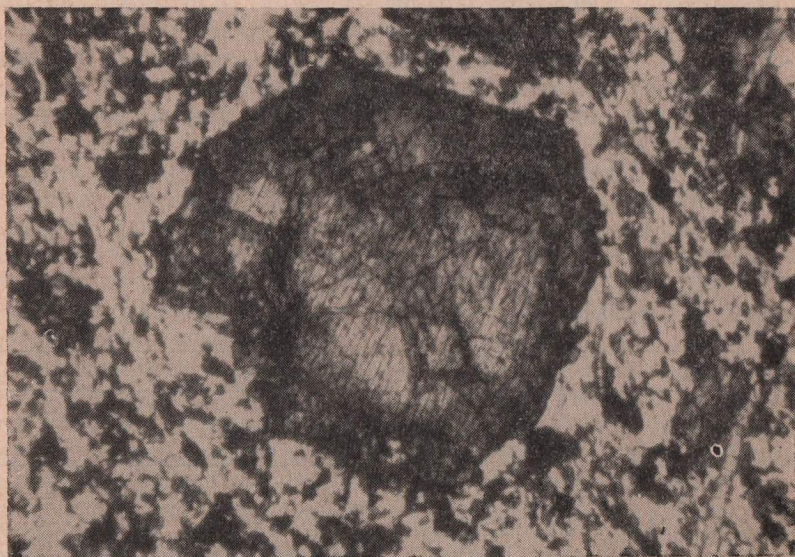
Компоненты	Диопсид-салит из апоглинисто-карбонатных метасоматитов		Эгирины из эгирин-полевошпатовых метасоматитов	
	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
SiO <sub>2</sub>	51,52	8578	51,47	8569
TiO <sub>2</sub>	0,10	13	0,42	53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,59	312	1,54	302
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54	444	30,65	3838
FeO	10,83	1507	0,54	75
MnO	0,29	41	0,10	14
MgO	10,00	2480	0,31	77
CaO	20,93	3732	0,56	100
Na <sub>2</sub> O	1,37	442	11,65	3753
K <sub>2</sub> O	0,20	7	1,95	414
F	—	—	0,09	—
H <sub>2</sub> O	0,36	—	0,68	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	—	0,03	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	То же	—	Не обн.	—
Сумма	100,48	—	99,86	—
Аналитик	З. Т. Катаева			
Литературный источник	Материал авторов			

Пироксен эгирин-полевошпатовых метасоматитов, судя по многочисленным замерам угла погасания и определениям прочих оптических констант ( $ng=1,820$ ,  $np=1,750$ ,  $2V_{Np}=64^\circ$ ,  $c:Np=0-5^\circ$ ), близок по составу к акмиту, что подтверждается химическим анализом (см. табл. 2), пересчитываемым на формулу:  $Na_{0,97}Ca_{0,03}Mg_{0,02}Fe''_{0,02}Fe'''_{0,89}Al_{0,07}Si_{2,00}O_6$ .

При постоянстве химического состава морфологически эгирины эгирин-полевошпатовых метасоматитов довольно разнообразны. На начальных стадиях замещения появляются мелкие изометричные, часто футляровидные метакристаллы (фиг. 3). При более интенсивном замещении исходной породы они сменяются радиально-лучистыми и звездчатыми агрегатами кристаллов бурого цвета, которые при последующей полевошпатизации укрупняются в размерах и приобретают довольно интенсивно зеленую окраску. Форма кристаллов становится длиннопризматической или даже игольчатой, а их ориентировка беспорядочной. В процессе альбитизации эгирин-микроклиновых метасоматитов эгирин довольно часто замещается рибекитом и литиевым флогопитом.



Фиг. 3. Метакристаллы эгрина в эгрин-полевошпатовых метасоматитах. Увел. 34, без анализатора



Фиг. 4. Зональный кристалл керсутита — бурое ядро, зеленая периферическая зона (актинолитизация). Увел. 34, без анализатора

Амфиболы — главные породообразующие минералы актинолитовых, актинолит-эпидотовых, диопсид-тремолитовых метасоматитов начальной стадии замещения, а также рибекит-альбитовых метасоматитов стадии альбитизации. Кроме того, они в качестве главных минералов встречаются во вкрапленниках эруптивных брекчий и являются единственным темноцветным минералом пегматоидных щелочных сиенитов.

Амфибол эруптивных брекчий в виде отдельных мелких (до  $1 \times 1,5$  мм) черных кристаллов равномерно вкраплен в основной цементирующей массе, а также встречается в виде вкрапленников в обломках комендитов. При микроскопическом изучении обнаружено, что амфибол вкрапленников эруптивных брекчий и комендитов тождествен. Выделе-

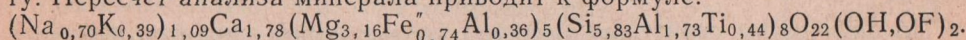
Таблица 3

## Химический состав амфиболов щелочных метасоматитов западного склона Урала

Компоненты	Керсутит из эруптивных брекчий		На-тремолит апоглинисто-карбонатных метасоматитов		Арфведсонит-рибекит из пегматоидного сиенита		Магнезиорибекит из рибекит-альбитовых метасоматитов		Магнезиорибекит-асбест из зон окварцевания микроклинитов	
	вес. %	атомные количеств.	вес. %	атомные количеств.	вес. %	атомные количеств.	вес. %	атомные количеств.	вес. %	атомные количеств.
SiO <sub>2</sub>	41,17	6855	52,31	8378	53,60	8924	52,07	8669	53,27	8869
TiO <sub>2</sub>	4,09	512	1,16	145	0,88	110	0,71	89	0,33	41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,55	2462	1,56	306	1,20	235	1,90	372	1,46	286
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,94	869	2,26	183	13,55	1697	16,67	2088	15,95	1998
FeO	6,23	867	5,14	715	8,47	1179	9,75	1357	7,90	1100
MnO	сл.	—	0,30	42	0,90	127	0,38	54	0,15	21
MgO	15,00	3720	20,09	4982	9,38	2326	8,02	1989	9,53	2363
CaO	11,76	2097	9,84	1755	1,63	291	1,11	198	1,88	335
Na <sub>2</sub> O	2,55	823	4,21	1358	5,51	1777	5,36	1730	5,41	1746
K <sub>2</sub> O	2,15	456	1,27	270	2,02	429	2,21	470	2,35	498
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,11	—	0,083	—	0,19	—	0,007	—
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,004	—	0,01	—	0,001	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	Следы	—	—	—	—	—	—	—
Rb <sub>2</sub> O	—	—	0,026	—	—	—	—	—	—	—
Cs <sub>2</sub> O	—	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—
Li <sub>2</sub> O	—	—	0,002	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	1,00	—	1,31	—	0,56	—	1,60	—	1,94	—
F	0,78	—	0,52	—	0,70	—	0,79	—	0,85	—
Сумма*	100,16		100,16		99,54		100,57		101,02	
	0,21		0,21		0,29		0,33		0,39	
	99,95		99,95		99,25		100,24		100,63	
Аналитик	З. Т. Катаева									
Литературный источник	Материал авторов									

\* В сумму входит 0,68% п. п. п.

ния его, как правило, имеют овальную форму, реже встречаются шестигранники, представляющие поперечные сечения призматических кристаллов (фиг. 4). Окраска в шлифах бурая. Сильный плеохроизм от светло-бурого по *Ng* до темно-бурого по *Np*. Интерференционные окраски низкие — серые. В поперечных шестигранных сечениях иногда проявлено полисинтетическое двойникование. Оптические свойства ( $ng=1,700$ ,  $np=1,685$ ,  $2V_{Np}=80-86^\circ$ ,  $c:Ng=16-19^\circ$ ) и химический состав (табл. 3) позволяют отнести его к полущелочному титановому амфиболу-керсутиту. Пересчет анализа минерала приводит к формуле:



Амфибол начальных стадий замещения вулканических брекчий представлен мелким агрегатом короткоигольчатых кристаллов зеленого цве-

та. По оптическим свойствам этот амфибол ( $2V_{Np}=76^\circ$  и  $c:Ng=30^\circ$ ) близок к ферроактинолиту.

Амфибол из апоглинисто-карбонатных метасоматитов начальной стадии замещения встречается либо в виде отдельных бесцветных игольчатых кристаллов размером  $1 \times 3$  мм, в массе карбоната, если метасоматоз проявлен слабо, либо в виде сплошного агрегата, беспорядочно ориентированных призматических светло-зеленых кристаллов (размером до  $2 \times 5$  мм), в том случае, когда метасоматоз этой стадии проявлен интенсивно. В шлифах минерал бесцветен. Игольчатые кристаллики передового фронта замещения характеризуются очень высокими интерференционными окрасками, в то время, как крупные кристаллы последующей стадии имеют более умеренное двупреломление. Оптические свойства крупных кристаллов:  $ng = 1,632$ ,  $np = 1,604$ ;  $2V_{Np} = 88^\circ$ ,  $c:Ng = 23^\circ$ .

Таблица 4

Оптические свойства амфиболов из щелочных метасоматитов западного склона Урала

Минерал	$n_g$	$n_p$	Плеохроизм		$c:Np$	$2V$
			$Ng$	$Np$		
Амфибол пегматоидных сиенитов	1,680	1,672	Голубовато-зеленый	Серо-фиолетовый	13—25	80—87
Амфибол из альбит-рибекитовых метасоматитов	1,685	1,680	Светло-голубой	Синий	3—6	89
Амфибол-асбест из окварцованной зоны микроклинитов	1,679	1,670	Голубой	»	3	82

Судя по совокупности оптических свойств, амфибол принадлежит к существенно магнезиальным членам ряда тремолит—актинолит. Химический анализ минерала подтверждает принадлежность его к магнезиальным амфиболам и к тому же указывает на его высокую щелочность, что позволяет отнести его к группе полущелочных магнезиальных амфиболов типа Na-тремолита (рихтерита). На этом примере можно еще раз убедиться, что кальциевые и щелочные натрокальциевые магнезиальные амфиболы практически неразличимы по оптическим свойствам. Пересчет анализа этого амфибола приводит к формуле:  $(Na_{1,20}K_{0,24})_{1,44}Ca_{1,59} \cdot (Mg_{4,39}Fe_{0,67})_{5,16}(Si_{7,38}Ti_{0,13}Al_{0,27}Fe_{0,16})_{7,94}O_{22}(OH,F)_2$ . По соотношению щелочей и кальция минерал является промежуточным членом между тремолитом  $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$  и Na-тремолитом  $Na_2CaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ , приближаясь к последнему.

Амфиболы пегматоидных щелочных сиенитов, рибекит-альбитовых метасоматитов и амфибол-асбесты процесса позднего окварцевания имеют довольно близкий состав и относятся к типу магнезиорибекитов, магнезиорибекит-арфведсонитов и поэтому описываются совместно. Амфибол в пегматоидных сиенитах образует крупные призматические кристаллы (до  $6 \times 2$  см) черного цвета, а в рибекит-альбитовых метасоматитах — мелкие ( $3 \times 1$  мм) игольчатые черные кристаллы, беспорядочно ориентированные в породе. Амфибол-асбест встречен только в микроклинитах, где его длиноволокнистый агрегат голубовато-серого цвета, совместно с кварцем образует единый замещающий комплекс, развивающийся в интерстициях между лейстами микроклина и корродирующей их.

По оптическим свойствам амфибол пегматоидных сиенитов и амфибол рибекит-альбитовых метасоматитов резко различны (табл. 4). По характеру плеохроизма, углам  $cNp$  и  $2V$  амфибол рибекит-альбито-

вых метасоматитов достаточно уверенно можно отнести к рибекиту, в то время как амфибол пегматоидных сиенитов ближе всего соответствуют арфведсониту.

Химический анализ всех трех минералов (см. табл. 3) показал большую близость их составов. В то же время намечающаяся тенденция различий в составах отвечает тенденции изменения их оптических свойств. Пересчет анализов приводит к формулам: амфибол из пегматоидного сиенита —  $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2,22}(\text{Mg}_{2,07}\text{Fe}'_{1,16})_{3,23}(\text{Fe}'''\text{Al})_{1,72}\text{Si}_{8,05}\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ ; амфибол из рибекит-альбитового метасоматита —  $(\text{Na}, \text{K})_{2,14}(\text{Mg}_{1,77}\text{Fe}_{1,26})_{3,03} \cdot (\text{Fe}''', \text{Al})_{1,79}(\text{Si}, \text{Al})_{8,0}\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ ; амфибол-асбест из окварцованных микроклинитов —  $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})_{2,29}(\text{Mg}_{2,09}\text{Fe}''_{0,99})_{3,08}(\text{Si}, \text{Al})_{8,0}\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2$ .

Сопоставление составов и оптических свойств этих трех амфиболов еще раз подчеркивает недостатки диаграмм оптического определения амфиболов и свидетельствует о влиянии и других, кроме химического состава, факторов (упорядоченность) на изменение оптических свойств в этой группе минералов.

Слюды являются главными темноцветными минералами промежуточной биотит-микроклиновой и центральной микроклиновой зон тела метасоматитов, имеющих большую площадь распространения, а также биотит-альбитового замещающего комплекса.

Определение показателей преломления основных разновидностей слюд (табл. 5) показало, что железистость их варьирует в широких пределах: от феррофлогопита до сидорофиллит-лепидомелана. Биотит вмещающих филлитовидных сланцев, судя по оптическим свойствам (зеленая окраска, низкие показатели преломления), характеризуется магнезиальным составом, что хорошо согласуется с резким преобладанием магния над железом в валовом анализе этих пород. При микроклинизации филлитовых сланцев железистость биотитов увеличивается. При-

Т а б л и ц а 5

Показатели преломления слюд щелочных метасоматитов западного склона Урала

Порода	$n_g \approx n_m$
Неизменные и слабо измененные первичные породы:	
филлитовидные сланцы	1,613—1,615
То же; слабо микроклинизированные	1,615—1,618
» » тремолит-диопсидовый метасоматит с флогопитом	1,616—1,618
Метасоматиты стадии микроклинизации:	
биотит-микроклиновые (меланократовые)	1,640—1,645
биотит-микроклиновые (лейкократовые)	1,645—1,647
Метасоматиты стадии альбитизации:	
рибекит-альбитовые	1,625
биотит-альбитовый замещающий комплекс в эгириновых метасоматитах	1,625—1,615
альбитизированный микроклинит	1,625—1,627
биотит-альбитовая оторочка вокруг микроклина	1,611
канкринит-альбитовый замещающий комплекс	1,600—1,601
хлоритизированный биотит-полевошпатовый	1,573
хлоритизированный биотит-полевошпатовый	1,611
меланит с хлоритом	1,561
Метасоматиты позднегидротермальной стадии:	
альбит-карбонатные прожилки в диабазовой дайке	1,630—1,627
анкеритовый прожилок в эгириновых метасоматитах	1,648
биотит-карбонатный прожилок	1,677

близительно столь же маложелезисты и светло-бурые слюды апоглинисто-карбонатных Na-тремолит-диопсидовых метасоматитов начальной стадии замещения.

При метасоматическом преобразовании вулканических брекчий биотит появляется лишь в зоне биотит-эгирин-микроклиновых метасоматитов, хотя очень мелкочешуйчатый агрегат биотита в небольшом количестве образуется и на более ранней стадии их изменения, параллельно с эгирином, развиваясь на границе лейкократовых обломков с эгириновым агрегатом.

Железистость биотитов биотит-микроклиновых метасоматитов закономерно увеличивается с увеличением количества микроклина и достигает максимума в микроклинитах, в отдельных телах которых отмечается наиболее железистый черный биотит, близкий к анниту, со значительным количеством лепидомелановой составляющей.

Биотиты из метасоматитов стадии альбитизации имеют значительно более низкую железистость, они резко отличаются от биотитов стадии микроклинизации более светлой окраской (от бурой до оранжевой) и более низкими показателями преломления, характерными для железистых флогопитов. Химический состав этих слюд, определенный Т. А. Капитоновой, подтверждает данные оптического определения:  $\text{SiO}_2$  — 45,72;  $\text{TiO}_2$  — 0,52;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 8,90;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,61;  $\text{FeO}$  — 4,36;  $\text{MnO}$  — 0,18;  $\text{MgO}$  — 22,79;  $\text{CaO}$  — 0,37;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,04;  $\text{K}_2\text{O}$  — 11,33;  $\text{Li}_2\text{O}$  — 0,90. Сумма 96,72 и приводит к формуле:  $(\text{Na}_{0,28}\text{K}_{1,98}\text{Ca}_{0,05})_{2,31}(\text{Mg}_{4,68}\text{Ni}_{0,50}\text{Fe}_{1,0})_{6,18} \cdot \text{Si}_{6,27}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{1,44})_{7,76}\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{F})_2$ . Важной геохимической особенностью феррофлогопитов метасоматитов стадии альбитизации является высокое содержание в них лития.

Для поздних гидротермальных прожилков карбонатного состава характерно повышение железистости биотитов вплоть до максимальной в биотите из мономинерального биотитового прожилка в ассоциации с жильным карбонатом. Химический состав такого биотита следующий (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 32,79;  $\text{TiO}_2$  — 3,36;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 13,20;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 5,55;  $\text{FeO}$  — 26,98;  $\text{MnO}$  — 1,06;  $\text{MgO}$  — 3,13;  $\text{CaO}$  — 0,37;  $\text{F}$  — 0,32;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,36;  $\Sigma$  — 87,12. Аналитик Т. А. Капитонова. Методом фотометрии пламени в биотите определено 8,00% К, 0,77% Na, 0,06% Zr, 0,09% Rb и 0,01% Cs. Пересчет химического анализа этого минерала приводит к формуле:  $(\text{K}, \text{Na})_{2,04}(\text{Mg}_{0,79}\text{Fe}_{3,95}^{\prime\prime})_{4,74}(\text{Fe}_{0,69}^{\prime\prime\prime}\text{Al}_{0,64})_{1,29}(\text{Si}, \text{Ti})_{5,96}\text{Al}_2\text{O}_{20} \cdot (\text{OH}, \text{F})_2$ .

Содалит — типоморфный минерал позднего замещающего комплекса, развитого локально в эгирин-полевошпатовых метасоматитах. Выделяется темно-серый ранний содалит и голубой — поздний. Ранний содалит является главной составной частью (до 50—80%) некоторых участков эгириновых метасоматитов. Он образует кубические, призматические и додекаэдрические кристаллы и округлые выделения до 2,5 см в поперечнике, равномерно распределенные в породе и содержащие многочисленные включения игольчатых кристаллов эгирина. Окраска минерала грязно-серая. Поздний содалит серовато-голубого и голубого цвета представлен либо мелкозернистым агрегатом в позднем замещающем комплексе эгирин-микроклиновых метасоматитов совместно с альбитом, канкринитом, кальцитом и цеолитами, либо образует секущие прожилки до 1—5 см мощностью совместно с альбитом, канкринитом, кальцитом, бербанкитом, нейборитом, сульфидами и цеолитами, а иногда и мономинеральные — в эгирин-полевошпатовых, биотит-полевошпатовых метасоматитах и микроклинитах.

Ранний содалит замещается канкринитом, альбитом, кальцитом, цеолитами и поздним содалитом, который сам никогда не подвергается никаким замещениям.  $n = 1,480$ , удельный вес — 2,285.

3. Т. Катаевой был выполнен приведенный ниже химический анализ позднего содалита:  $\text{SiO}_2$  — 37,30;  $\text{TiO}_2$  — не обн.;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 32,23;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,16;  $\text{FeO}$  — не опр.;  $\text{MnO}$  — следы;  $\text{MgO}$  — 0,13;  $\text{CaO}$  — 0,36;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 21,56;  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,18;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,46;  $\text{Cl}$  — 5,61,  $\Sigma$  — 100,99, —  $\text{O} = \text{F}_2$  — 1,27, сумма 99,72. Пересчет химического анализа содалита приводит к обычной для этого минерала формуле:  $\text{Na}_{3,74}\text{Al}_{3,06}\text{Si}_{3,0}\text{Cl}_{0,76}\text{OH}_{0,27}$ .

Канкринит — характерный минерал поздней стадии замещения эгирин-микроклиновых метасоматитов, где его количество в отдельных участках достигает 20—30%. Преимущественная форма выделений канкринита и его физические свойства приведены в табл. 6. В содалит-канкринитовых прожилках, пересекающих эгирин-микроклиновые метасоматиты, канкринит ассоциирует с нейборитом, бербанкитом, флюоритом

Таблица 6

Физические свойства карбонат-канкринитов из некоторых нефелин-сиенитовых комплексов

Свойства	Щелочные метасоматиты западного склона Урала	Щелочные пегматиты Хибин	Щелочные пегматиты Ловозера	Щелочные пегматиты Дахунур (Тува)
Форма выделения	Игольчато-шестоватые выделения: в канкринитовых и канкринит-содалитовых прожилках размером до $5 \times 3$ см		Прожилки и каемки в содалите	Мономинеральные блоки (до метров) в поперечнике в центральной части пегматитовых жил
Цвет	Белый, ярко-желтый	Желтый	Фиолетовый	Розовато-белый, белый
Удельный вес	2,43	2,43	2,39	2,50
	1,518	1,519	1,513	1,521
	1,495	1,498	1,491	1,502
Литературный источник	Данные авторов	М. Д. Дорфман (1962)	Е. И. Семенов (1964)	

и кальцитом. Кроме того, он в виде агрегата мелких более или менее изометричных зерен входит в состав сложного биотит-альбит-содалит-канкринитового замещающего комплекса, развивающегося по эгирин-микроклиновым метасоматитам.

По своему химическому составу канкринит из щелочных метасоматитов западного склона Урала является гидрокарбонатно-кальциево-натриевым и занимает промежуточное положение между ловозерским гидрокарбонатно-натриевым канкринитом-натродавином  $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  и обычным гидрокарбонатно-кальциевым канкринитом  $3\text{NaAlSiO}_4 \cdot \text{CaHCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$  из Тувы (табл. 7).

Он содержит небольшое количество микросомитового компонента. Его химический состав, как и физические свойства, ближе всего к свойствам канкринита из щелочных пегматитов Хибинского массива. Наблюдаемое в минералах группы канкринита закономерное понижение удельного веса и показателей преломления от существовавшего кальциевого канкринита к натродавину (Семенов, 1964) подтверждается и на примере нашего образца. По сравнению с хибинским канкринитом он является более натриевым и характеризуется меньшим удельным весом и показателями преломления.

Карбонаты довольно широко распространены. Везде они являются наиболее поздними минеральными образованиями, так как накла-

Таблица 7

## Химический состав канкринита некоторых нефелин-сиенитовых комплексов

Компоненты	Канкринитовые жилы в эгирин-содалит-микроклиновых метасоматитах западного склона Урала		Щелочные пегматиты пойкилитовых содалит-нефелиновых сиенитов Ловозера	Щелочные пегматиты Хибин	Канкринитовые пегматиты Дахунура (Тува)
	вес. %	атомные количества	вес. %	вес. %	вес. %
SiO <sub>2</sub>	38,30	0,6377	43,62	38,24	32,39
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	0,02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,34	0,5560	24,57	27,77	29,51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,0012	0,38	0,25	0,08
MnO	Следы	—	—	0,05	—
MgO	Не обн.	—	0,12	0,08	0,27
CaO	4,00	0,0713	0,50	4,32	8,78
BaO	Следы	—	—	0,12	—
SrO	То же	—	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,07	0,0014	0,40	1,12	0,86
Na <sub>2</sub> O	19,86	0,6406	20,91	17,36	16,30
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,16	—
SO <sub>3</sub>	Не обн.	—	—	—	0,29
CO <sub>3</sub>	6,00	0,1363	4,04	6,55	7,37
Cl	0,60	0,0169	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	3,43	0,3812	5,80	3,29	3,72
Сумма	100,70		100,34	99,71*	99,74*
Аналитик	З. Т. Катаева		М. Е. Казакова	М. И. Волкова	И. С. Разина
Удельный вес	2,42		2,39	2,43	2,50
Литературный источник	Материал автора		Е. И. Семенов (1964)	М. Д. Дорфман (1962)	Е. И. Семенов (1964)

\*Включая 0,30 H<sub>2</sub>O.

дываются на микроклиновые и альбитовые метасоматиты. Среди карбонатов выделяются кальцит, сидерит, анкерит и родохрозит. Наиболее широкое распространение имеют карбонаты, близкие по составу к кальциту и анкериту. Остальные карбонаты встречаются спорадически, главным образом в поздних прожилках выполнения.

Чисто кальциевые карбонаты в щелочных метасоматитах не встречаются. Все они в той или иной степени содержат магний и железо. Наиболее чистые, судя по оптическим свойствам (табл. 8), кальциты наблюдаются только в осадочных карбонатно-глинистых породах и содержат в сумме до 5% MgO и FeO. В то же время карбонаты из карбонат-кварцевых прожилков в биотит-полевошпатовых метасоматитах, исходя из оптических свойств, могут быть отнесены к доломиту и железистому доломиту.

Таблица 8

## Оптические свойства карбонатов группы кальцита

Местонахождение	$n_o$	$n_e$	Минерал
Кварц-карбонатный прожилок в осадочных карбонатных породах вмещающей толщи	1,661	1,509	Кальцит
Карбонатный прожилок в эгириновом метасоматите	1,667	1,496	Кальциты с повышенным содержанием Mg и Fe
Апатит-кальцитовый прожилок в альбитизированном эгириновом метасоматите	1,668	1,491	То же
Карбонатный прожилок в дайке диабазы	1,668	1,520	»
Кварц-карбонатный прожилок в биотит-полевошпатовом метасоматите	1,668	1,530	»
Апатит-кальцитовый прожилок в флюоритизированном биотит-альбитовом метасоматите	1,669	1,514	»
Карбонатный прожилок в эгириновом метасоматите	1,670	1,492	»
Флогопит-кальцитовый прожилок в базальтовой дайке	1,672	1,492	»
Карбонатный прожилок в флогопит-рибекитовом метасоматите	1,672	1,494	»
Бербанкит-канкринитовый прожилок с кальцитом	1,674	1,519	»
Карбонатный прожилок с сульфидами в эгирин-полевошпатовом метасоматите	1,674	1,531	»
Кварц-карбонатный прожилок в биотит-полевошпатовом метасоматите	1,689	1,538	Доломит
Карбонат-кварцевый прожилок в биотит-полевошпатовом метасоматите	1,707	1,538	Железистый доломит

*Кальцит* в прожилках образует агрегат из зерен неправильной формы размером до  $10 \times 3$  см, реже из вытянутых зерен ориентированных по простиранию прожилков. В кальцитовых прожилках обычно встречаются апатит, ильменит, сульфиды (сфалерит, галенит, пирит, халькопирит), реже фтор-карбонаты редких земель (бербанкит, анкилит) и др. Цвет кальцита белый с желтоватым оттенком, реже розовый.

Дифференциальная кривая нагревания кальцита из кальцит-кварцевых прожилков обычна для этого минерала и имеет один резкий эндотермический эффект при температуре  $900^\circ \text{C}$ , обусловленный диссоциацией минерала. Кальциты с высокими показателями преломления, судя по характеру термической кривой (фиг. 5), представляют собой карбонаты сложного состава, в которых наряду с основным кальцитовым компонентом, в повышенных количествах присутствуют магнезитовые и сидеритовые составляющие. При этом эндотермический пик диссоциации таких кальцитов смещается в сторону более низких температур.

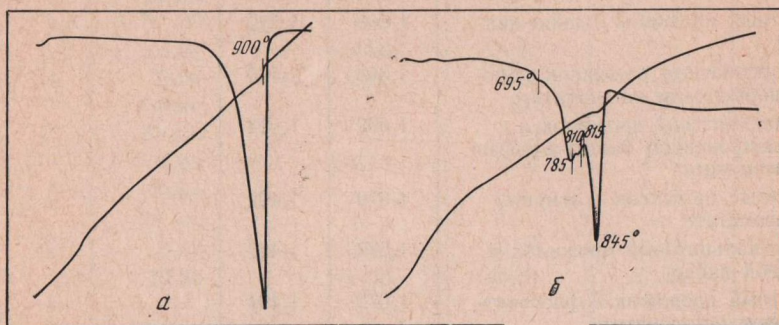
Содержание редкоземельных элементов в кальцитах из прожилковой серии колеблется в пределах первых сотых и тысячных долей процента.

*Анкерит* встречается в значительных количествах в гематит-полевошпатовых метасоматитах; реже отмечается в прожилковой серии эгирин-полевошпатовых и биотит-полевошпатовых метасоматитов.

В гематит-полевошпатовых метасоматитах анкерит представлен мелкозернистым агрегатом, находящимся в тесном сростании с кальцитом,

микроклином II и кварцем. Чаще всего анкеритовые прожилки секут мелкозернистый агрегат кальцита, но иногда мелкозернистые выделения анкерита пересекаются тончайшими прожилками кальцит-кварцевого состава. В отдельных участках гематит-полевошпатовых метасоматитов количество карбонатов достигает 30—40% от объема породы, причем анкерит и кальцит пользуются примерно одинаковым распространением. Для анкерита в гематит-полевошпатовых метасоматитах характерен парагенезис с кальцитом, микроклином II, кварцем, хлоритом, светлой слюдой, апатитом, сфеном, бритолином (?) и сульфидами.

В эгирин-полевошпатовых метасоматитах анкерит образует обычно мономинеральные прожилки мощностью до 3—5 см, секущие кальцитовые прожилки. В ассоциации с анкеритом здесь встречаются ильменит



Фиг. 5. Кривая нагревания кальцита: а — обычного, б — с повышенным содержанием магния и железа (аналитик Н. С. Горохова)

и сульфиды. Цвет минерала кремовый, коричневатожелтый. Плеохроизм от почти бесцветного (по *Ne*) до буроватожелтого (по *No*). Показатели преломления анкерита для образцов из эгирин-полевошпатовых метасоматитов колеблются в пределах:  $n_o = 1,725—1,741$ ;  $n_e = 1,529—1,555$ . Судя по показателям преломления состав минерала варьирует от разновидностей, в которых  $Mg:Fe = 1:1$ , до анкеритов со значительным преобладанием железистого компонента.

В. Н. Архангельской был произведен химический анализ анкерита из гематит-полевошпатовых метасоматитов (в вес. %):  $FeO = 15,57$ ;  $MgO = 6,97$ ;  $MnO = 2,62$ ;  $CaO = 32,93$ ;  $TiO_2 = 0,11$ ;  $Al_2O_3 = 1,22$ ;  $Fe_2O_3$  — следы;  $CO_2 = 40,56$ ;  $H_2O$  — не обн. Сумма 99,98. Пересчет анализа приводит к следующим соотношениям карбонатных минералов (в %):  $CaMg(CO_3)_2 = 29,4$ ;  $CaFe(CO_3)_2 = 36,9$ ;  $CaMn(CO_3)_2 = 6,3$  и  $CaCO_3 = 27,4$ .

Химическим методом в анкерите А. А. Мануховой было определено 0,30%  $TR_2O_3$ . Хроматографическая расшифровка этой суммы дает следующий состав лантаноидов (в %):  $La_2O_3 = 32,7$ ;  $Ce_2O_3 = 46,8$ ;  $Pr_2O_3 = 4,1$ ;  $Nd_2O_3 = 11,4$ ;  $Sm_2O_3 = 1,7$ ;  $Gd_2O_3 = 1,5$ ;  $Dy_2O_3 = 0,6$ ;  $Y_2O_3 = 2,1$ .

*Сидерит* является редким минералом щелочных метасоматитов. Обычно он метасоматически развивается по биотит-альбитовому замещающему комплексу эгирин-полевошпатовых метасоматитов или образует в них прожилки мощностью до 3 см. Сидеритовые прожилки пересекают альбитовые, кальцитовые и содалитовые прожилки иногда со смещением и брекчированием.

Минерал наблюдается в виде крупнозернистых масс, состоящих из различно ориентированных неправильных и призматических зерен, размером до  $1,5 \times 1$  см в поперечном сечении. Ассоциирует с ильменитом, магнетитом, сульфидами, хлоритом и кварцем. В случае развития сидерит-кварцевых прожилков иногда темно-серый сидерит замещается более поздним белым кальцитом.

Сидерит довольно часто замещается гидрогетитом, развивающимся с периферии зерен и по плоскостям спайности. Цвет минерала серый; при выветривании буреет и приобретает грязно-желтую и светло-коричневую окраску.  $n_o = 1,767$ ,  $n_e = 1,621$ . Кривая нагревания типична для сидеритов и содержит два резких максимума. Один эндотермический при температуре  $520^\circ$  и один экзотермический при температуре  $595^\circ$  (фиг. 6).

*Родохрозит* встречается крайне редко в пустотах выщелачивания альбитовых прожилков, пересекающих эгирин-микроклиновые и эгирин-альбитовые метасоматиты. Он образует отдельные призматические кристаллы ярко-красного цвета размером до  $3 \times 1$  мм или выделения неправильной формы, выполняющие промежутки между лейстами альбита и иголками эгирина.

Родохрозит ассоциирует с альбитом, уранпирохлором, цирконом, бурым биотитом, апатитом. Часто замещается с периферии зерен и по трещинам черным рудным минералом, возможно манганитом или пиролюзитом.

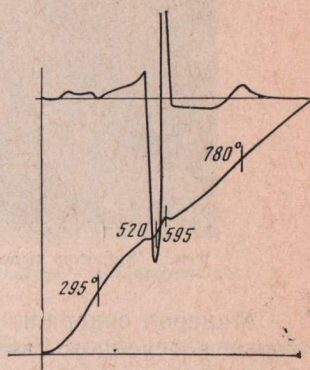
Характерен ярко выраженный плеохроизм от светлого розовато-желтого (по  $n_e$ ) до темно-желтого и желтовато-бурого (по  $n_o$ ).  $n_o = 1,810$ ,  $n_e = 1,593$ . Межплоскостные расстояния родохозита близки к эталонным.

*Стронционит* крайне редок. Образует выделения неправильной формы в мономинеральных обособлениях и прожилках альбитита размером до  $2 \times 1$  см. Цвет светло-коричневый. Рентгенограмма порошка аналогична эталонному стронцианиту.

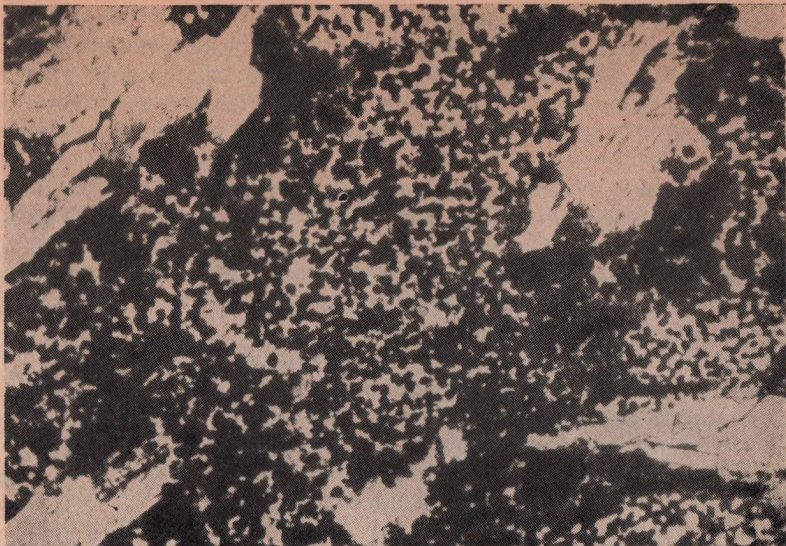
*Магнетит и гематит* являются очень распространенными минералами: они образуются на всех стадиях метасоматоза, начиная от стадии микроклинизации и кончая позднегидротермальной стадией. Для ранних стадий процесса более характерен магнетит, для более поздних (конечные этапы стадии альбитизации и поздняя микроклинизация) — гематит. Обычно широко развит процесс замещения магнетита гематитом. Очень часто окислы железа образуются при разложении темноцветных минералов в результате интенсивного процесса полевошпатизации, о чем свидетельствуют полные или частичные псевдоморфозы их агрегатов по кристаллам темноцветных с сохранением формы последних.

Магнетит встречается в виде октаэдрических кристаллов и зернистых выделений неправильной формы размером  $0,3 \times 0,5$  мм. Часто наблюдаются прожилки магнетита. Минерал содержит (в вес. %):  $TiO_2$  — 0,76;  $Nb_2O_5$  — 0,08—0,14;  $Ta_2O_5$  — 0,008—0,05. Большая часть тантала и ниобия связана с микроскопическими включениями танталониобатов.

Гематит, подобно магнетиту, особенно широко представлен в лейкократовых микроклиновых и альбитовых разностях метасоматитов, где его количество варьирует в широких пределах: от 15—20 до 60—75%. Он образует обычно выделения неправильной и изометричной формы размером до 0,3 мм, но в подавляющей массе представляя субмикроскопическую вкрапленность, очень неравномерно распределенную в главных породообразующих минералах (фиг. 7). Выделения гематита приурочены к мелкозернистому альбитовому агрегату, замещающему микроклиниты или находящиеся в тесном срастании с мелкозернистым микроклином II. Реже встречаются октаэдрические псевдоморфозы гематита по магнетиту (мартит). При мартитизации магнетита гематит развивается преимущественно с периферии зерен магнетита, образуя тонкие пластинки, игольчатые выделения и прожилки, которые пронизывают выделения магнетита, часто располагаясь по трещинам спайности.



Фиг. 6. Кривая нагревания сидерита (аналитик Н. С. Горохова)



Фиг. 7. Характер выделения гематита. Увел. 60, без анализатора

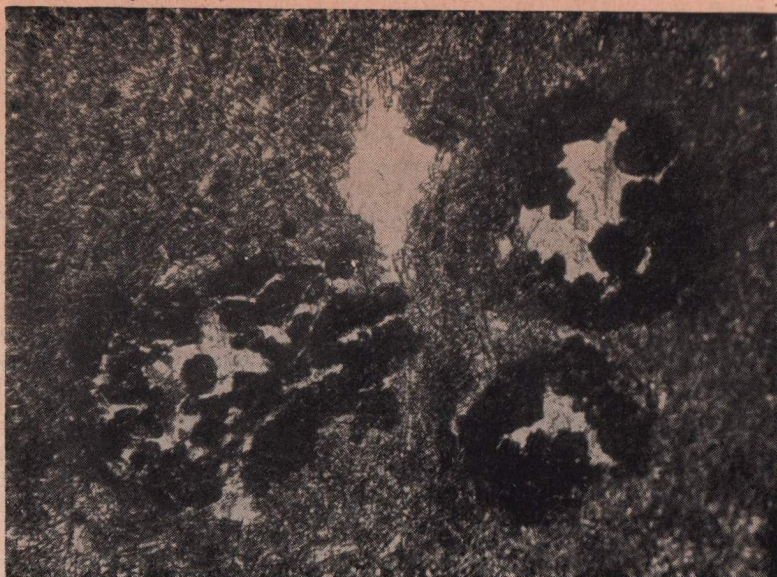
Минерал содержит до 0,35—0,42%  $Nb_2O_5$  и 0,027 — 0,033%  $Ta_2O_5$ , которые в основном связаны с включениями собственных тантал-ниобиевых минералов.

#### АКЦЕССОРНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы ниобия и тантала. Для каждой стадии щелочного метасоматоза характерен один или ассоциация тантал-ниобиевых минералов. На стадии микроклинизации образуется ильменорутил, кристаллизация которого начинается на заключительных этапах стадии и начальных этапах стадии альбитизации. Для стадии альбитизации типоморфными являются: ильменорутил + уранпирохлор (для эгириновых метасоматитов) и ильменорутил + Nb-эшинит (для биотитовых и рибекитовых метасоматитов). Пандаит (бариевый пирохлор) и баотит образуются в стадию карбонатизации эгирин-полевошпатовых метасоматитов, колумбит — в стадии поздней микроклинизации, гематизации и окварцевания.

*Пирохлор* относится к числу характерных акцессорных минералов эгириновых и эгирин-полевошпатовых метасоматитов. Минерал впервые был обнаружен сотрудниками минералогической лаборатории УГУ и УФАНа СССР. В настоящей статье при описании пирохлора используются данные этих исследователей, а также новые данные авторов. Кроме известного ранее уранпирохлора авторами была обнаружена новая разновидность из этой минеральной группы — пандайт.

Уранпирохлор имеет более широкое распространение, чем пандайт. Он образует тонкую вкрапленность мельчайших кристаллов и неправильные выделения (фиг. 8). Он является типоморфным акцессорным минералом стадии альбитизации эгирин-полевошпатовых метасоматитов. Для него характерна тесная ассоциация с флогопит-альбитовым замещающим комплексом и нахождение в альбитовых прожилках, секущих эгирин-микроклиновые метасоматиты. Помимо эгирина и альбита, для уранпирохлора характерна ассоциация с цирконом, ильменорутилом, бурым флогопитом, рамзаитом, апатитом и белым радиально-лучистым сфеном.



Фиг. 8. Уранпирохлор в эгиринах, приуроченный к гнездам мелкозернистого замещающего комплекса. Увел. 70, без анализатора

Выделения уранпирохлора часто имеют прожилковую и струевидную форму, цвет минерала: бурый (до черного), красно-бурый, желтый, зеленовато-желтый. Часто наблюдается зональное распределение окраски, при этом центральные участки представлены более темноокрашенными частями. Удельный вес 4,18. Обычно рентгеноаморфен. Дает рентгенограмму лишь после прокаливании ( $a_0 = 10,34 \text{ \AA}$ ). Изотропен, иногда слабо анизотропный.

По химическому составу минерал относится к тантал-урановой разновидности, богатой торием, редкими землями и водой (табл. 9). Пересчет химического анализа (из материалов авторов) приводит к формуле:  $(\text{Na}_{0,86}\text{Ca}_{0,70}\text{Th}_{0,10}\text{U}_{0,16})_{1,82}(\text{Nb}_{1,48}\text{Ti}_{0,20}\text{Ta}_{0,09}\text{Zr}_{0,12})_{2,0}(\text{O,OH,F})_7$ .

Уранпирохлор характеризуется следующим составом лантаноидов: La — 32,4; Ce — 38,0; Nd — 11,5; Sm — 7,9; Gd — 3,3; Dy — 1,8; Y — 5,2 (при  $\Sigma \text{Ln} + \text{Y} = 100,0\%$ ). Некоторое сомнение вызывает необычайно высокое для пирохлоров содержание лантана, что к тому же находится в противоречии с чрезмерным для пирохлоров обогащением минерала тяжелыми лантаноидами. Отношение  $\text{Nb}_2\text{O}_5/\text{Ta}_2\text{O}_5$  в уранпирохлоре колеблется от 9,9:1 до 12,8:1. Можно предполагать, что более темные ядра этого минерала, как это обычно характерно для минералов группы пирохлора, являются более танталовыми и урансодержащими.

Пандаит впервые был установлен нами в 1966 г. Минерал крайне редок. До нашей находки в Советском Союзе известен не был. Ранее был установлен только в генетической связи (фениты, карбонатиты) с карбонатитовыми комплексами Африки: Панда, Мбея — Танганьика; Мрима — Кения; Луеш — Конго и Бразилии: Араша, Сакраменту (Jäger, Niggli, Veen, 1959; Veen, 1963; Vranca, 1956; Haggis, 1965).

Пандаит в щелочных метасоматитах западного склона Урала, в отличие от уранпирохлора, наблюдается в генетической связи с процессом карбонатизации и характерен для карбонатизированных участков эгирин-альбитовых метасоматитов, где встречается в ассоциации с кальцитом, флогопитом, биотитом, бербанкитом, анкилитом и сульфидами. По своим физическим свойствам (табл. 10) минерал близок к пандайту других месторождений. Отличительной особенностью его является бо-

Таблица 9

Химический состав уранпирохлора из щелочных метасоматитов западного склона Урала

Компоненты	Темно-бурый из альбитового прожилка в эгирин-полевошпатовом метасоматите		Желтый, желтовато-зеленый из эгирин-альбитовых метасоматитов
	вес. %	атомные количества	вес. %
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	47,50	0,3572	46,47
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4,80	0,0218	3,61
TiO <sub>2</sub>	3,80	0,0476	3,92
ZrO <sub>2</sub>	3,50	0,0284	Не опр.
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,37	0,0296	»
ThO <sub>2</sub> + TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,45*	0,0244	7,05
UO <sub>2</sub>	10,17	0,0376	Не опр.**
CaO	9,60	0,1712	2,12
Na <sub>2</sub> O	6,50***	0,2096	Не опр.
П. п. п.	6,00	0,6666	8,11
Сумма	100,69	—	71,26
Аналитик	М. Е. Казакова		Данные УГУ и УФАН
Литературный источник	Материал автора		

\* Расшифровка суммы дает около 3% содержания TR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от суммарного количества.

\*\* Радиометрическим методом определено 4,55% урана.

\*\*\* Определено методом фотометрии пламени.

Таблица 10

Сравнительная характеристика физических свойств пандаита из щелочных пород и карбонатитов

Свойства	Пандаит		Стронциевый пандаит
	из карбонатизированных эгирин-полевошпатовых метасоматитов западного склона Урала	карбонатиты Мрима Хилл, Кения	из фенита контактовой зоны карбонатитов; Панда Хилл, Танганьика
Форма выделений	Мелкокристаллический агрегат, образующий выделения неправильной и струевидной формы размером до 1,5—2 см в поперечнике	Мелкие октаэдрические кристаллы, иногда с плохо развитыми гранями куба, размером от 0,002 до 0,003 мм в диаметре	Небольшие идиоморфные октаэдрические кристаллы с очень мелкими гранями куба размером от 0,01 до 0,8 мм
Цвет	Темный, зеленовато-бурый до светло-бурого и желтовато-оливковый	Светло-желтый, белый	Желтовато-серый, оливково-серый; под бинокуляром — желтовато-серый до розовато-оранжевого в отраженном свете
Спайность	Отсутствует. В шлифах неясно выраженная отдельность	—	В шлифах неясная спайность по (111)
Удельный вес	3,74 (для темноокрашенных разновидностей)	3,85—3,95 (4,07 <sub>выч.</sub> )	4,00 (4,01 <sub>выч.</sub> )
Оптический характер	Изотропный; отражательная способность ниже, чем у уранпирохлора	Изотропный; отражательная способность 14—19%	Изотропный; отражательная способность 15,2%
$n_o$	10,39—10,41 (для темноокрашенных разновидностей), 10,49 (для оливковых)	2,07—2,11 10,59 Å	2,07—2,10 10,56±0,006 Å
Литературный источник	Материал авторов	Harris (1965)	Jaer, Niggli, Veen (1959)

лее низкий удельный вес и меньшие значения параметров элементарной ячейки.

Химический анализ (табл. 11), произведенный М. Е. Казаковой, показал, что темноокрашенный пандаит представляет собой промежуточную разность между пандаитом и обычным пирохлором. Светлые серовато-оливковые разности близки по составу к пандаиту из карбонатитовых месторождений. При анализе уральского пандаита были обнаружены значительные количества не характерных для пирохлоров элементов, таких как: Mg, Fe, Si, Al, Ca и в то же время имелся большой в 12,53% дефицит в сумме анализа после определения всех обычно присутствующих в пирохлорах химических компонентов. Это объясняется присутствием в нем многочисленных субмикроскопических включений кальцита, эгирина, биотита. Анализ минерала после вычитания компонентов, эквивалентных составам кальцита, эгирина и биотита, хорошо пересчитывается на типовую формулу пандаита:  $(\text{Ba}_{0,24}\text{Na}_{0,36}\text{K}_{0,03}\text{Ca}_{0,02}\text{TR}_{0,01})_{0,67} \cdot \text{Nb}_{1,70}\text{Ta}_{0,13}\text{Ti}_{0,17})_{2,0}\text{O}_{4,87} \cdot 2,17\text{H}_2\text{O}$ , которая близка к пандаиту из Араша (Бразилия):  $(\text{Ba}_{0,32}\text{Cl}_{0,03}\text{Th}_{0,02}\text{Pb}_{0,61})_{0,38}(\text{Nb}_{1,73}\text{Ti}_{0,21}\text{Fe}_{0,05}\text{Zr}_{0,01})_{2,0}\text{O}_{5,28}1,61\text{H}_2\text{O}$ .

Отличительной особенностью исследованного нами пандаита является повышенное содержание  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  (6,74—9,57%) при отношении  $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ , равном 1:6, в то время, как для пандаита из карбонатитов это отношение варьирует от 1:98 до 1:300. Кроме того, пандаит метасоматитов Урала отличается очень высокой степенью гидратации. Определение характера воды для африканских пандаитов методом ИКС показало, что вся вода в этом минерале является молекулярной.

*Ниобозинит.* Эшинит впервые был установлен сотрудниками минералогической лаборатории УГУ и УФАНА СССР при изучении минерального состава рибекит-альбитовых метасоматитов. Детально изучен Н. В. Свяжиным (Свяжин, Гайдукова, 1967) и описан под названием линдокита. Минерал описывается с привлечением данных указанных авторов. Эшинит является типоморфным аксессуарным минералом рибекит-биотит-альбитовых и гематит-рибекит-альбитовых метасоматитов, реже отмечается в слабоизмененных, альбитизированных и карбонатизированных эгирин-полевошпатовых метасоматитах и микроклинитах. Выделяются две морфологические разновидности этого минерала: 1) призматический темноокрашенный и 2) более светлый пластинчатый. Эшинит первой разновидности образует слегка уплощенные призматические кристаллы размером до 0,5 мм длины, чаще 0,05—0,08 мм. Окраска варьирует от буровато-черной и темно-вишневой до черной. Минерал непрозрачен, в тонких осколках просвечивает вишнево-красным. Спайность совершенная по (010), менее совершенная по (100). Удельный вес 4,94.

В шлифах имеет темно-красную, буровато-красную и желтую окраску, нередко пятнистую. Плеохроизм от светло-желтого и буровато-желтого до оранжево-красного и темно-бурого. Минерал отчетливо анизотропный. Угасание прямое. Удлинение положительное и отрицательное. Двуосный, положительный.  $2V=60-70^\circ$ ,  $N=2,10-2,15$ .

В отраженном свете эшинит имеет серую окраску. Кристаллы имеют зональное строение; чаще всего их ядро серое, а периферия имеет темно-серую окраску. Отражательная способность 16—18%. Для эшинита характерны светло-бурые и красновато-бурые внутренние рефлексии. Довольно часто наблюдается замещение эшинита тонкозернистым агрегатом колумбита и гематита.

Пластинчатый эшинит имеет значительно меньшее распространение. Он образует тонкопластинчатые кристаллы и параллельные, иногда веерообразные сростки пластинчатых кристаллов более мелких размеров по сравнению с предыдущей разновидностью. Размер его кристаллов не превышает 0,1 мм. Цвет оранжево-красный, буровато-желтый, светло-

Таблица 11

## Химический состав бариевых пироксидов (пандантов) из щелочных метасоматитов Урала и карбонатитовых комплексов

Компоненты	Бариевый пироксид		Пандант				Стронциевый пандант
	Эгириин-полевошпатовые метасоматиты западного склона Урала			Араша, Бразилия	Мрима-Хилл, Кения	Мбея, Танганьика	
	вес. %	вес. %	вес. %	атомные количества	вес. %	вес. %	вес. %
Na <sub>2</sub> O	Не опр.	2,80	3,34	0,1077	0,05	0,23	0,28
K <sub>2</sub> O	То же	0,99	0,40	0,0085	Не опр.	0,23	0,25
CaO	9,56	9,80	0,42	0,0075	0,53	1,37	1,35
SrO	—	0,31	0,44	0,0042	0,1	—	6,40
BaO	4,57	7,89	11,20	0,0730	14,1	15,31	12,50
PbO	—	—	—	—	0,87	0,23	0,01
MnO	—	—	—	—	0,011	—	0,01
MgO	—	1,80	—	—	0,007	0,57	0,07
ThO <sub>2</sub>	—	0,50	0,71	0,0044	1,6	0,92	0,60
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	—	—	—	—	1,6	2,17	2,00
FeO	—	—	—	—	0,075	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	—	—	—	0,1	—	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,60	1,29	—	—	1,15	—	—
SiO <sub>2</sub>	2,09	—	—	—	0,48	—	0,12
TiO <sub>2</sub>	4,50	3,60	—	—	0,57	—	0,89
ZrO <sub>2</sub>	—	2,89	4,10	0,0513	4,6	4,63	3,90
SnO <sub>2</sub>	—	—	—	—	0,08	—	0,32
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	47,25	40,66	57,70	0,5106	64,0	65,60	67,00
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4,40	6,74	9,57	0,0433	0,065	0,57	0,22
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	5,00	5,95	11,64	1,2932	8,2	8,17	4,00
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,60	2,25	—	—	0,1	—	—
F	—	—	—	—	0,02	—	Следы
П. п. п.	—	1,95	—	—	—	—	—
Сумма		86,47	100,00		99,91*	100,0**	101,16***
Удельный вес	3,74				4,0	3,85— 3,95	4,0
Аналитик	М. Е. Казакова						
Литературный источник	Материал авторов				Veen (1963)	Harris (1965)	Jäger, Niggli, Veen (1959)

\* В том числе: BeO — 0,006; CuO — 0,01; As<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,006; Sb<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,04; Bi<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,002; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,09; CO<sub>2</sub> — 0,37; SO<sub>3</sub> — 0,02; S — 0,08; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,26.

\*\* Пересчитан на 100,0% за вычетом 9,8% герсейксита, 0,6% барита, 1,1% кварца, 1,0% гематита и 0,2% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

\*\*\* В том числе CuO — 0,01; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,4; CO<sub>2</sub> — 0,1; SO<sub>3</sub> — следы. Пересчитан на 100,0 за вычетом кальцита, эгирина и биотита.

желтый. В отличие от призматического эшинита полупрозрачен, слабо-анизотропен и изотропен, имеет меньший удельный вес (4,81) и показатель преломления ( $N=2,00$ ).

Физические свойства эшинита близки к таковым для ниобиевых эшинитов Вишневых гор (табл. 12). Анизотропные эшиниты западного склона Урала без прокаливания, а изотропные после прокаливания дают рентгенограммы порошка, идентичные эталонным.

Таблица 12

**Сравнительная характеристика физических свойств ниобозэшинита из щелочных метасоматитов западного склона Урала и Вишневых гор**

Свойства	Рибекит-биотит-альбитовые метасоматиты, Урал	Альбитовые, рибекит-кварцевые и кварцево-кальцитовые прожилки в зоне фенитов Вишневых гор
Форма выделения	Уплощенно-призматические таблитчатые кристаллы, параллельные и веерообразные их сростки и выделения неправильной формы размером от 0,02 до 0,3 мм	Уплощенные ромбические или пластинчатые кристаллы, часто сгруппированные в пучки и веерообразные сростки. Размер кристаллов от 0,2—0,5 до 0,5—2 мм (толщина не превышает 0,03 мм)
Главнейшие кристаллографические формы	(010), (100), (111), реже (120), (001)	(010), (110), (120), реже (140); грани головки не обнаружены
Цвет	Черный, темно-красный, темно-бурый и желтовато-бурый	Черный, рубиново-красный и светло-коричневый
Удельный вес	4,81—4,94	5,132
Показатель преломления	$n=2,00—2,147$	$n=2,26$ (для изотропного), $n_g=2,34$ , $n_p=2,28$
Оптическая характеристика	От анизотропного до изотропного. Для анизотропных разновидностей $2V_{Ng}=60—70^\circ$ . Угасание прямое.	От изотропного до анизотропного. Для анизотропных разновидностей $2V_{Ng}=75^\circ$ .
Плеохроизм	От светло-желтого и желтовато-бурого по $N_g$ до оранжево-красного, бурого по $N_p$	$N_g$ —бурый, $N_m$ —коричневый, $N_p$ —желтовато-коричневый
$a_0$	5,34 (кX)	5,355—5,405 (кX)
$b_0$	10,77 (кX)	11,01—11,145 (кX)
$c_0$	7,57 (кX)	7,516—7,581 (кX)
$a_0:b_0:c_0$	0,495:1:0,703	0,485—0,487:1:0,680—0,682
Литературный источник	Н. В. Свяжин, М. К. Гайдукова (1967)	Е. М. Еськова и др. (1964)

На примере эшинитов Вишневых гор (Еськова и др., 1964) было установлено, что более низкие удельный вес и показатели преломления, а также меньшие размеры элементарной ячейки присущи образцам этого минерала с более низкими содержаниями ниобия.

Исходя из этого можно предположить, что эшиниты метасоматитов западного Урала содержат меньше ниобия, чем ниобозэшиниты Вишневых гор, а из двух разновидностей западноуральских эшинитов наиболее обогащена ниобием призматическая разновидность. Химический анализ эшинитов (табл. 13) подтверждает эти предположения. Сравнение составов двух разновидностей эшинитов показывает, что светлоокрашенная пластинчатая разновидность содержит меньше железа, ниобия и тантала. Характерной особенностью ниобозэшинита щелочных метасоматитов западного склона Урала является высокое содержание железа (6,12—9,35%  $Fe_2O_3$ ), не отмечаемое ни для одного из образцов этого минерала из других месторождений.

Дополнительно к химическому анализу было произведено три определения содержания  $Nb_2O_5$  и  $Ta_2O_5$  в эшинитах В. В. Лидером на микроанализаторе УХА-3А (микронзонде) в Институте кристаллографии АН СССР. Эти определения показывают более широкие интервалы колебаний содержаний:  $Nb_2O_5$ , от 25,5 до 37,8% и  $Ta_2O_5$  от 1,80 до 4,50%.

Таблица 13

Химический состав ниобозиннита из щелочных метасоматитов западного склона Урала и Вишневых гор (в вес. %)

Компоненты	Западный склон Урала			Вишневые горы		
	рибекит-биотит-альбитовые метасоматиты с гематитом			кварцево-кальцитовые прожилки в фенитах	кварцево-арфведсонитовые прожилки среди фенитов	альбитовые прожилки в фенитах
	1	2	3	4	5	6
CaO	0,65	—	—	2,60	4,82	6,53
MgO	—	—	—	0,30	Следы	—
Na <sub>2</sub> O	0,16	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	9,35	6,12	1,43	2,75	0,87
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,20	28,80	30,70	31,83	28,17	23,58
ThO <sub>2</sub>	—	0,58	—	0,73	2,52	0,86
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	0,65	0,35	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0,35	—
TiO <sub>2</sub>	23,00	19,74	22,40	22,23	18,73	15,61
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31,05	33,55	32,5	38,70	41,41	52,22
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,42	1,85	0,75	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	—	—	0,41	0,05
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	0,36	0,04	—
П. п. п.	0,40	—	—	1,30	—	—
Сумма	87,88	93,87	92,71	100,52	99,52	100,18
Аналитик	И. Б. Петропавловская, УГУ	Г. В. Любомилова, ИМГРЭ		М. Е. Казакова, ИМГРЭ		
Литературный источник	Н. В. Свяжин, М. К. Гайдукова (1967)	Материал авторов		Е. М. Еськова и др. (1964)		

1 — призматический темно-красный эшинит (материал Н. В. Свяжина);

2 — призматический темно-вишневый эшинит (проба авторов);

3 — пластинчатый светло-красный эшинит (то же, что предыдущий образец);

4, 5 — изотропный эшинит Вишневых гор;

6 — анизотропный эшинит Вишневых гор.

Отношение Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется в широких пределах от 1:5,7 до 1:43,3, составляя в среднем для призматической разновидности — 1:12,1, а для пластинчатой — 1:43,3.

Состав р. з. э. в ниобозинните западного склона Урала близок к составу редких земель ниобозиннита Вишневых гор (табл. 14) и существенно отличается от такого для линдокита.

Колумбит был обнаружен лишь в полированных шлифах при больших увеличениях. Мономинеральных фракций минерала выделить не удалось.

Колумбит характерен для гематит-полевошпатовых метасоматитов; реже отмечается в других типах метасоматитов. Он образует тонкозернистый пылевидный агрегат в тесном сростании с гематитом, магнетитом, ильменитом, ильменорутилом, ниобозиннитом и рутилом. Часто наблюдается замещение ильменорутила и ниобозиннита колумбитом с образованием полных или неполных псевдоморфоз. В последних случаях в колумбите наблюдаются реликты, нередко причудливой формы, первичных тантало-ниобиевых минералов.

Таблица 14

Состав лантаноидов в ниобоешините из щелочных метасоматитов западного склона Урала и Вишневых гор (при  $\Sigma TR_2O_3 + Y = 100\%$ )

Местонахождение	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y	$\Sigma TR_2O_3$	Литературный источник
<i>Западный склон Урала</i>																	
Рибекит (биотит)-альбитовые метасоматиты; темно-красный	17,9	50,0	6,2	12,5	3,1	—	4,2	—	—	—	—	—	—	—	6,0	31,20	Свяжин, Гайдукова (1967)
То же, желтовато-бурый	16,9	48,0	7,8	17,8	2,5	—	3,8	—	—	—	—	—	—	—	1,8	—	Материал авторов
Гематит-рибекит (биотит)-альбитовые метасоматиты; призматический темно-вишневый	7,4	51,2	7,1	22,8	3,2	—	4,3	—	1,2	0,08	0,21	—	—	—	2,5	28,80	Материал авторов
То же, пластинчатый светло-красный	10,6	50,2	6,2	18,0	2,5	—	2,6	—	2,2	0,2	0,5	—	0,2	—	6,8	—	То же
<i>Вишневые горы</i>																	
Арфведсонит-кварцевые прожилки в фенитах	14,0	42,0	9,0	25,0	3,1	0,4	1,3	0,2	1,2	0,3	0,3	0	0,2	0	3,0	28,17	Еськова и др. (1964)
Альбитовые прожилки в фенитах	20,0	47,0	6,2	25,0	1,1	0,1	0,4	0,05	0,4	—	0,1	—	—	—	—	23,58	То же
Кварц-кальцитовые прожилки в фенитах	13,0	42,0	8,0	25,0	3,6	0,5	0,2	0,2	1,2	0,1	0,5	—	0,1	—	4,8	31,93	»
Линдоцит	2,4	21,4	2,7	27,0	0,6	—	8,6	0,8	4,7	—	1,70	0,8	1,90	0,4	20,8	22,56	Butter (1957)

Отдельные зерна колумбита имеют изометричную форму, размер их не превышает 0,1 мм, обычно значительно мельче (сотые и тысячные доли миллиметра). Микротвердость 536—760 кг/мм<sup>2</sup>. В отраженном свете минерал имеет серовато-белую окраску со слабым коричневатым оттенком. Отражательная способность и степень анизотропии более низкая, чем у ильменорутила и ниобоешинита.

На микроанализаторе УХА-3А В. В. Лидером было произведено определение некоторых основных химических компонентов: Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—59,00; Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—1,35; TiO<sub>2</sub>—2,30. Вероятно, колумбит образуется в основном в позднегидротермальную стадию проявления щелочного метасоматоза. Минерал генетически связан с поздними метасоматическими процессами — окварцеванием и гематизацией. Он замещает (колумбитизирует) ранее образованные тантало-ниобиевые минералы: ниобоешинит и ильменорутил. Подобный процесс колумбитизации тантало-ниобиевых минералов ранних стадий, представленных преимущественно фергюсонитом, широко развит в щелочных апогранито-гнейсовых и апсланцевых метасоматитах Полярного Урала (Апельцин и др., 1967).

*Ильменорутил* является широко распространенным аксессуарным минералом щелочных метасоматитов. Он присутствует почти во всех их разновидностях, но наиболее характерен для метасоматитов заключительных этапов стадии микроклинизации. В неизменных эгирин-микроклиновых и биотит-микроклиновых метасоматитах ильменорутил образует мельчайшую вкрапленность 0,1—0,05 мм в полевых шпатах и темноцветных минералах. Сравнительно крупные выделения ильменорутила до 3—5 мм в поперечнике встречаются редко и преимущественно в альбитовых прожилках, пересекающих эгирин-полевошпатовые метасоматиты. Форма зерен ильменорутила изометричная, реже шестоватая или пластинчатая. Цвет черный с синеватой побелостью; в тонких осколках просвечивает оливково-зеленым. Удельный вес 4,71. Твердость минерала, определенная С. И. Лебедевой на микротвердометре ПМТ-3 при нагрузке 30—50 г, колеблется в пределах 797—1028 кг/мм<sup>2</sup>.

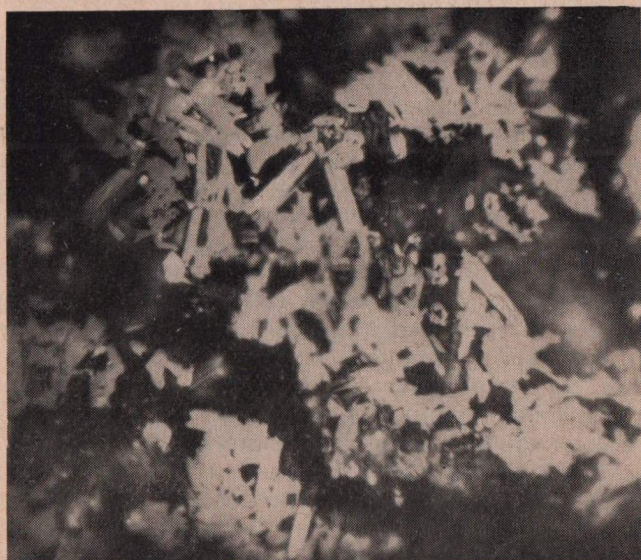
В проходящем свете минерал просвечивает желтовато-бурым цветом. В отраженном свете светло-серый, иногда видны коричневые внутренние рефлексy. Характерна сильная оптическая анизотропия. Рентгенограмма порошка ильменорутила аналогична эталонной.

При оптическом изучении наблюдается различие во внутреннем строении ильменорутила из высокотемпературных эгирин-микроклиновых и биотит-микроклиновых метасоматитов и ильменорутила из гематит-кальцит-альбитовых низкотемпературных ассоциаций. В первом случае ильменорутил оптически однороден и почти не содержит вростков других минералов, во втором — образует тонкие сростания с гематитом, колумбитом, рутилом и ильменитом (фиг. 9, 10), которые совместно с ильменорутилом являются, по-видимому, продуктами распада исходного высокотемпературного твердого раствора.

Принципиальный интерес в этой связи имеют данные Ф. Чеха и др. (Čech и др., 1964) по исследованию ильменорутила с высоким содержанием ниобия и тантала (18,82% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и 2,58% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) из гранитных пегматитов Южной Чехии. Работами этих авторов показано, что изученный ими ильменорутил является смесью 3-х фаз — ильменорутила, колумбита и рутила, образовавшихся в результате распада твердого раствора. Колумбит в виде мельчайших выделений располагается вдоль определенных кристаллографических направлений в ильменорутиле. К скоплениям колумбита приурочены и выделения рутила. Это явление может быть сопоставлено с упорядочением структуры кали-натровых полевых шпатов, сопровождающимся распадом на микроклиновую и альбитовую составляющие (пертиты распада).



Фиг. 9. Взаимоотношение ильменорутила (серый) с ильменитом (светло-серый).  
Полир. шлиф. Увел. 250, без анализатора



Фиг. 10. Форма выделения позднего ильменорутила в гематитовых метасоматитах.  
Полир. шлиф. Увел. 750, без анализатора

Химический состав ильменорутила (табл. 15) характеризуется повышенным содержанием  $\text{FeO}$  (20% против обычных 3—14%) и  $\text{MnO}$  (2,74% против обычных десятых долей процента). Повышенное содержание железа объясняется, по-видимому, субмикроскопическими сращениями ильменорутила с ильменитом. По содержанию марганца ильменорутил данных метасоматитов может быть сопоставлен лишь с ильменорутилом из гранитных пегматитов Японии (Kawai, 1961).

Таблица 15

## Химический состав ильменорутила щелочных метасоматитов западного склона Урала

Компоненты	Из альбитовых прожилков в эги-рин-полевошпатовых метасоматитах		Из гематит-полевошпатовых метасоматитов	
	вес. %	атомные количества	вес. %	вес. %
TiO <sub>2</sub>	70,02	0,8763	70,93	—
FeO	20,08	0,2794	—	—
MnO	2,72	0,0383	—	—
MgO	0,30	0,0074	—	—
CaO	0,28	0,0050	—	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6,38*	0,0480	5,56	6,0
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	—	0,28	0,15
Сумма	99,78	—	—	—
Аналитик	М. Е. Казакова, 1966			
Литературный источник	Материал авторов		Данные Урал-механобра	Данные Западно-Уральской партии УКСЭ УГУ

\* Этот же материал был параллельно проанализирован на микроанализаторе УХА-3А(микросонд) в Институте кристаллографии АН СССР В. В. Лидером, при этом были получены близкие содержания ниобия и тантала (6,70% Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и 0,24% Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>).

Содержания Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в ильменорутиле метасоматитов южного склона Урала по данным, полученным В. В. Лидером на микроанализаторе УХА-3А, колеблются от 5,56 до 26,5%, а Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — от 0,15 до 4,5%, при Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>=1:5, 6—40. Наиболее обогащены ниобием и танталом ильменорутилы из гематит-альбитовых окварцованных метасоматитов, формировавшихся на заключительных стадиях процесса.

**Баотит** — очень редкий минерал. В настоящее время известен только в двух месторождениях: Байюнь-Обо (КНР), где был впервые найден К. И. Семеновым (Семенов и др., 1961), и Равалли Каунти, Монтана (Heinrich и др., 1962). Находка авторами этого минерала является первой в СССР. Баотит обнаружен в протолочках эгириин-полевошпатовых метасоматитов и микроклинитов в единичных зернах в ассоциации с минералами стадии карбонатизации: кальцитом, сульфидами, минералами редких земель и бария (бастнезитом, анкилитом, баритом и др.).

Парагенетическая ассоциация уральского баотита близка к таковой для минерала из Монтаны, где баотит встречается в карбонатных жилах, относимых к карбонатитовой формации, связанной генетически с граносиенитами (?) и секущих докембрийские преимущественно рогово-обманковые гнейсы. В карбонатных жилах баотит приурочен к баритовым участкам, образующим линзы в центральной части кальцитовых жил, где находится в ассоциации с актинолитом, ортитом, анкилитом, апатитом, биотитом, баритом, кальцитом, колумбитом, доломитом, эшинитом, магнетитом, монацитом, мусковитом и кварцем. Также в связи со щелочными граносиенитами обнаружен баотит в Байюнь-Обо, где он в ассоциации с галенитом, пиритом, альбитом, эгирином и щелочным амфиболом был обнаружен в значительных количествах в кварцевых жилах, пересекающих протерозойские кварциты.

Баотит в щелочных метасоматитах Урала встречается в очень ограниченных количествах, что не позволило провести его детального изуче-

ния и даже выделить навеску для химического анализа. Минерал диагностирован рентгеноструктурно и оптически. Физические свойства баотита приведены в табл. 16.

Значения межплоскостных расстояний и параметры ячейки баотитов из различных регионов несколько отличаются друг от друга, что свидетельствует о вариациях химического состава этого минерала (табл. 17).

Химически охарактеризованы только образцы баотита из Баюнь-Обо (КНР). Имеется два почти идентичных химических анализа этого минерала (табл. 18). Для баотита из США, кроме химических определений кремния и хлора, рентгенофлюоресцентным методом определено, что основными компонентами состава минерала являются: Nb, Ba, Ti, Fe.

Сопоставление даже этих отрывочных сведений о составе и свойствах баотита из Китая и США позволяет предположить некоторые вариации в его составе. Непостоянное количество хлора (2,17% и 0,4%) свидетельствует об изоморфизме в анионной группе. Вариации величин параметров элементарной ячейки могут быть объяснены замещениями в анионной группе, в то время, как вариации удельного веса, вероятно, объясняются изоморфизмом в катионной части. В этой связи большой интерес представляют предварительные полуколичественные данные по составу баотита из уральского региона. Из микронавески  $\sim 1$  мм методом бумажной хроматографии Г. В. Любомиловой были определены содержания 5,0%  $Nb_2O_5$  и 2,0%  $Ta_2O_5$  (см. табл. 18). Определение тантала произведено для баотита впервые. Определение ниобия и тантала носят полуколичественный характер, однако соотношение  $\frac{Nb_2O_5}{Ta_2O_5} = 2,5$ , являющееся наименьшим для всех минералов ниобия на данном объекте, определено с достаточной степенью точности. Кроме того, особый интерес представляет отсутствие на хроматограмме обычно очень чувствительных линий титана и железа, что согласуется с очень светлой окраской минерала.

Вероятно баотит является минералом переменного состава с широким изоморфизмом Ti, Nb и Ta, на что необходимо обратить особое внимание при последующем изучении этого минерала.

Таблица 16

Сравнительная характеристика физических свойств баотита из различных регионов

Свойства	Щелочные метасоматиты западного склона Урала	Монтана, США	Баюнь-Обо, КНР
Форма выделения	Мелкие призматические тетрагональные кристаллы (0,1—0,5 мм)	Плохо образованные изометричные призматически-дипирамидальные кристаллы (0,8—4 мм)	Изометричные выделения до 8—10 мм
Цвет	Серовато-бурый	Черный	От светло-коричневого до черного
Спайность	Хорошая в двух направлениях (110)	В двух направлениях (110)	В двух направлениях
Удельный вес	—	4,71	4,42
Плеохроизм	Светло-бурый, зеленовато-желтый (Ne) почти бесцветный (No)	Темно-красновато-коричневый, черный (Ne) и коричневый (No)	Черно-коричневый (Ne) до зеленовато-желтого почти бесцветного (No)
Оптическая характеристика	Одноосный положительный	Одноосный положительный	Одноосный положительный
$n_e$	—	2,0	2,16
$n_o$	—	1,944	1,94
$a_o$	19,70 Å	19,68 Å	19,20 Å
$c_o$	5,89 Å	5,88 Å	5,98 Å
Литературный источник	Материал авторов	Heinrich a. oth. (1962)	Е. И. Семенов и др. (1961)

Таблица 17

## Межплоскостные расстояния баотита

hkl	Западный склон Урала		Монтана, США		Баюнь-Обо, КНР	
	l	d (кX)	l	d (кX)	l	d (кX)
101	4	5,94	2	5,685	—	—
400	5	4,53	1	4,995	—	—
321	6	4,11	50	4,023	—	—
411	—	—	4	3,739	—	—
440	6	3,58	90	3,516	9	3,55
431	4	3,35	70	3,298	3	3,34
521	9	3,17	100	3,138	6	3,17
611	—	—	4	2,909	8	2,88
202	8	2,89	70	2,854	—	—
222	—	—	5	2,452	5	2,77
631	4	2,67	30	2,693	3	2,69
800	10	2,51	30	2,503	—	—
422	3	2,35	3	2,463	—	—
602	10	2,24	90	2,234	8	2,24
642	5	2,05	40	2,091	3	2,04
732	5	1,965	40	1,982	4	2,00
213	—	—	35	1,944	3	1,959
802	—	—	20	1,913	—	—
323	4	1,826	20	1,872	—	—
842	—	—	45	1,792	2	1,828
523	7	1,767	95	1,763	6	1,775
613	5	1,716	80	1,705	5	1,716
445	—	—	30	1,665	—	—
862	4	1,663	5	1,549	—	—
763	4	1,477	50	1,448	—	—
424	—	—	250	1,422	—	—
604	4	1,364	80	1,371	—	—
624	—	—	90	1,351	4	1,358
644	7	1,336	100	1,3346	10	1,337
804	3	1,301	80	1,2950	—	—
—	4	0,980	—	—	5	0,980
—	2	0,916	—	—	4	0,937
—	2	0,858	—	—	—	—
—	3	0,833	—	—	5	0,833
Условия съемки	Cu-Ni-излучение; D=57,5 мм		—		Fe-излучение; D=57,3 мм	
Аналитик	Р. А. Александрова		—		Н. Г. Баталева	
Литературный источник	Материал авторов		Heinrich a. oth. (1962)		Е. И. Семенов и др., (1961)	

## МИНЕРАЛЫ ЦИРКОНИЯ

Циркон является единственным циркониевым минералом щелочных метасоматитов западного склона Урала. Он встречается в качестве акцессорного минерала практически во всех типах пород. Макроскопически видимый циркон был обнаружен лишь в эгирин-полевошпатовых метасо-

Таблица 18

Химический состав баотита в вес. %

Компоненты	Боюнь-Обо (КНР)		Равалли Каунти, Монтана	Западный склон Урала
	1	2		
SiO <sub>2</sub>	14,17	13,20	12,00	—
TiO <sub>2</sub>	29,33	33,65	—	—
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	11,55	10,80	—	5,00
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не опр.	Не опр.	—	2,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	1,75	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,62	Следы	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	—	—	—
MgO	0,20	—	—	—
CaO	0,41	—	—	—
BaO	37,55	38,60	—	—
K <sub>2</sub> O	0,13	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	0,20	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,52	—	—	—
Cl	2,01	2,17	0,40	—
Сумма	100,76	100,17	—	—
—O=Cl <sub>2</sub>	0,45	0,50	—	—
Аналитик	100,31 Т. А. Капитонова	99,67	—	Г. В. Любми- лова
Литературный источник	Е. И. Семенов и др. (1961)		Heinrich a. oth. (1962)	Материал ав- торов

матитах, где его очень тонкозернистый агрегат коричневого цвета образует довольно крупные ( $2 \times 3$  см) выделения неправильной, но близкой к изометричной форме, включенные в альбитизированные участки метасоматита.

Циркон — один из немногих минералов, обнаруживающий в изученных метасоматитах типоморфные особенности в зависимости от типа породы. Для эруптивных брекчий характерен вишневый призматический циркон «гранитного типа», в то время как для метасоматитов типоморфен мелкозернистый агрегат этого минерала. Последний, как это можно наблюдать лишь в шлифах при больших увеличениях, состоит из очень мелких изометричных зерен. Очень редко встречаются дипирамидальные кристаллы.

В пробах эгириновых метасоматитов, наряду с агрегатным новообразованным цирконом, часто отмечается призматический реликтовый циркон, типичный для вулканических брекчий. Это несомненно является косвенным доказательством того, что эгириновые метасоматиты в основном развивались по эруптивным брекчиям.

#### МИНЕРАЛЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Редкие земли представлены большим числом собственных минералов: ортит, бритолит, бастнезит, монацит, бербанкит, анкилит. Ортит, бастнезит и монацит встречаются крайне редко (только в протолочках проб) и диагностированы лишь по рентгенограммам порошка. Наиболее рас-

пространенными редкоземельными акцессорными минералами являются бербанкит и бритолит, причем бербанкит характерен для сложного замещающего комплекса биотит-альбит-содалит-канкринитового состава, развитого в эгириновых метасоматитах, а бритолит — для рибекит-альбитовых и гематит-полевошпатовых метасоматитов. Анкилит редок и развивается в стадию карбонатизации.

*Бербанкит* относится к числу довольно редких и сравнительно недавно открытых минералов. Он был обнаружен впервые лишь в 1953 г. Пекорой и Кером (Pecora, Kerr, 1953) в поздних карбонатитах массива Бирпо Маунтин, США. Как бывает довольно часто, вскоре после первой находки бербанкит был установлен еще в ряде карбонатитовых комплексов, преимущественно СССР (Бородин, Капустин, 1962; Здорик, 1966; Жабин, 1966), причем во всех случаях в генетической позиции, аналогичной Бирпо Маунтин. Поэтому складывалось представление, что бербанкит является типоморфным минералом поздних кальцитовых, доломитовых и анкеритовых карбонатитов. Однако в 1964 г. Р. П. Тихоненковой (Тихоненкова, Казакова, 1964) бербанкит был найден в зоне фенитизации Ловозерского щелочного массива, что расширило представление минералогов об условиях образования этого минерала.

Находка авторами бербанкита в щелочных метасоматитах западного склона Урала подтверждает предположение о довольно широком диапазоне колебаний генетических условий формирования этого минерала. Минерал характерен для биотит-альбит-канкринитового замещающего комплекса и содалит-канкринитовых прожилков выполнения, развитых в эгирин-полевошпатовых метасоматитах. Детальное описание бербанкита и сравнительная характеристика этого минерала из различных месторождений уже опубликованы авторами (Ефимов, Еськова, 1969), поэтому здесь мы ограничиваемся очень кратким очерком.

В содалит-канкринитовых прожилках бербанкит обычно образует монокристаллические выделения неправильной и округлой формы размером до  $1 \times 0,6-0,8$  см; реже встречается в виде мономинеральных прожилков до 5 мм мощности, сложенных зернистым агрегатом. Цвет минерала для свежих разностей бледно-зеленый и зеленовато-желтый; для разрушенных, замещенных вторичным анкилитом, желтовато-розовый и буровато-красный. Уд. вес 3,50;  $N_0=1,629$ ,  $N_e=1,621$ . Рентгенограмма порошка бербанкита идентична рентгенограмме бербанкита из карбонатитов Вуориярви ( $a_0=10,57$ ;  $c_0=6,48$ ).

Химический анализ бербанкита из щелочных метасоматитов Урала, выполненный З. Т. Катаевой, дал следующие результаты (в вес. %):  $TR_2O_3$  — 14,81,  $ThO_2$  — 0,50,  $Fe_2O_3$  — 0,19,  $Al_2O_3$  — 0,37,  $MgO$  — 0,32,  $BaO$  — 9,97,  $SrO$  — 18,45,  $CaO$  — 6,76,  $Na_2O$  — 9,81,  $K_2O$  — 2,35,  $CO_2$  — 32,55,  $H_2O^+$  — 3,94. Сумма 100,03.

Пересчет химического анализа бербанкита приводит к формуле:  $(Na_{2,5}Ca_{0,5})_{3,0}(Ca_{0,39}Sr_{1,21}Ba_{0,44}TR_{0,62})_{2,67}(CO_3)_5H_2O$ , которая близка к теоретической —  $Na_3(Ca, Sr, Ba, TR)_3(CO_3)_5$ . Анализ уральского бербанкита еще раз подтверждает широкую вариацию состава этого минерала, что особенно касается содержаний TR, Ba, Sr и Ca.

Отличительной особенностью бербанкита с Урала является присутствие в нем значительного количества воды и небольшой дефицит в катионной части, что, вероятно, взаимосвязано и объясняется выщелачиванием катионов при гидратации минерала.

Состав редкоземельных элементов уральского бербанкита не обнаруживает существенных различий с составом р. з. э. в бербанкитах других месторождений:  $La_{30,5}Ce_{41,9}Pr_{3,4}Nd_{22,9}Sm_{0,6}Eu_{0,1}$ .

При обсуждении вопроса о специфике образования бербанкита необходимо учитывать почти одинаковый набор катионов (Na, TR, Sr, Ba, Ca) в бербанките и апатите из щелочных пород. Принимая во внимание

широкое развитие обогащенного Sr и TR апатита в щелочных породах и карбонатитах и довольно незначительное распространение бербанкита в этих образованиях, можно предположить, что указанные выше элементы в большинстве своем рассеиваются в апатите и только специфические локальные условия недостаточности фосфора при большой активности углекислоты приводят к образованию бербанкита.

*Анкилит* является типичным акцессорным минералом эгириновых метасоматитов, но его выделения, как правило, представляют собой субмикроскопические сростки с другими минералами, благодаря чему не удается отобрать чистый материал для исследования.

Генетически минерал связан с карбонатизацией эгирин-полевошпатовых метасоматитов. Он локализован в поздних карбонатных прожилках совместно с кальцитом, пиритом, пирротинном, сфалеритом и галенитом. Кроме того, анкилит образует псевдоморфозы по бербанкиту.

Анкилит карбонатных прожилков представлен мелкими (до 0,1 мм) округлыми выделениями зеленовато-желтого цвета. Минерал обладает стеклянным или жирным блеском, полупрозрачен, характеризуется типичным для карбонатов очень высоким двупреломлением:  $n_g=1,740$ ,  $n_p=1,636$ . Анкилит из псевдоморфоз представляет собой чрезвычайно мелкозернистый агрегат красно-бурого цвета, образующий корки на крупных выделениях бербанкита.

Диагностика разновидностей минерала подтверждена рентгенограммой порошка, идентичной порошкограммам минералов группы анкилита. Отмечается лишь некоторый сдвиг межплоскостных расстояний.

Для минералов этой группы характерен изоморфизм TR, Ca, Ba, Sr, поэтому сдвиг межплоскостных расстояний нашего образца анкилита по сравнению с эталонным, может свидетельствовать о специфике его состава.

## МИНЕРАЛЫ БЕРИЛЛИЯ

Минералы бериллия представлены двумя видами: барилитом и минералом из группы гельвина. Оба минерала были обнаружены только в протолочках проб, причем барилит типоморфен для эгирин-полевошпатовых метасоматитов, а гельвин — для рибекит-альбитовых и гематит-полевошпатовых метасоматитов. Более или менее детальные данные удалось получить только для барилита. Исходя из спектрального анализа (сильные линии Be и Zn и четкие линии Fe и Mn) и оптических данных, минерал из группы гельвина может быть отнесен к гентгельвину.

*Барилит* очень редкий диортосиликат бериллия и бария, известен в настоящее время в двух генетических типах эндогенных образований: 1) в полиметаллических контактово-метасоматических месторождениях (Френклин, Нью-Джерси, США; Лангбан, Швеция), залегающих в карбонатных породах на контакте с гранитными интрузиями (Aminoff, 1923; Palache, Bayer, 1930) и 2) в постмагматических образованиях экзоконтактовых фенитовых ореолов массивов нефелиновых и щелочных сиенитов (Силл Лэйк, Лабрадор; Вишневые горы, Урал). Почти всегда барилит встречается в качестве акцессорного минерала и только на месторождении Силл Лэйк образует крупные промышленные концентрации.

В СССР барилит был известен только в щелочном комплексе Вишневых гор (Жабин, Казакова, 1960). Находка этого минерала в щелочных метасоматитах Западного Урала является второй в Союзе. Барилит обнаружен минералогом минералогической лаборатории Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ АН и МГ СССР Л. М. Лоскутовой

при обработке проб, собранных Е. М. Еськовой и А. Ф. Ефимовым. Диагностика минерала и его изучение были проведены последними двумя исследователями.

В щелочных комплексах барилит встречается в близких парагенетических ассоциациях. В Силл Лэйк он совместно с эвидимитом приурочен к лейкократовым, обычно альбитизированным участкам зоны фенилизированных полосчатых гнейсов, вблизи контакта их со щелочными сиенитами. Здесь же встречаются маломощные барилитовые и барилит-кварцевые прожилки. Кроме эвидимита барилит ассоциирует с альбитом-клевеландитом, арфведсонитом, кварцем, мусковитом, сфалеритом, карбонатом, пирохлором, нептунитом и ниобофиллитом (Heinrich, Quop, 1963).

В Вишневых горах барилит наблюдается в маломощных кальцитовых и кварц-кальцитовых прожилках, залегающих в фенитах и относящихся ко II фазе стадии постмагматической карбонатизации. Характерной ассоциацией для него является: кальцит, ильменит, барит и гармотом.

В щелочных метасоматитах западного склона Урала барилит отмечается только в эгирин-полевошпатовых метасоматитах, в которых связан преимущественно с поздней минеральной ассоциацией: альбитом, кальцитом, сульфидами (пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, молибденитом), флюоритом и редкоземельными минералами (бербанкитом, бастнезитом и анкилитом). Он образует здесь мелкие разрозненные бесцветные или белые пластинчатые выделения с совершенной спайностью в двух направлениях. Рентгенограмма порошка барилита аналогична эталонной рентгенограмме вишневогорского барилита и приводится в нашей предыдущей публикации (Ефимов, Еськова, 1970).

Оптические свойства ( $n_g=1,706$ ;  $n_p=1,700$ ;  $2V_{Ng}=68^\circ$ ). Химический состав (в вес. %) близок к таковому для минерала из других месторождений:  $\text{BeO}—15,05$ ;  $\text{BaO}—46,12$ ;  $\text{CaO}—0,32$ ;  $\text{PbO}—0,25$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3—0,10$ ;  $\text{SiO}_2—36,21$ ;  $\text{H}_2\text{O}—1,87$ . Сумма — 99,92.

Химический анализ барилита, выполненный из микронавески 30 мг аналитиком Н. Г. Шумковой, пересчитывается на формулу:  $\text{Ba}_{1,02}\text{Be}_{1,99}[\text{Si}_{2,0}\text{O}_{7,2}]$ , полностью соответствующую структурной формуле минерала (Igberg, 1941; Smith, 1956; Абрашев, Белов, 1962).

Вторая находка барилита в Союзе в ассоциации, близкой к ассоциации барилитового месторождения Силл Лэйк, лишней раз указывает на возможность нахождения подобного типа месторождений в СССР.

## ПРОЧИЕ АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

*Апатит* относится к числу ведущих акцессорных минералов. Он встречается в пробах пород практически всех генетических типов как неизменных, так и в той или степени замещенных — метасоматитах. Однако выделения апатита, как правило, субмикроскопичны, а если имеют более крупные размеры, то представляют собой метакристаллы, переполненные массой пойкилитовых вростков других минералов, что делает невозможным отборку чистого минерала.

Макроскопически видимый апатит обнаружен нами лишь в альбититовых прожилках, пересекающих эгириновые метасоматиты. В этом случае он в виде призматических кристаллов (до  $3 \times 0,5$  см), ориентированных перпендикулярно зальбандам прожилков, находится в мелкозернистой массе альбита. Прожилки приурочены к биотит-альбитовому замещающему комплексу, содержащему реликты эгирин-микроклинового метасоматита. Минерал имеет бледно-желтую окраску. Удельный вес 3,26;  $n_o=1,630$ ;  $n_e=1,621$ .

Химический анализ, выполненный химиком Т. Н. Павловой, дал следующие результаты (в вес. %):  $\text{SiO}_2$ —2,34,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —0,73,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —0,27,  $\text{CaO}$ —52,99,  $\text{TR}_2\text{O}_3$ —1,63,  $\text{MnO}$ —0,10,  $\text{Na}_2\text{O}$ —0,43,  $\text{P}_2\text{O}_5$ —58,72,  $\text{F}$ —3,33,  $\text{Cl}$ —1,14. Сумма—101,68—1,65 ( $-\text{O}=\text{F}_2$ ,  $\text{Cl}_2$ ). Итого 100,03. Состав минерала находится в соответствии с физическими свойствами и отвечает кальциевому фторапатиту, содержащему хлор и небольшие количества редких земель. Стехиометрические соотношения кремния, алюминия и щелочей позволяют считать, что эти примеси связаны в апатите с микровключениями альбита.

Состав редкоземельных элементов в апатите, расшифрованный хроматографическим методом, показал значительное обогащение его тяжелыми лантаноидами (в %):  $\text{La}_2\text{O}_3$ —20,8;  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ —29,1;  $\text{Pr}_2\text{O}_3$ —5,0;  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ —14,0;  $\text{Sm}_2\text{O}_3$ —4,3;  $\text{Gd}_2\text{O}_3$ —4,8;  $\text{Dy}_2\text{O}_3$ —1,9;  $\text{Ho}_2\text{O}_3$ —0,6;  $\text{Er}_2\text{O}_3$ —1,7;  $\text{Yb}_2\text{O}_3$ —0,5;  $\text{Y}_2\text{O}_3$ —17,3.

Апатиты других типов пород, судя по оптическим данным ( $n_o < 1,640$ ), не содержат изоморфных примесей в значительных количествах. Особый интерес представляет лишь метамиктный минерал из группы апатита, характерный для гематитовых и рибекитовых метасоматитов центральной части тела метасоматитов. Этот минерал, хотя и присутствует в довольно значительных количествах, представляет собой сверхтонкое прораствание с другими минералами. Он имеет интенсивную вишневою окраску из-за пылевидной вкрапленности равномерно рассеянных рудных минералов (преимущественно гематита и эшинита). О значительных количествах примеси эшинита говорит высокое содержание в этом минерале ниобия (0,5—0,6%  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ , по данным Бабака и Свяжина).

Минерал полностью метамиктен:  $n=1,634$ . После прокаливания дает рентгенограмму порошка, характерную для минералов группы апатита. Минерал представляет несомненный интерес для дальнейшего исследования, так как метамиктность его в данном случае, в отличие от бритолита, не сопровождается характерным комплексом физических свойств: темный цвет, алмазный блеск, высокие показатели преломления и т. д. Все это заставляет нас считать изучение этого минерала не завершенным. Оно будет продолжено в дальнейшем.

*Сфен* является наиболее распространенным минералом большинства типов метасоматитов. Особенно широко он развит в апоэффузивных метасоматитах ранних стадий замещения вплоть до эгирин-микроклинных разновидностей. Вулканические брекчии характеризуются присутствием амфиболов с высоким содержанием титана (керсутит 4,5%  $\text{TiO}_2$ ). В то же время темноцветные минералы апоэффузивных метасоматитов не содержат титана (в эгирине лишь 0,2%  $\text{TiO}_2$ ). Естественно, что в процессе замещения керсутита актинолитом, а затем эгирином высвобождается титан, который фиксируется в виде сфена, ильменита и других титановых минералов.

В эгириновых метасоматитах макроскопически сфен, как правило, не обнаруживается. Обычно он представлен в них мучнистым очень мелкокристаллическим агрегатом, образующим выделения неправильной, часто цепочной формы. Лишь в одном случае был встречен альбитовый прожилок в эгирините, содержащий крупные (5×5 см) агрегатные выделения сфена, состоящие из отдельных вытянутых пластин, ориентированных субпараллельно. Цвет минерала кремовый. Удельный вес 3,46.

Химический анализ этого сфена, выполненный химиком Г. Е. Черепивской, не показал отклонений от обычного состава (в %):  $\text{SiO}_2$ —30,01;  $\text{TiO}_2$ —40,44;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —1,14;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —0,47;  $\text{FeO}$ —0,52;  $\text{MnO}$ —0,08;  $\text{MgO}$ —0,15;  $\text{CaO}$ —25,40;  $\text{SrO}$ —не обн.;  $\text{BaO}$ —не обн.;  $\text{Na}_2\text{O}$ —1,34;  $\text{K}_2\text{O}$ —0,21;  $\text{H}_2\text{O}^+$ —не обн.;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$ —0,52;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$ —0,042;  $\text{TR}_2\text{O}_3$ —не обн. Сумма—100, 32.

Почти повсеместно наблюдаются псевдоморфозы сфена по ильмениту, обратные соотношения этих минералов тоже не редкость. Причем закономерной связи этих замещений с какими-либо определенными стадиями метасоматоза установить не удается. Очень широко развито замещение сфена агрегатов рутилового анатаза.

*Ильменит* типичный аксессуарный минерал эгириновых метасоматитов, но встречается также и в других типах метасоматитов стадии микроклинизации. Чаще всего микроскопически видимый ильменит приурочен к поздним прожилкам в эгирино-полевошпатовых метасоматитах (содалит-альбитовым, канкринитовым, карбонатным и др.). В прожилках минерал обычно тяготеет к призальбандовым частям, где встречается в виде пластинчатых кристаллов до 1,5 см длины или их сростков. Удельный вес 4,75.

Химический состав ильменита, выполненный аналитиком М. Е. Викторовой, дал следующие результаты (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 0,10;  $\text{TiO}_2$  — 45,92;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 11,72;  $\text{FeO}$  — 36,83;  $\text{MnO}$  — 2,89;  $\text{MgO}$  — 0,98;  $\text{CaO}$  — 1,37;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  — 0,11;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  — 0,02. Сумма 99,94. По химическому составу, в полном соответствии с высоким удельным весом, минерал относится к кричтониту — железистой разновидности ильменита, удельный вес гейкилитовой и пирофанитовой составляющих весьма мал. Ильменит довольно часто замещается сфеном.

*Рамзаит* был впервые обнаружен авторами. Встречается он редко и лишь в эгирино-полевошпатовых метасоматитах. Однако в отдельных, обычно замещенных биотит-альбитовым агрегатом, участках эгириноклиновых метасоматитов наблюдаются локальные участки, сильно обогащенные рамзаитом. Встречается рамзаит и в отдельных карбонатных прожилках, пересекающих эгирино-полевошпатовые метасоматиты.

Минерал чаще всего образует тонкопризматические и игольчатые кристаллы размером до 1 мм. Цвет светло-коричневый, розовато-коричневый. Удельный вес 3,44. Физические и оптические свойства близки к таковым для рамзаита из постмагматических метасоматитов нефелин-сиенитовых комплексов. Рентгенограмма порошка тождественна эталонной.

Для химического состава рамзаита характерны те же специфические черты, что для низкотемпературных рамзаитов из других районов — повышенные содержания  $\text{CaO} + \text{SrO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  (Тихоненков, Тихоненкова, 1962; Дорфман и др., 1966). Содержание этих элементов в исследуемом рамзаите наиболее высокое. Химический анализ уральского рамзаита, выполненный А. В. Быковой, дает следующие результаты (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 34,95;  $\text{TiO}_2$  — 42,00;  $\text{ZrO}_2$  — не обн.;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  — 2,38;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,42;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,63;  $\text{CaO}$  — 1,87;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 15,05;  $\text{K}_2\text{O}$  — нет; п. п. — 1,27. Сумма 99,57.

*Астрофиллит* был обнаружен нами в протолочках эгириноклиновых метасоматитов и поздних кварц-хлоритовых прожилков. Он представлен единичными пластинчатыми обломками кристаллов. Минерал имеет золотисто-желтую окраску. Диагностирован по рентгенограмме порошка, аналогичной эталонным.

*Нейборит* — очень редкий минерал. Он был найден впервые в небольших количествах в доломитизированных и бутуминозных сланцах формации Грин-Ривер совместно с бербанкитом, нахколитом, баритокальцитом, гаррельситом, вюртцитом, кальцитом и пиритом близ Солт-Лейк-Сити (штат Юта, США) в 1961 г. (Chlao a. oth., 1961). Тип формулы минерала был определен по рентгенограмме порошка, аналогичной рентгенограммам минералов группы перовскита, а состав — по данным спектрального полуколичественного анализа. С тех пор минерал более нигде не был встречен.

В СССР нейборит впервые обнаружен авторами (Ефимов, Еськова, Катаева, 1967) в щелочных метасоматитах западного склона Урала. Он является характерным минералом позднегидротермальных прожилков в эгирин-полевошпатовых метасоматитах.

По физическим и оптическим свойствам нейборит близок к американскому. Он образует выделения неправильной и округлой формы размером до  $5 \times 3$  см. Цвет минерала варьирует от светло-желтого до темно-бурого. Для темноокрашенных разновидностей типична пятнистая окраска, обусловленная, вероятно, различной степенью окисления железа, входящего в небольших количествах ( $0,17\%$   $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) в минерал. Характерна весьма совершенная спайность по кубу. Удельный вес 3,10.

В шлифах окраска нередко пятнистая — с красноватыми и буроватыми участками на желтом фоне. Обычно изотропен, иногда слабоанизотропен. Показатели преломления минерала, определенные в водно-спиртовых смесях, равны:  $n_g = 1,366$ ;  $n_p = 1,364$ .

Рентгенограмма порошка минерала идентична рентгенограммам нейборита из Солт-Лейк-Сити и с синтетическим  $\text{NaMgF}_3$ . Сингония ромбическая:  $a_0 = 5,55$ ;  $b_0 = 7,78$ ;  $c_0 = 5,52$ . Пересчет анализа (табл. 24) приводит почти к идеальной теоретической формуле  $\text{Na}_{0,99}\text{Mg}_{1,0}\text{F}_{2,97}$ .

Химический анализ нейборита, выполненный З. Т. Катаевой, дает следующие результаты (в вес. %):  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,17;  $\text{MgO}$  — 39,36;  $\text{CaO}$  — 1,10;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 27,02;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,77;  $\text{H}_2\text{O}$  — 0,25;  $\text{F}$  — 54,76. Сумма 123,49 — 23,00 ( $-\text{O} = \text{F}_2$ ) = 100,49.

Гранаты встречаются спорадически. Они не являются даже характерными акцессорными минералами и обнаружены лишь в двух генетических типах метасоматитов: в диопсид-тремолитовых начальной стадии замещения и в альбитизированных и карбонатизированных биотит-полевошпатовых с реликтами эгирина.

В первой ассоциации бледно-розовый гранат в очень незначительных количествах встречен лишь в протолочках проб. Во второй ассоциации гранат наблюдается в довольно больших количествах, но лишь в одном локальном участке. Здесь гранат на участке, мощностью 30 см, является главным породообразующим минералом, составляя до 30% объема породы. Он образует крупные (до  $1 \times 1$  см) неправильной, но близкой к изометричной формы, выделения кремового цвета более или менее равномерно распределенные в массе альбитизированного и карбонатизированного биотит-микроклинового метасоматита. В пересекающих этот участок карбонат-альбитовых прожилках встречен Ве-везувиан.

Гранат изотропен,  $n = 1,732$ . Удельный вес 3,46. Химический анализ его, выполненный З. Т. Катаевой, дал следующие результаты (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 36,63;  $\text{TiO}_2$  — 0,56;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,06;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 13,31;  $\text{FeO}$  — 1,75;  $\text{MnO}$  — 0,87;  $\text{MgO}$  — 0,16;  $\text{CaO}$  — 34,17;  $\text{SrO}$  — не обн.;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 1,16;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,53;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  — 0,007;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  — 0,005;  $\text{ZrO}_2$  — не опр.;  $\text{TR}_2\text{O}_3$  — не обн.;  $\text{F}$  — 0,82;  $\text{CO}_2$  — 1,45;  $\text{H}_2\text{O}$  — не обн. Сумма 100,48 — 0,34 ( $-\text{O} = \text{F}_2$ ) = 100,14. Минерал состоит из гроссуляровой и андрадитовой составляющих приблизительно в равных количествах. Кроме того, в незначительных количествах присутствует альмандиновая и спессартиновая составляющие.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальное минералогическое изучение щелочных метасоматитов западного склона Урала позволило провести сопоставление составов и свойств одинаковых минеральных фаз из различных парагенетических ассоциаций метасоматитов, а также сравнить их с минералами Вишневогорско-

го щелочного комплекса. Это сопоставление дало возможность сделать ряд выводов генетического и геохимического характера.

1. Парагенезис предельно упорядоченных микроклинов с чистыми эгиринами в наиболее высокотемпературных щелочных метасоматитах западного склона Урала свидетельствует о послемагматическом, сравнительно низкотемпературном, характере этих метасоматитов в отличие от высокотемпературных метасоматических фенитов магматической стадии Вишневогорского комплекса, где пироксены представлены эгирин-диопсидами, а калиевые полевые шпаты — ортоклаз-пертитами.

2. Присутствие изометричных вкрапленников керсутита (Na—Ti разновидности амфибола) в обломках комендитов из эруптивных брекчий и в цементе этих брекчий говорит о генетическом единстве лав комендитов и брекчий, а также об их субщелочном характере, что может служить косвенным доказательством генетического родства щелочных метасоматитов с этими образованиями.

3. Железистость пироксенов и амфиболов увеличивается по отдельности к концу метасоматического процесса, причем железистость амфиболов, сосуществующих с пироксенами, приблизительно в 3 раза выше железистости последних (диопсид — 0,44 + Na-тремолит — 0,15, эгирин — 0,96 + рибекит — 0,37).

Изучение амфиболов ряда арфведсонит — рибекит показало, что минералы этого ряда, имеющие почти тождественный состав, существенно отличаются по оптическим свойствам и дифрактограммам порошка в результате, по-видимому, разной температурности образования и соответственно — различной степени упорядоченности. Наличие в пегматоидных межформационных дайкообразных телах щелочных сиенитов менее упорядоченного (более высокотемпературного) амфибола, наряду с прямыми геологическими данными, подтверждает отнесение их к единственному интрузивным щелочным образованиям, впервые выделенным авторами.

4. Для каждой стадии щелочного метасоматоза свойственны свои типоморфные ассоциации редкометалльных аксессуарных минералов. На начальной стадии и в стадию микроклинизации минералы редких элементов по существу не образуются. Главная масса их приурочена к процессу альбитизации. В эту стадию образуется подавляющее большинство тантал-ниобиевых (ильменорутил, уранпирохлор, Nb-эшинит), циркониевых (циркон), редкоземельных (Nb-эшинит, бастнезит, монацит), бериллиевых (барилит), литиевых (полилитийонит) и стронциевых (стронцианит) минералов. Карбонатизация характеризуется ассоциацией бариевых тантал-ниобиевых минералов (пандаит, баотит) и редкоземельных фторокарбонатов (бербанкит, анкилит). Здесь же и в последующую стадию поздней микроклинизации с окварцеванием происходит колумбитизация ранних тантало-ниобатов (ильменорутила, Nb-эшинита, уранпирохлора).

5. Сопоставление составов пирохлора из метасоматитов западного склона Урала с наиболее распространенным составом пирохлора Вишневых гор позволяет наметить следующие различия, отражающие, по-видимому, геохимическую специфику щелочных образований этих регионов. Для пирохлора изученного объекта характерно в среднем трехкратное обогащение танталом, цирконием, железом и очень значительное обогащение ураном и барием вплоть до образования собственного бариевого пирохлора-пандаита. Обогащение щелочных метасоматитов западного склона Урала танталом и железом подтверждается на примере Nb-эшинита, а железом — ильменорутила.

6. Обнаружение баотита и нейборита в щелочных метасоматитах Урала, являющихся второй находкой этих минералов в мире, подтвердило правомочность выделения их в новый минеральный вид и позволи-

до сделать выводы о постоянстве состава нейборита и о вероятности широких изоморфных замещений в составе баотита.

Находка в метасоматитах астрофиллита, баотита и бербанкита расширила наши представления о парагенетических ассоциациях этих минералов и условиях их образования.

## Литература

- Абрашев К. К., Белов Н. В. Кристаллическая структура барилита. — Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 3.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометалльных гранитоидов Полярного Урала. — Труды ВИМСа. Изд-во «Недра», 1967, вып. 16.
- Бородин Л. С., Капустин Ю. Л. Бербанкит — первая находка в СССР. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 2.
- Винчелл А. Н., Винчелл Г. Оптическая минералогия. Изд-во ИЛ, 1953.
- Дорфман М. Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. Изд-во АН СССР, 1962.
- Дорфман М. Д., Белова Е. Н., Забавникова Н. И. Новые данные о рамзаите. — Труды Минерал. музея им. А. Е. Ферсмана «Новые данные о минералах СССР». Изд-во «Наука», вып. 17, 1966.
- Еськова Е. М., Ефимов А. Ф. Особенности распределения редких элементов в апоэффузивных щелочных метасоматитах Урала. — Геохимия, 1970, № 2.
- Ефимов А. Ф., Еськова Е. М., Катаева З. Т. О первой находке нейборита в СССР. — Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 5.
- Ефимов А. Ф., Еськова Е. М., Катаева З. Т. О находке бербанкита в щелочных метасоматитах Урала. — В сб.: Минералы, 1969, вып. 19.
- Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов щелочного комплекса Вишневых гор. Изд-во «Наука», 1964.
- Ефимов А. Ф., Еськова Е. М., Лоскутова Л. И., Шумкова Н. Г. О новой находке барилита в СССР. — В сб.: «Минералы в СССР», Изд-во «Наука», 1970, вып. 20.
- Жабин А. Г., Казакова М. Е. Барилит ( $BaBe_2Si_2O_7$ ) из Вишневых гор — первая находка в СССР. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 2.
- Здорик Т. Б. Бербанкит и продукты его изменения. — В кн.: «Новые данные о минералах СССР». Изд-во «Наука», 1966, вып. 17.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд-во АН СССР, 1962.
- Островский И. А. Оптические свойства синтетических диопсидов. — В сб. статей, посвященному академику Д. С. Белянкину. Изд-во АН СССР, 1946.
- Свяжин Н. В., Гайдукова М. К. Кристаллический линдокин из щелочных метасоматитов Урала. — Зап. Всес. мин. об-ва, вторая серия, 1967, ч. 96, вып. 2.
- Семенов Е. И. О канкрините щелочных метасоматитов. — В кн.: Минералогия и генетические особенности щелочных массивов». Изд-во «Наука», 1964.
- Семенов Е. И., Дун-Вен-син, Капитонова Т. А. О новом ниобиевом минерале баотите. — Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 4.
- Тихоненкова Р. П., Казакова М. Е. Первая находка бербанкита в массиве нефелиновых сиенитов. Изд-во «Наука», 1964.
- Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. К минералогии контактной зоны Ловозерского массива. — Труды ИМГРЭ. Изд-во АН СССР, 1962, вып. 9.
- Aminoff G. Om en association med barylite och nedyfan vid Långban. — Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1923, 45, N 1-2, N 352.
- Branco J. J. Pirochloro Uranifero em Tapira, Municipio de Sacramento, M. G. — Anais Acad. Brasil. Cu. 1956, v. 28, N 3.
- Butler J. B. Rale earth and thorium in lindochite. Amer. Miner. 1957, v. 42, N 9-10.
- Chiao E. C. T., Evons H. T., Jr., Skinner B. T., Milton C. — Neighborite,  $NaMgF_3$ , a new mineral from the Green River formation in Utah. — Amer. Miner., v. 46, N 3-4, 1961.
- Čech F., Černý P., Povondra P. Ilmenorutil z Udráže u Pisku a Produkty jeho Rozpadu. Acta Universitatis Carolinae. — Geologica, N 1, 1-14, 1964.
- Harris P. M. Pandaite from the Mrima Hill niobium deposit (Kenija). — Min. Mag., 1965, v. 35, N 270.
- Heinrich E. W., Boyer W. H., Crowley F. A. Baotite from Ravalli county, Montana. — Amer. Miner., 1962, v. 47, N 7-8.
- Heinrich E. W., Deane R. W. An occurrence of barylite near Seal Lake, Labrador. Amer. Mineralogist, 1962, v. 47, N 5-6.
- Heinrich E. W., Quon. Neptunite from Seal Lake Labrador. The Canadian Mineralogist, 1963, v. 7.
- Ygberg E. R. On the structure of barylite — Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1941, b. 63, v. 4, N 427.
- Jäger E., Niggli E., Veen A. H. van der. A hydrated barium-strontium pyrochlore in a biotite rock from Panda Hill, Tanganyika. — Min. Mag., 1959, v. 32, N 244.

- Palache Ch., Bayer L. H.* On the occurrence of beryllium in the Zink deposit of Franklin, New Jersey. — Amer. Mineralogist, 1930, 15, N 1.
- Pecora W. T., Kerr J. H.* Burbankit and calkinsit, two new carbonate minerals from Moutans. — Amer. Min. 1953, v. 38, N 11-12.
- Smith W. C.* Unit cell and space group of barylite. Amer. Mineralogist, 1956, v. 41, N 5-6.
- Veen A. H. van der.* A study of pyrochlore — Verhandl. Kon. Nederl. geol. nūjubouw gen., geol. ser. 1963, v. 22.

А. В. ЛАПИН

## О СОСТАВЕ И ПАРАГЕНЕЗИСАХ МОНТИЧЕЛЛИТА В МАССИВАХ УЛЬТРАБАЗИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

В формировании комплексных массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов большая роль принадлежит реакциям щелочных растворов магматической и послемагматической стадии с более древними оливинитами. С этими реакциями связано возникновение разнообразных метасоматических пород (флогопит-пироксеновых, мелилитовых, монтичеллитовых), которые имеют специфический характер и не свойственны как собственно ультрабазитовым массивам, так и массивам, содержащим только щелочные породы и карбонатиты. Метасоматические породы слагают значительные по площади зоны, обычно концентрически окружающие центральные ядра или отдельные реликтовые блоки ультрабазитов, заключенные в ийолитах и нефелин-пироксеновых породах. Широким распространением среди метасоматитов пользуются породы, сложенные разнообразными парагенезисами монтичеллита. В настоящей статье приводятся результаты изучения состава и парагенезисов монтичеллита в Ковдорском массиве ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов (Карело-Кольская карбонатитовая провинция), где мы встречаемся с одним из наиболее характерных случаев развития реакционной метасоматической зональности на контактах оливинитов с щелочными породами, а также некоторые сравнительные данные по другим аналогичным массивам.

Ковдорский массив залегает среди гнейсов и гранито-гнейсов архея. Ядро массива сложено оливинитами, а самая краевая зона — ийолитами и нефелин-пироксеновыми породами. Последние отделяются от оливинитов серией реакционных зон, сложенных существенно мелилитовыми, монтичеллитовыми и флогопит-пироксеновыми породами. Помимо этих основных групп пород, определяющих концентрическую зональность массива, в его геологическом строении принимают участие также дайки ийолитов и нефелиновых сиенитов, жилы и линзовидные тела карбонатитов, крупное тело железорудных предкарбонатитовых апатит-форстерит-магнетитовых пород и послекарбонатитовые дайки щелочных базальтоидов (нефелинитов, альнеитов, биотитовых пикритовых порфиритов и других).

На основании детального минералого-петрографического изучения метасоматических пород, слагающих зоны, переходные от щелочных пород к оливинитам, нами были выделены метасоматиты магматической и послемагматической стадий. Наиболее распространенные парагенезисы метасоматитов и их взаимоотношения приведены в табл. 1.

## Схема развития метасоматических образований в Ковдорском массиве

9

Заказ № 2007

## Зоны колонки магматической стадии

Комплекс ийолитов и метасоматических пород магматической стадии	Фациальные разновидности метасоматических колонок	Ийолиты	Нефелин-пироксеновые породы нефелин, пироксен, магнетит			Флогопит-пироксеновые породы (и слюдиты) флогопит, пироксен, (оливин), магнетит	Оливиниты
			Нефелин-пироксеновые породы нефелин, пироксен, перовскит, магнетит	Мелилитовые породы (меллилитолиты, турьяиты и др.) мелилит, нефелин, пироксен, перовскит, магнетит (флогопит)		Флогопит-пироксеновые породы флогопит, пироксен, перовскит, магнетит	
				Турьяиты мелилит, пироксен, нефелин мелилит, флогопит, нефелин + перовскит, магнетит (оливин)	Мелилитолиты мелилит, флогопит, перовскит, магнетит	Флогопит-пироксеновые породы флогопит, пироксен, (оливин), перовскит, магнетит	
			нефелин, пироксен (флогопит), магнетит, перовскит	Турьяиты мелилит, флогопит, нефелин мелилит, пироксен, нефелин + перовскит, магнетит (оливин)	Мелилитолиты мелилит, флогопит, перовскит, магнетит	Монтичеллиты монтичеллит (шпинель), магнетит, перовскит	

## Послемагматические ассоциации, развивающиеся в различных зонах колонки магматической стадии

Комплекс метасоматитов послемагматической стадии	Ранняя стадия и стадия выплывания	Шорломитовые уртиты и ийолит-уртиты нефелин-пироксен-шорломит, нефелин-флогопит-шорломит, нефелин-флогопит-роговая обманка + кальцит, апатит, канкринит	«Автореакционные скарны» гранат-амфибол-монтичеллит, гранат-флогопит-монтичеллит, гранат-канкринит-флогопит-амфибол-монтичеллит и др. + кальцит, апатит диопсид-андрадит-везувиан, диопсид-везувиан, флогопит-волластонит + кальцит, апатит	«Флогопитовый комплекс» диопсид-флогопит + кальцит, апатит	«Автореакционные скарны», «флогопитовый комплекс» флогопит-монтичеллит, флогопит-диопсид-монтичеллит, гранат-флогопит-монтичеллит, амфибол-монтичеллит + кальцит, апатит	«Флогопитовый комплекс» диопсид-флогопит, диопсид-монтичеллит-флогопит, амфибол-монтичеллит + кальцит, апатит
		Железородный и частично «флогопитовый» комплекс, форстеритизация, апатитизация флогопит-оливин, флогопит-apatит-оливин, апатит-магнетит-оливин, апатит-магнетит + кальцит				
Карбонатизация						

## МОНТИЧЕЛЛИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Метасоматиты, формирование которых относится к магматической стадии, распространены весьма широко и характеризуются закономерной сменой парагенетических ассоциаций в направлении от периферии к центру массива. Это позволяет объединить их в единые метасоматические колонки магматической стадии. Строение метасоматических колонок в общем соответствует концентрически-зональному строению массива, которое, однако, значительно усложняется в результате наложения послемагматических ассоциаций.

Сравнительное изучение различных участков Ковдорского массива, сложенных метасоматическими породами магматической стадии, позволило выделить три основных типа метасоматических колонок, возникающих при взаимодействии щелочных пород с оливинитами:

ийолит	нефелин пироксен магнетит	флогопит пироксен магнетит	оливинит I
ийолит   турьяит	меллилит флогопит перовскит магнетит	пироксен флогопит перовскит магнетит	оливинит II
ийолит   турьяит	меллилит перовскит магнетит (флогопит)	монтичеллит перовскит магнетит (шпинель)	оливинит III

Основные особенности метасоматических колонок магматической стадии рассмотрены в ряде работ автора (Лапин, 1965, 1966, 1969). Здесь следует остановиться на зональности III типа, характеризующейся появлением в передовой зоне существенно монтичеллитовых пород. Развитие метасоматических зон существенно мелилитовых и монтичеллитовых пород, резко обогащенных кальцием как по сравнению с оливинитами, так и по сравнению с ийолитами, обусловлено реакционным повышением химического потенциала Са при вступлении щелочных растворов в резко магниезильную среду оливинитов. Рассматриваемая зональность является примером дополнительной зональности, возникновение которой связано с тем, что между растворами и оливинитами происходит более чем одна метасоматическая реакция с последовательным по зонам изменением содержания MgO и SiO<sub>2</sub>. Иными словами, зона существенно монтичеллитовых пород, более магниезильных по сравнению с мелилитовыми, может рассматриваться в качестве дополнительной зоны, которая развивается при замещении оливинитов мелилитовыми породами вследствие того, что растворы на фронте взаимодействия с оливинитами сильно пересыщены окисью магния.

Метасоматическая зональность III типа, преимущественно развита в северной части Ковдорского массива. Магнетит-монтичеллитовые породы слагают здесь протяженное геологическое тело мощностью до нескольких десятков метров, располагающееся между мелилитовыми породами и оливинитами ядра массива. Установлено, что магнетит-монтичеллитовые породы метасоматически развиваются по оливинитам, содержат реликтовые участки оливинитов и реликты зерен оливина. В тыловых частях зоны магнетит-монтичеллитовые породы более или менее постепенно переходят в мелилитовые породы. В зоне перехода в магнетит-монтичеллитовых породах наблюдаются существенно мелилитовые прожилки и частичное замещение монтичеллита мелилитом.

На начальных стадиях замещения оливинитов монтичеллит развивается по периферии и в промежутках между зернами оливина, при этом нередко происходит перекристаллизация и укрупнение оливина с обра-

зованием порфиробластовых структур. Магнетит, заключавшийся в оливинитах, при их замещении испытывает собирательную перекристаллизацию и перераспределяется в полосы, причем содержание магнетита в монтичеллитовых породах нередко выше, чем в замещаемых ими оливинитах благодаря частичному высвобождению железа из оливина (суммарная железистость монтичеллита ниже, чем у оливина).

Магнетит-монтичеллитовые породы обладают средне- и крупнозернистым, иногда и пегматоидным строением. Породы часто неравномернозернисты и содержат в средне- и крупнозернистой основной массе более крупные зерна и пегматоидные участки. Текстура пород массивная или полосчатая, последняя обусловлена неравномерным распределением магнетита, образующего сильно удлиненные гнездообразные выделения и неправильные зерна, группирующиеся в полосы. Структура пород гранобластовая, в участках обогащенных титано-магнетитом (до 20—30%) структура приближается к сидеронитовой, но отличается от нее бластическим характером как монтичеллитового, так и магнетитового агрегата.

Монтичеллит имеет светло-серую окраску и жирный блеск, показатели преломления минерала  $N_g=1,661—1,664$ ;  $N_m=1,653—1,656$ ;  $N_p=1,647—1,652$ ; величина двойного лучепреломления  $0,012—0,014$ . Кроме монтичеллита и магнетита в породах постоянно, но, как правило, в небольших количествах присутствуют перовскит, развивающийся обычно по периферии выделений магнетита, в интерстициях между зернами магнетита, отчетливо корродируя их.

В некоторых случаях, в особенности при замещении оливинитов с высоким содержанием титаномагнетита, в монтичеллитовых породах отмечается повышенное количество перовскита (до 20—30%), который замещает магнетит, сохраняя полосчатый характер его распределения. Во многих участках в магнетит-монтичеллитовых породах в небольших количествах (около 1—3%) присутствует зеленая шпинель. Этот минерал совместно с перовскитом образует цепочки мелких зерен в интерстициях между крупными корродированными зернами магнетита, замещает магнетит по трещинкам и по периферии зерен. Результаты химического анализа магнетит-монтичеллитовых пород приведены в табл. 2.

Таким образом, монтичеллитовые породы, образующиеся в результате замещения оливинитов в магматическую стадию метасоматического процесса, связанного с формированием щелочных пород, характеризуется парагенетическими отношениями монтичеллита с перовскитом, шпинелью и устойчивым реликтовым минералом — магнетитом. Положение этих пород в метасоматической зональности вполне закономерно, оно определяется их развитием в передовой зоне метасоматической колонки на фронте замещения оливинитов мелилитовыми породами.

## МОНТИЧЕЛЛИТОВЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОЙ СТАДИИ

В послемагматическую стадию ийолиты, метасоматические породы магматической стадии и сопряженные с ними участки оливинитов испытывают разнообразные метасоматические изменения.

Процессы послемагматической стадии в отдельных зонах метасоматической колонки магматической стадии имеют специфический характер, в значительной степени зависящий от состава пород, в которых они развиваются. Нефелин-пироксеновые породы и ийолиты подвергаются перекристаллизации и нефелинизации (уртитизации), обогащаются шорломитом, роговой обманкой, биотитом, канкринитом, апатитом и кальцитом. В мелилитовых породах развиваются ассоциации монтичеллита, андрадита, гастингсита, флогопита и канкринита, а также диоп-

Таблица 2

Химический состав существенно монтichelлитовых пород в вес %

Компоненты	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	29,66	34,53	40,12	42,96
TiO <sub>2</sub>	1,70	1,91	1,78	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	5,99	5,10	4,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,97	11,89	5,24	0,56
FeO	7,85	4,30	5,02	4,51
MnO	0,14	0,12	0,09	0,22
MgO	23,38	11,09	10,42	19,69
CaO	24,33	27,13	29,05	22,59
Na <sub>2</sub> O	0,46	0,70	2,15	0,39
K <sub>2</sub> O		0,25	0,57	1,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	—	—	0,63
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	—	—	0,12
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,13	0,65	0,62	1,64
F	—	—	—	0,48
CO <sub>2</sub>	—	1,89	—	—
П. п. п.	0,65	—	—	—
—O=F <sub>2</sub>	—	—	—	0,19
Σ	100,39	100,45	100,16	100,16

1 — магнетит-монтichelлитовая порода;

2 — гранат-амфибол-монтichelлитовая порода;

3 — мелилитовая порода, средняя проба;

4 — флогопит-диопсид-монтichelлитовая порода.

Аналитик О. Ф. Сазонова, ИМГРЭ, данные автора.

сид, везувиан, волластонит, кальцит и другие минералы. Сходные ассоциации развиваются в зоне анхимономинеральных монтichelлитовых пород. В зоне развития слюдисто-пироксеновых пород в послемагматическую стадию происходит их перекристаллизация и обогащение флогопитом, апатитом и кальцитом. Реликты оливинитов, заключенные в этой зоне, и сопряженные с ней участки оливинитов замещаются флогопит — диопсидовым и флогопит — диопсид — монтichelлитовым парагенезисами, содержащими апатит и кальцит. Таким образом, монтichelлит является минералом, весьма характерным и для послемагматических ассоциаций.

Рассмотрим особенности развития послемагматических парагенезисов монтichelлита в различных породах магматической стадии. Большим разнообразием и широким распространением парагенезисов монтichelлита отличаются послемагматические образования в зоне мелилитовых пород. Мелилитовые породы в послемагматическую стадию замещаются своеобразными скарноподобными образованиями, среди которых можно выделить две последовательно сменяющиеся во времени минеральные ассоциации. Первая из них включает монтichelлит, андрадит, гастингсит, флогопит, канкринит и кальцит. К второй минеральной ассоциации относятся диопсид, гроссуляр-андрадит, везувиан, волластонит, кальцит и весьма редкий содалит. Парагенезисы первой минеральной ассоциации обычно трехминеральны, наибольшим распространением пользуются парагенезисы: андрадит — гастингсит — монтichelлит; андрадит — флогопит — монтichelлит; андрадит — флогопит — канкринит; андрадит — флогопит — гастингсит. Кроме перечисленных минералов во всех парагенезисах в переменных количествах присутствует кальцит.

На начальных стадиях развития этой ассоциации в мелилитовых породах появляются ветвистые «скелетные» выделения монтичеллита и граната, приуроченные к промежуткам между зернами мелилита и несущие характер гистерогенных образований, а также прожилки и неправильные прожилковидные выделения, сложенные гранатом, флогопитом, монтичеллитом и другими минералами. Более интенсивное развитие ранней скарноподобной ассоциации приводит к образованию значительных, местами достигающих по мощности нескольких десятков метров, зон, сложенных монтичеллитом, андрадитом, гастингситом, флогопитом, канкринитом и кальцитом и заключающих реликтовые участки мелилитовых пород.

Минералы этой ассоциации развиваются и в сохранившихся среди мелилитовых пород участках оливинитов и существенно пироксеновых пород. Нередко наблюдается преимущественная приуроченность скарноподобных ассоциаций к границам мелилитовых пород с оливинитами и существенно пироксеновыми породами, причем минералы этих ассоциаций часто развиваются как реакционные по границе мелилита с оливином и пироксеном. Характерно реакционное развитие монтичеллита и гастингсита на границе оливина и мелилита и реакционное развитие граната на границе пироксена и мелилита. Благодаря неравномерному развитию послемагматических минералов и обилию реликтов замещаемых пород, породы, сложенные скарноподобной минеральной ассоциацией, имеют пятнистое или полосчатое, реже массивное строение.

Структуры пород бластические, наиболее распространены гранобластовые и пойкилобластовые структуры; последние характеризуются присутствием крупных выделений граната, пойкилитически включающих более мелкие зерна гастингсита, монтичеллита и других минералов.

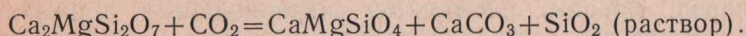
Монтичеллит обладает желтовато-серой окраской и жирным блеском, показатели преломления минерала  $N_g = 1,664—1,668$ ;  $N_m = 1,654—1,658$ ;  $N_p = 1,648—1,650$ , величина двупреломления  $0,016—0,018$ , угол оптических осей  $2V = -78—80^\circ$ . Гастингсит имеет темно-зеленую окраску, показатели преломления  $N_g = 1,673$ ;  $N_m = 1,669$ ;  $N_p = 1,654$ , величина двупреломления  $0,019$ ; угол оптических осей  $2V = -82^\circ$ ; угол угасания  $c : N_g = 30^\circ$ . Флогопит — зеленый минерал с показателями преломления  $N_g = N_m = 1,603—1,608$ ;  $N_p = 1,575—1,578$ , величиной двупреломления  $0,030$  и углом оптических осей  $2V = -4—6^\circ$ . Гранат представлен бурокоричневым андрадитом с показателем преломления  $N = 1,88$ . Канкринит имеет показатели преломления  $N_o = 1,522$ ;  $N_e = 1,496$ .

Таким образом, минеральные ассоциации, развивающиеся в результате метасоматического преобразования мелилитовых пород в послемагматическую стадию, характеризуются парагенезисом монтичеллита с гранатом, гастингситом, флогопитом, канкринитом и кальцитом. В отличие от монтичеллитовых пород магматической стадии рассматриваемые ассоциации характеризуются неустойчивостью перовскита и магнетита, замещаемых гранатом.

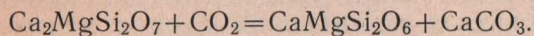
В табл. 2 приведены результаты химического анализа гранат-амфибол-монтичеллитовой породы. Сравнение этих данных с составом мелилитовых пород (см. табл. 2) показывает их довольно близкое сходство. Следует отметить некоторое увеличение содержания железа в скарноподобной ассоциации и относительно большую роль в ее составе окисного железа по сравнению с закисным. Для скарноподобной ассоциации характерно также повышенное содержание  $CO_2$ . Формирование скарноподобных ассоциаций происходит, таким образом, без существенного привноса и выноса вещества в результате послемагматического преобразования (разложения) мелилитовых пород на более низкотемпературной степени эволюции растворов.

Вторая (поздняя) скарноподобная ассоциация, наибольшим распространением в которой пользуются парагенезисы: гранат (гроссулар-андрацит) — диопсид — везувиан и диопсид — волластонит — везувиан, развита значительно менее широко, чем первая; в ряде случаев она накладывается на породы, сложенные минералами более ранней скарноподобной ассоциации, а также развивается непосредственно по мелилитовым породам. Во всех парагенезисах второй скарноподобной ассоциации в более обильных, чем в ранней ассоциации количествах присутствует кальцит.

Условия, определяющие смену минеральных парагенезисов от мелилитовых пород к ранней и последующей скарноподобным ассоциациям, могут быть правильнее поняты, если учесть, что при этом наблюдается переход от парагенезисов с силикатами, более богатыми Са и Mg, к парагенезисам, содержащим более бедные кальцием и магнием силикаты и кальцит. Иначе говоря, происходит серия реакций карбонатизации, связанных с увеличением химического потенциала углекислоты. Из возможных факторов, определяющих увеличение химического потенциала углекислоты (увеличение давления, падение температуры и др.), уменьшение температуры играет, по-видимому, главную роль. Реакция карбонатизации мелилита существенно окерманитового состава с образованием монтичеллита и кальцита имеет вид:



При более высоком химическом потенциале углекислоты карбонатизация мелилита приводит к образованию парагенезиса диопсида с кальцитом по схеме:



Интересна некоторая аналогия последовательности смены минеральных ассоциаций в рассматриваемом процессе с порядком, в котором располагаются минералы, образовавшиеся на различных ступенях термометаморфизма загрязненных кремнеземом карбонатных пород (Bowen, 1940). Этот порядок следующий: ларнит — мервинит — спуррит — окерманит — монтичеллит — волластонит — периклаз — диопсид — форстерит — тремолит.

Определенный интерес для выяснения условий образования скарноподобных ассоциаций в мелилитовых породах представляют результаты экспериментального изучения субсолидных изменений мелилита, проведенного Кристи (Christie, 1961, 1962). Продукты, получаемые при субсолидных изменениях мелилита в условиях умеренного давления  $\text{H}_2\text{O}$ , по своему фазовому составу довольно близки к рассматриваемым нами послемагматическим ассоциациям, развивающимся в мелилитовых породах. Такими общими фазами являются монтичеллит, гранат, везувиан, волластонит и моноклинный пироксен.

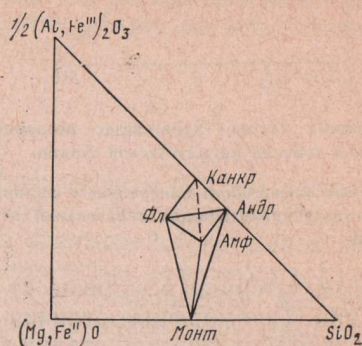
Экспериментальные исследования Кристи показали, что мелилит существенно окерманитового состава при давлении воды ниже 5—5,5 кбар разлагается при температуре около 700° с образованием монтичеллита и волластонита; при повышении давления воды мелилит такого состава разлагается в интервале температур от 700 до 500° с образованием везувиана и клинопироксена, либо везувиана, волластонита и клинопироксена.

При сопоставлении этих данных с характером и последовательностью смены парагенезисов естественных скарноподобных ассоциаций следует учитывать, что в отличие от эксперимента разложение мелилита в природных условиях происходит в присутствии углекислоты, щелочей и некоторых других компонентов, что определяет появление фаз, таких,

как флогопит, кальцит, гагстингсит и других, отсутствующих в экспериментах.

На фиг. 1 приведена диаграмма состав — парагенезис для ранней скарноподобной ассоциации. Парагенезисы, располагающиеся в различных концентрационных областях диаграммы, обнаруживают тенденцию к преимущественному развитию в определенных геологических условиях; так, парагенезис монтичеллита с гагстингситом и флогопитом, лежащий на концентрационной диаграмме ближе к вершине  $(Mg, Fe)O$ , образуется преимущественно в участках тесной перемежаемости мелилитовых пород и оливинитов, нередко развиваясь по контактам этих

Фиг. 1. Диаграмма состав — парагенезис для ранней апомелилитовой скарноподобной ассоциации

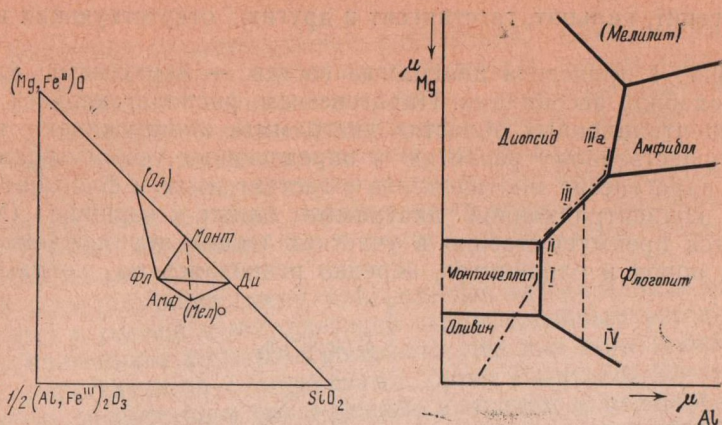


пород; образование парагенезисов с канкринитом и андрадитом более характерно для нефелинсодержащих мелилитовых пород.

Широким распространением в Ковдорском массиве пользуются также послемагматические парагенезисы монтичеллита, развивающиеся в реликтовых участках оливинитов, заключенных в флогопит-пироксеновых и магнетит-монтичеллитовых породах, слагающих передовые зоны метасоматических колонок магматической стадии, а также в сопряженных с этими зонами участках оливинитового ядра массива. Наиболее распространены парагенезисы: монтичеллит — флогопит, характерный для участков оливинитов, сопряженных с магнетит — монтичеллитовыми породами, и развивающийся как в тех, так и в других породах, и монтичеллит — флогопит — диопсид, замещающий участки оливинитов, примыкающие к слюдисто-пироксеновым породам. Указанные парагенезисы постоянно содержат также апатит и кальцит.

Флогопит-монтичеллитовые и флогопит-диопсид-монтичеллитовые породы обладают крупнозернистым строением и лепидогранобластовой структурой. Монтичеллит имеет дымчато-серую окраску, показатели преломления минерала  $N_g = 1,673—1,675$ ;  $N_m = 1,662—1,666$ ;  $N_p = 1,656—1,658$ ; величина двойного лучепреломления  $0,015—0,018$ . Диопсид обладает желтовато-зеленой окраской, оптические свойства минерала:  $N_g = 1,704$ ;  $N_m = 1,684$ ;  $N_p = 1,675$ ;  $c : N_g = 44^\circ$ ;  $2V = 62^\circ$ . Флогопит — зеленый, нередко с красно-бурым оттенком, показатели преломления  $N_g = N_m = 1,594$ ;  $N_p = 1,558$ . Результаты химического анализа флогопит-диопсид-монтичеллитовой породы приведены в табл. 2.

Нетрудно заметить, что минеральный состав парагенезисов магматической и послемагматической стадий в передовых зонах колонок магматической стадии во многом сходен. Вместе с тем устанавливаются определенные типоморфные отличия послемагматических минералов. Так, пироксен из послемагматических парагенезисов имеет более светлую желтовато-зеленую окраску, характеризуется более низким содержанием примесей  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$  и по составу близок к чистому диопсиду. Послемагматический флогопит обладает зеленой окраской нередко с



Фиг. 2. Диаграмма состав — парагенезис послемагматических образований в передовых зонах метасоматической колонки магматической стадии

Фиг. 3. Диаграмма зависимости минерального состава от химических потенциалов магния, алюминия и кремния для послемагматических образований передовых зон метасоматической колонки магматической стадии

красно-бурый оттенок в отличие от темно-бурого флогопита магматической стадии. Типоморфные отличия в составе монтичеллитов магматической и послемагматической стадии будут рассмотрены ниже.

Геологические взаимоотношения различных послемагматических парагенезисов монтичеллита показывают, что гранат — амфибол — монтичеллитовый и амфибол — монтичеллитовый парагенезисы, характерные для послемагматических изменений мелилитовых пород и сопряженных с ними участков оливинитов, являются более ранними и, по-видимому, несколько более высокотемпературными; эти парагенезисы иногда содержат прожилки, сложенные флогопит-диопсид-монтичеллитовым парагенезисом, возникающим обычно в послемагматическую стадию в результате замещения оливинитов, сопряженных с породами передовых зон колонок магматической стадии.

Такие прожилки обладают зональным строением со следующим порядком зон:

флогопит монтичеллит (диопсид) кальцит	флогопит диопсид кальцит	амфибол диопсид кальцит	мелилитовая или гранат- амфибол — монтичеллитовая порода
--	--------------------------------	-------------------------------	--

Зависимость изменений минерального состава послемагматических ассоциаций в передовых зонах метасоматической колонки магматической стадии от концентрации инертных компонентов, наблюдаемая на треугольной диаграмме состав — парагенезис (фиг. 2), более отчетливо видна на диаграмме (фиг. 3), показывающей зависимость изменений минерального состава от химических потенциалов компонентов ( $\mu_{Al}$ ,  $\mu_{Si}$ ,  $\mu_{Mg}$ ). Из диаграммы, в частности, видно, что флогопит — монтичеллитовый и флогопит — диопсид — монтичеллитовый парагенезисы по сравнению с амфибол — диопсидовым и флогопит — диопсидовым парагенезисами, развивающимися по мелилитовым породам, образуются в условиях более высокого химического потенциала магния и более низкого химического потенциала алюминия, свойственных оливинитам.

Вслед за широким развитием послемагматических парагенезисов, замещающих метасоматические породы магматической стадии и сопряженные с ними участки оливинитов, происходит образование жил и

прожилков оливинового, флогопит-оливинового и магнетит-оливинового состава, нередко имеющих зональное строение с ядром существенно апатитовых или кальцитовых пород. Важнейшим фактором, обуславливающим образование существенно оливиновых жил и прожилков, является возникновение трещин и ослабленных тектонических зон в участках интенсивного развития послемагматического процесса. Возникновение трещин и ослабленных тектонических зон вызывает резкое понижение давления и уменьшение растворимости компонентов. В связи с этим меняется характер послемагматического процесса — парагенезисы, образованные преимущественно реакционными минералами, в таких трещинных полостях и зонах сменяются парагенезисами, сложенными преимущественно осажденными минералами, то есть минералами, которыми раствор пересыщен.

## СОСТАВ И СВОЙСТВА МОНТИЧЕЛЛИТОВ

Как показано выше, парагенезисы монтичеллита широко распространены среды метасоматитов магматической и послемагматической стадии, развивающихся в зонах реакционного взаимодействия щелочных пород с оливинитами. В результате минералого-петрографического изучения и парагенетического анализа метасоматитов Ковдорского массива были выделены следующие наиболее распространенные парагенезисы монтичеллита и установлены условия их развития.

1. Анхимономинеральные монтичеллитовые и магнетит-монтичеллитовые парагенезисы, возникающие в передовых зонах метасоматической колонки магматической стадии (колонки ийолитизации) на фронте замещения оливинитов мелилитовыми породами;

2. Андрадит-гастингсит-монтичеллитовый, андрадит-флогопит-монтичеллитовый и другие парагенезисы, развивающиеся в результате послемагматического преобразования мелилитовых пород, а также непосредственно примыкающих к ним участков монтичеллитовых или пироксеновых пород магматической стадии и оливинитов;

3. Флогопит-диопсид-монтичеллитовый и флогопит-монтичеллитовый парагенезисы, образующиеся в результате метасоматического преобразования участков оливинитов, сопряженных с породами передовых зон колонок магматической стадии, под воздействием послемагматических растворов. Послемагматические монтичеллитсодержащие парагенезисы обычно содержат переменные количества кальцита и апатита, играющих роль избыточных вполне подвижных минералов;

Кроме перечисленных групп монтичеллитовых парагенезисов, которые были охарактеризованы выше, следует еще упомянуть монтичеллит, встречающийся как устойчивый минерал в жилах карбонатитов, пересекающих различные более ранние монтичеллитсодержащие породы.

В последнее время появились работы, обобщающие данные о составе и свойствах монтичеллитов, взятых из различной геологической обстановки, но преимущественно из контактовых мраморов и скарнов (Синяков, 1964). Сведения о монтичеллитах из массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов в литературе пока еще единичны (Соболев, 1947; Эпштейн и др., 1961).

Проведенное нами изучение состава и свойства монтичеллитов из различных парагенезисов позволило выявить типоморфные особенности этого минерала. При этом было установлено, что наиболее чувствительным показателем изменения условий образования является общая железистость монтичеллитов. Изменение железистости сопровождается и изменением оптических свойств; наиболее отчетливо выражается

Таблица 3

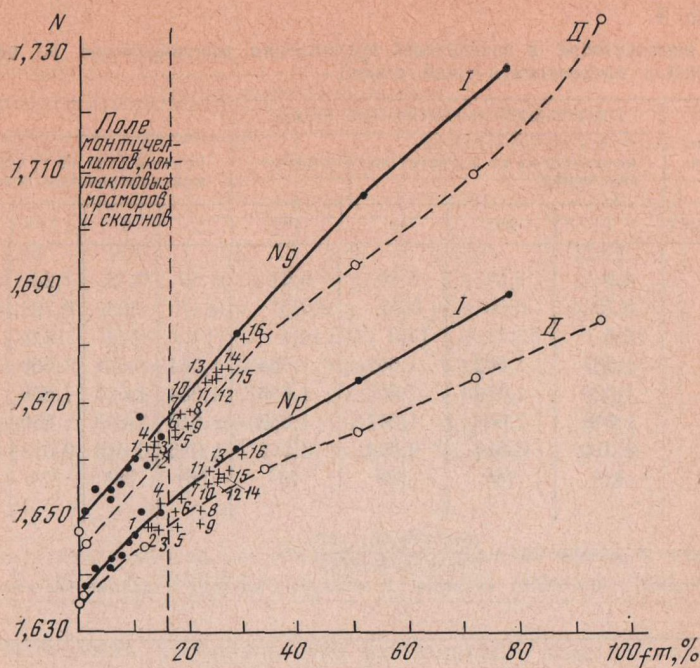
Результаты химического анализа монтичеллитов из различных парагенетических ассоциаций

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	36,84	36,12	37,10	36,56	36,72	37,00	35,19	34,52	35,34
TiO <sub>2</sub>	0,05	—	0,11	0,04	0,04	0,08	0,03	—	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,16	0,48	0,47	0,19	0,74	0,04	0,61	2,75	0,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,36	0,46	2,53	0,79	0,67	0,57	0,37	0,11
FeO	6,01	5,70	5,09	3,67	7,28	6,59	9,77	12,04	11,49
MnO	0,15	0,22	0,18	0,17	0,04	0,29	0,39	0,66	0,56
MgO	23,11	23,00	22,66	23,19	23,04	21,74	18,45	17,64	17,20
CaO	32,65	33,58	33,19	33,03	30,96	33,05	33,95	33,21	33,60
Na <sub>2</sub> O	0,41	0,04	0,14	0,14	0,04	0,19	0,31	—	0,05
K <sub>2</sub> O	0,12	0,05	0,10	0,06	—	0,14	0,10	—	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,01	0,02	—	—	0,06	—	—	0,08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,24	—	—	—	—	—	—	0,57
П. п. п.	0,40	0,20	0,69	—	—	0,62	0,88	—	0,95
CO <sub>2</sub>	—	—	0,33	1,21	—	—	—	—	0,70
Сумма	100,48	100,00	100,54	100,79	99,75	100,47	100,28	101,19	100,36
Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	46%	46	44	44	46	43	38	36	35
Ca <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	47	48	50	50	45	49	50	49	50
Fe <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	7	6	6	6	9	8	12	14	14
Mn <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>	—	—	—	—	—	—	—	1	1

## Кристаллохимические формулы

- 1 —  $(Ca_{0,936}Na_{0,019}K_{0,003})_{0,958}(Mg_{0,921}Fe_{0,138}^{2+}Fe_{0,011}^{3+}Mn_{0,003})_{1,073}(Si_{0,986}Al_{0,005})_{0,991}$ ;
- 2 —  $Ca_{0,896}(Mg_{0,921}Fe_{0,129}^{2+}Fe_{0,008}^{3+}Mn_{0,006})_{1,063}(Si_{0,971}Al_{0,016})_{0,987}O_4$ ;
- 3 —  $(Ca_{0,99}Na_{0,01})_{1,00}(Mg_{0,87}Fe_{0,11}^{2+}Fe_{0,01}^{3+}Al_{0,01})_{1,00}SiO_4$ ;
- 4 —  $(Ca_{0,99}Na_{0,01})_{0,99}(Mg_{0,88}Fe_{0,08}^{2+}Fe_{0,05}^{3+})_{1,01}(Si_{0,99}Al_{0,01})_{1,00}O_4$ ;
- 5 —  $(Ca_{0,888}Na_{0,002}K_{0,002})_{0,89}(Mg_{0,92}Fe_{0,164}^{2+}Fe_{0,016}^{3+})_{1,10}(Si_{0,924}Al_{0,024})_{1,008}O_4$ ;
- 6 —  $(Ca_{0,96}Na_{0,01})_{0,97}(Mg_{0,87}Fe_{0,15}^{2+}Fe_{0,01}^{3+})_{1,03}SiO_4$ ;
- 7 —  $(Ca_{1,005}Na_{0,016}K_{0,003})_{1,024}(Mg_{0,762}Fe_{0,226}^{2+}Fe_{0,011}^{3+}Mn_{0,010})_{1,009}(Si_{0,975}Al_{0,020})_{0,995}O_4$ ;
- 8 —  $Ca_{0,98}(Mg_{0,72}Fe_{0,28}^{2+}Fe_{0,01}^{3+}Mn_{0,02})_{1,03}(Si_{0,94}Al_{0,07})_{1,01}O_4$ ;
- 9 —  $(Ca_{0,983}Na_{0,003}K_{0,003})_{0,989}(Mg_{0,711}Fe_{0,266}^{2+}Fe_{0,001}^{3+}Mn_{0,013}Ti_{0,003})_{0,994}(Si_{0,983}Al_{0,007})_{0,99}[O_{3,90}(OH)_{0,10}]_{4,00}$ .

1, 2 — монтичеллит из магнетит-монтичеллитовых пород магматической стадии, Ковдорский массив; аналитик В. Н. Архангельская, ИМГРЭ, данные автора 3, 4 — монтичеллит из монтичеллитов магнетической стадии, Ковдорский массив (В. И. Терновой и др., 1969); 5 — монтичеллит из апомелилитовых гранат-амфибол-монтичеллитовых пород послемагматической стадии, Ковдорский массив (Н. Д. Соболев, 1947); 6 — монтичеллит из апомелилитовых гранат-амфибол-монтичеллитовых пород послемагматической стадии, Ковдорский массив (В. И. Терновой и др., 1969); 7 — монтичеллит из флогопит-диоксид-монтичеллитовых пород послемагматической стадии, Ковдорский массив; аналитик В. Н. Архангельская, ИМГРЭ, данные автора; 8 — монтичеллит из карбонатитов, Гули (Эпштейн и др., 1961); 9 — монтичеллит из карбонатитов, Ковдорский массив; аналитик В. Н. Архангельская, ИМГРЭ, данные автора.



Фиг. 4. Диаграмма зависимости показателей преломления от общей железистости монтichelлитов

Кривая I для природных монтichelлитов (по В. И. Синякову; черные кружки). Кривая II для искусственных монтichelлитов (по Д. С. Белянкину; белые кружки). Крестиками обозначены монтichelлиты из карбонатитовых комплексов. Цифры соответствуют порядковым номерам образцов в табл. 4

зависимость между общей железистостью и показателями преломления минерала. Впервые диаграммы зависимости оптических свойств монтichelлитов от их железистости были предложены Д. С. Белянкиным, К. М. Феодотьевым и К. С. Никогосяном (Beljankin, a oth., 1934) для искусственных минералов, полученных кристаллизацией из расплавов. Позднее аналогичные диаграммы были построены для природных монтichelлитов В. И. Синяковым (Синяков, 1964). Расхождения в определении коэффициента железистости по кривым для природных и искусственных монтichelлитов составляют 4—5% для маложелезистых и 10—15% для высокожелезистых монтichelлитов.

Для сопоставления состава монтichelлитов из карбонатитоносных массивов с монтichelлитами из контактовых мраморов и скарнов наши данные были нанесены на диаграмму В. И. Синякова.

В табл. 3 приведены результаты химических анализов монтichelлитов из различных парагенетических ассоциаций массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. Коэффициенты железистости и оптические свойства монтichelлитов приведены в табл. 4. Из данных табл. 4 видно, что общая железистость монтichelлитов меняется в широких пределах от 12,6 до 28,5%, в то время как для монтichelлитов каждого из четырех выделенных типов парагенезисов устанавливается сравнительно узкий интервал колебания железистости, не превышающий 2—3%.

Наименьшие значения железистости устанавливаются для монтichelлитов из парагенезисов магматической стадии. На диаграмме (фиг. 4) эти монтichelлиты попадают в поле контактовых мраморов и

Таблица 4

## Сравнение железистости и показателей преломления монтichelлитов из парагенезисов магматической и послемагматической стадий

Характеристика образца	Парагенезисы магматической стадии				Парагенезисы				
	монтichelлит из магнетит-монтichelлитовых пород				монтichelлит из гранат-амфибол-монтichelлитовых пород				
№№ по порядку	1	2**	3	4**	5	6	7**	8	9
FeO	4,9	5,64	5,80	6,01	6,50	6,75	7,28	8,10	8,05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	0,36	0,53	0,57	1,17	1,09	0,79	0,82	0,80
f*	12,6	13,7	14,0	14,4	17,3	17,3	18,0	20,0	20,0
Ng	1,662	1,662	1,661	1,664	1,664	1,664	1,668	1,666	1,668
Nm	1,654	1,654	1,653	1,656	1,654	1,654	1,658	1,655	1,658
Np	1,648	1,648	1,647	1,652	1,648	1,648	1,650	1,648	1,650
Ng — Np	0,014	0,014	0,014	0,012	0,016	0,016	0,013	0,018	0,013
—2V	81°	78°	78°	78°	78°	78°	77°	76°	76°

\* Коэффициент железистости  $f = \frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$  mol.

\*\* Данные полных химических анализов, в остальных случаях — данные частных определений.

скарнов. Для монтichelлитов из послемагматических парагенезисов характерна более высокая железистость, причем наибольшие значения коэффициента железистости отмечаются для монтichelлитов из карбонатитов. Интересно отметить, что ряд монтichelлитовых парагенезисов, расположенных по возрастающей железистости монтichelлита, совпадает с последовательностью их образования во времени и, по-видимому, соответствует условиям постепенного понижения температуры. Это обстоятельство, очевидно, свидетельствует о существовании зависимости между железистостью монтichelлитов и температурой их образования.

Отметим также, что на диаграмме для определения общей железистости монтichelлита по показателям преломления (см. фиг. 4) фигуративные точки минералов из карбонатитоносных массивов располагаются преимущественно между соответствующими кривыми для природных (по В. И. Синякову) и искусственных (по Д. С. Белянкину) монтichelлитов. Можно предполагать поэтому, что различия в положении этих кривых не являются вполне закономерными и с увеличением количества точек они, по-видимому, могут быть слиты в одну линию, занимающую промежуточное положение.

Результаты проведенного систематического изучения особенностей состава и парагенезисов монтichelлита из массивов ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов могут быть суммированы следующим образом.

1. Парагенезисы монтichelлита весьма широко распространены среди метасоматитов, развивающихся в зоне реакционного взаимодействия щелочных пород с более древними оливинитами. Высокая основность и низкая кремнекислотность — характерные особенности той среды, в которой образуются монтichelлитовые парагенезисы. Выделены монтichelлитовые парагенезисы, характерные для магматической и послемагматической стадий метасоматического процесса.

2. Установлены закономерные изменения состава монтichelлита в зависимости от условий его образования. Наиболее чувствительным показателем изменения условий образования монтichelлита является его

послемагматической стадии

монтichelлит из флогопит-диоксид-монтichelлитовых пород				монтichelлит из карбонатов			
10	11	12**	13	14	15**	16	17**
9,80	8,38	9,77	7,87	9,43	11,49	12,02	12,04
0,25	1,91	0,57	2,78	1,52	0,11	0,86	0,37
22,7	22,9	23,7	24,0	24,5	26,7	28,5	28,3
1,673	1,673	1,674	1,675	1,676	1,676	1,681	1,682
1,662	1,664	1,664	1,666	1,667	1,667	1,672	1,674
1,656	1,658	1,656	1,657	1,657	1,657	1,661	1,662
0,017	0,015	0,018	0,018	0,019	0,019	0,020	0,020
76—78°	78°	76—78°	76°	76—78°	76—78°	76—78°	78—80°

Примечания.

1—16 — образцы из Ковдорского массива; 17 — образец из Гулинского массива; 7 — по Н. Д. Соболеву (1947), 17 — по Е. М. Эпштейну и др., 1961; в остальных случаях — данные автора.

общая железистость. Показано, что железистость монтichelлита увеличивается при переходе от магматической стадии к послемагматической и от ранних послемагматических парагенезисов к более поздним.

Литература

- Лапин А. В. О скарноподобных образованиях в Ковдорском массиве. — В кн. «Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатов». Изд-во «Наука», 1965.
- Лапин А. В. Петрология ультрабазитов и щелочных пород в массивах Ковдор и Бор-Урах. Автореферат диссерт. М., 1966.
- Лапин А. В. Скарнирование и щелочной метасоматоз оливинитов и доломитов в контактах с ийолит-мельтейгитами. — В сб. «Минералогические исследования», вып. 1, изд. ИМГРЭ, 1969.
- Синяков В. И. О железистости монтichelлитов. — ЗВМО, 1964, ч. 93, вып. 3.
- Соболев Н. Д. Химический состав и оптические свойства минералов группы оливина района Енского месторождения. — Докл. АН СССР, 1947, т. VII, № 6.
- Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флогопитового месторождения. Изд-во «Недра», 1969.
- Эпштейн Е. М., Анисеева А. И., Михайлова А. Ф. Метасоматические породы и флогопитоносность Гулинской интрузии. — Труды НИИГА, Госгеолтехиздат, 1961, т. 122, вып. 1.
- Beljankin D. S., Feodotjev K. M., Nikogosijan Ch. S. Experimentaluntersuchung der magnesium-eisenhaltigen monticellite. — N. Jahrb. Miner., Geol. u. Paläont., Abt. B-B 68, 1934.
- Bowen N. L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. — J. Geol., 1940, vol. 48.
- Christie Olow H. I. On sub-solidus relations of silicates. I The lower breakdown temperature of akermanite-gehlenite mixed cristal series at moderate water pressure Norsk. geol. tidsskr., 1961, v. 41, h. 2-4.
- Christie Olow H. I. On sub-solidus relations of silicates. IV The sistem akermanite-sodium gehlenite and gehlenite-sodium gehlenite. Norsk geol. tidsskr., 1962. v. 42, h. 1-2.

## КАРБОНАТИТОВЫЙ КОМПЛЕКС АРБАРАСТАХ (Южно-Якутская провинция)

Арбарастахский карбонатитовый комплекс обнаружен в 1954 г. А. В. Ларионовым (ВАГТ, Москва) как аномалия при аэромагнитной съемке. Магнетитовые руды изучались К. К. Абрашовым в 1955 г.; при поисково-съемочных работах в Арбарастахе в 1955—1956 гг. С. И. Стоялов (1961) установил принадлежность комплекса к карбонатитовым. Геологическое картирование в масштабе 1:200 000 района карбонатитового комплекса проводилось в те же годы (Зленко, 1961). В дальнейшем карбонатитовый комплекс Арбарастах изучался Д. И. Шапошниковым, Д. И. Литовским, Ю. А. Славутским, Э. А. Супруновым (Якутское геологическое управление), А. А. Глаголевым (ИГЕМ АН СССР, Москва), Г. В. Ициком (ВСЕГЕИ, Ленинград) и авторами настоящей статьи (в 1959—1961 и в 1965—1966 гг.).

Карбонатитовый комплекс Арбарастах входит в состав Алданской (Южно-Якутской) карбонатитовой провинции. Он расположен в пределах Алданского щита на юго-восточной окраине, где известны карбонатитовые комплексы Горное Озеро, Ингили, Кондер и Чад.

Карбонатитовый комплекс Арбарастах находится в центре пологого полукупола, которым с северо-запада замыкается Идюмо-Хайканское сводовое поднятие. В ядре этого поднятия обнажаются метаморфические породы архея, а крылья перекрываются осадочными породами протерозоя — палеозоя (фиг. 1).

Центральная часть полукупола разбита на блоки, амплитуда поднятия которых увеличивается по направлению к массиву таким образом, что Арбарастахский комплекс находится внутри ступенчатого горста.

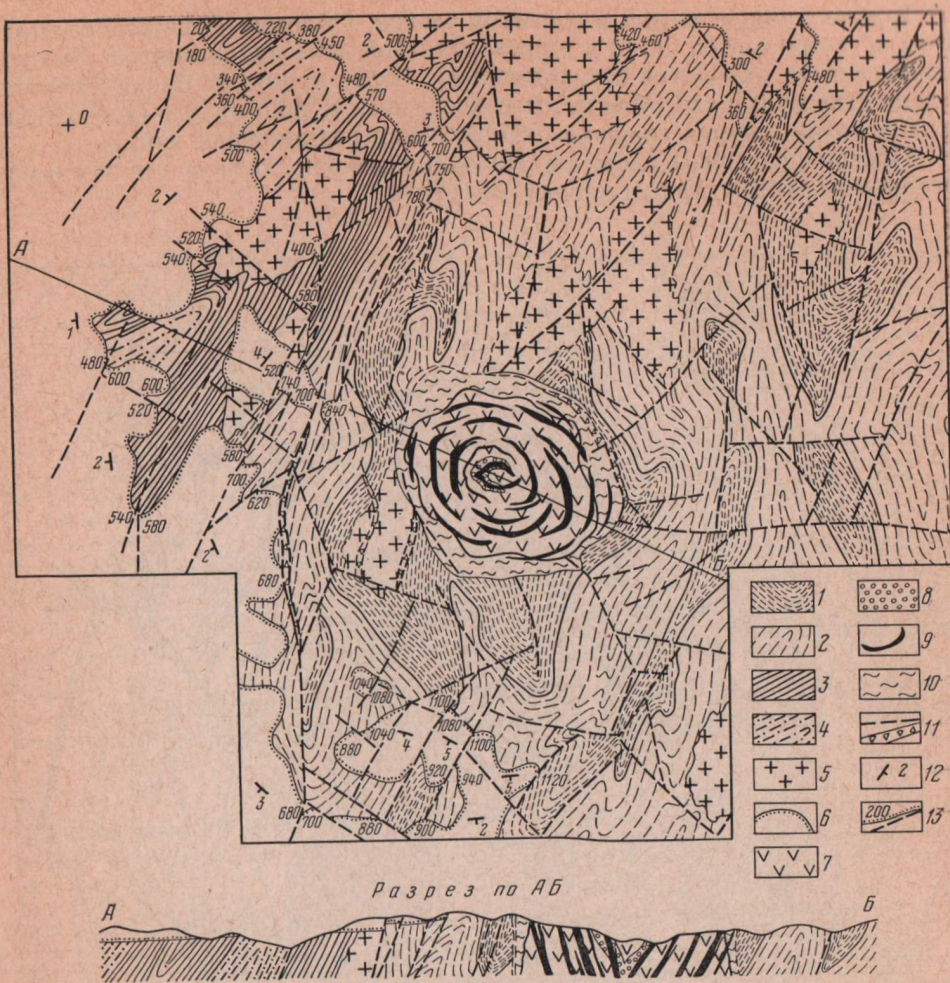
Непосредственно от вмещающих пород Арбарастахский комплекс отделен кольцевым разломом, внутри которого отмечено некоторое опускание.

Арбарастахский комплекс имеет концентрическое строение (фиг. 2). Основой комплекса является вертикальный шток слюдяно-магнетитовых пироксенитов с эллиптическим горизонтальным сечением: оси 7 и 5 км и сечение около 27 км<sup>2</sup>. Все более молодые породы залегают внутри пироксенитового штока или вблизи его, в пределах широкого фенитового ореола.

В центре штока пироксенитов находится серповидное в плане тело апатит-магнетит-форстеритовых пород. В зоне эндо- и экзоконтакта сосредоточены полукольцевые тела сиенитов, ийолитов и нефелин-пироксенитовых пород, во внутренней части штока находится большое количество конических жильных тел карбонатитов, имеющих преимущественное падение к центру массива. Дайки пикритов и карбонатитовых кимберлитов являются радиальными, с вертикальным падением.

Формирование Арбарастахского комплекса относится к самым верхам протерозоя. Определения абсолютного возраста, произведенные калий-аргоновым методом по слюдам, отобранным из пироксенитов и карбонатитов, дают цифры в пределах 615—640 млн. лет. Если предположить, что образование Арбарастахского полукупола связано с внедрением штока пироксенитов и сопровождалось блоковой тектоникой в протерозойском осадочном комплексе, то цифры абсолютного возраста будут соответствовать наблюдаемой геологической обстановке.

Последовательность формирования относительных возрастных соотношений в Арбарастахском комплексе аналогична таковым для карбо-



Фиг. 1. Геологоструктурная карта района Арбарастахского массива

**Архейский комплекс:** 1 — свита кальцифиров, диопсидовых кристаллических сланцев, гранатовых и графитовых гнейсов, 2 — свита диопсидовых и двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев и амфиболитов, 3 — свита гиперстеновых, гранатовых и биотитовых гнейсов, 4 — свита биотитовых гнейсов и гранитогнейсов, 5 — граниты и гнейсограниты. **Протерозойский комплекс:** 6 — песчаники аркозовые, кварцевые и доломитовые с прослоями доломитов и конгломератов. **Породы массива Арбарастах:** 7 — пироксениты, 8 — апатит-магнетитовые породы с форстеритом и хондритом, 9 — карбонатиты, 10 — фениты, 11 — разломы и зоны дробления, 12 — углы падения пород осадочного чехла, 13 — амплитуда (в м) вертикального перемещения блока

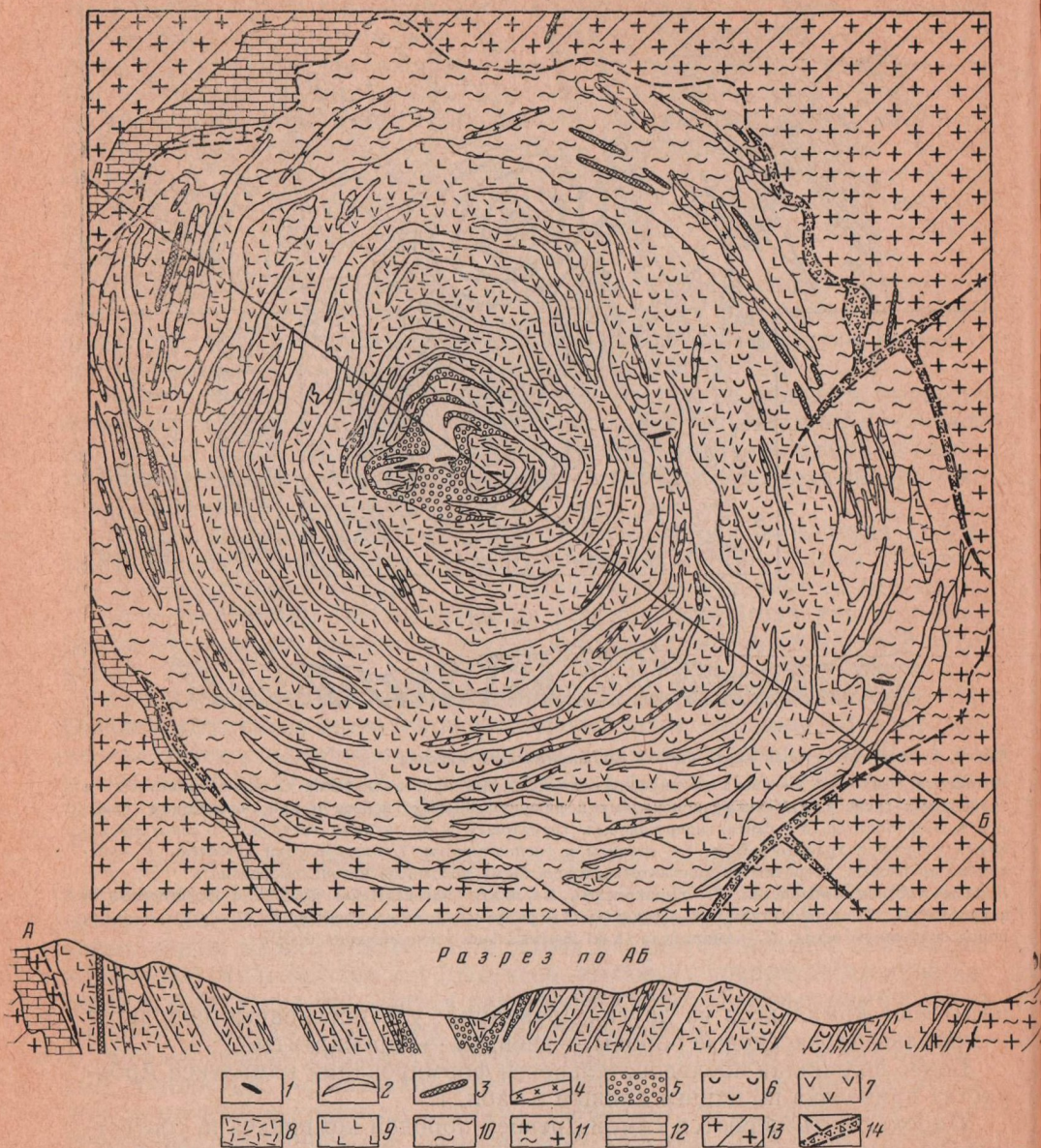
натитовых комплексов из других провинций: ультраосновные породы → нефелин-пироксеновые породы → сиениты → карбонатиты.

Более подробная последовательность формирования комплекса Арбарастах приведена по нашим данным в табл. 1.

Пироксениты являются самой древней породой комплекса и, соответственно, вмещаются по отношению ко всем более молодым породам: нефелин-пироксеновым, камафоритам, сиенитам и карбонатитам. Собственно пироксеновые породы («протопироксениты») можно наблюдать лишь в немногих местах, поскольку весь остальной объем пироксенитового штока изменен последующими метасоматическими процессами. «Протопироксениты» ослужденены, амфиболизированы и пронизаны необычайно густой сетью разновозрастных жил (фиг. 3).

Контакт пироксенитов и фенитов резкий. Обломки фенитов объемом 1—2 м<sup>3</sup> встречаются часто в эндоконтактной зоне пироксенитов. Внутри пироксенитов находятся и значительно более крупные блоки фенитов площадью до 0,1 км<sup>2</sup>. Между пироксенитами и обломками (ксенолитами) фенитов имеется слюдяно-пироксеновая реакционная кайма.

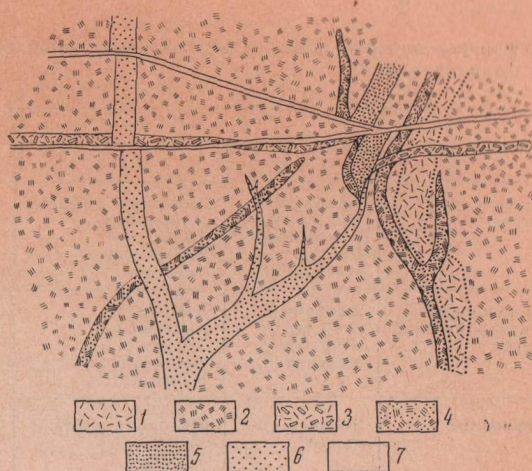
Протопироксениты сложены моноклинным пироксеном (диопсидом), титаномагнетитом и акцессорным апатитом.



Фиг. 2. Схематическая геологическая карта Арбарастахского массива

1 — пикритовые порфиры; 2 — карбонаты; 3 — тингуанты и сельсбергиты; 4 — сиениты щелочные, нефелиновые и канкринитовые; 5 — апатит-магнетитовые породы с форстеритом и хондрилитом; 6 — нефелин-пироксеновые породы; 7 — амфибол-пироксеновые породы, 8 — слюдяно-пироксеновые породы; 9 — пироксениты; 10 — фениты; 11 — фенитизированные гнейсы, кристаллические сланцы и граниты; 12 — кальцифилы и мрамора; 13 — гнейсы, кристаллические сланцы и граниты, 14 — разломы и зоны дробления

Фиг. 3. Разновозрастные жилы в пироксените; руч. Кедровый  
 1 — нефелин-пироксеновая порода;  
 2 — пироксенит ослюденелый и карбонатизированный;  
 3 — сиенит;  
 4 — слюдяно-апатитовая порода;  
 5 — карбонатит I;  
 6 — карбонатит II;  
 7 — карбонатит III, масштаб 1:15



Шток пироксенитов окаймляется непрерывной полосой фенитов и фенитизированных пород мощностью 0,2—0,8 км. За кольцевым разломом степень фенитизации, наложенной на вмещающие гнейсы, граниты и кристаллические сланцы, резко убывает и следы ее исчезают уже через 0,2—0,3 км.

Вблизи контакта с пироксенитами фениты имеют более или менее однородный состав и образованы главным образом альбитом и эгирин-ди-

Таблица 1

По следовательность формирования комплекса Арбарастан

Этап	Типы пород
I	Гипотетический первичный интрузивный «пироксенит» (протопироксенит)
II	Слюдяные пироксениты и апопироксенитовые слюдиты (жилы и штокверки). Фениты по гнейсам и кристаллическим сланцам. Реоморфизм в зоне контакта
III	Зоны нефелин-пироксеновых пород 1-й стадии в пироксенитах и слюдитах и связанные с ними: 1) амфибол-слюдяные пироксеновые породы апопироксенитовые 2) пироксеновые жилки Инъекционные жилки ийолитов и ийолит-уртитов 2-й стадии
IV	Пегматоидные и крупнозернистые апатит-форстерит-магнетитовые и другие породы (камафориты) 1-й стадии и связанные с ними пегматоидные диопсидовые породы и апатитовые, форстеритовые, слюдяные и магнетитовые жилы Тонкозернистые апатит-форстерит-магнетитовые и кальцит-форстерит-магнетитовые породы 2-й стадии.
V	Сходные типы пород 3-й стадии, в которых форстерит сменяется хондритом-клиногумитом и увеличивается количество апатита и кальцита Сиениты канкринитовые с биотитом 1-й стадии (крупные кольцевые тела и серия маломощных жил)
VI	Сиениты 2-й стадии с пироксеном и часто с вкрапленниками кальцита Альбиты 3-й стадии с цирконом (внутри сиенитов) Ранние безрудные (безпироксеновые) кальцитовые карбонатиты двух фаций: 1) так называемые «сиенито-карбонатиты»; 2) кальцитовые с флогопитом, магнетитом и диопсидом; 3) кальцитовые слюдяные, полосчатые КПШ* — кальцитовые КПШ — биотит-кальцитовые КПШ — канкринит-кальцитовые КПШ — канкринит-пироксен-кальцитовые (с цирконом)
VII	Карбонатиты кальцитовые рудные (пироксеновые) с форстеритом, хондритом, апатитом и магнетитом
VIII	Карбонатитовые кимберлиты (дайки) — 1-я генерация
IX	Карбонатиты доломит-кальцитовые и доломитовые рудные с хондритом, апатитом и магнетитом
X	Анкеритовые и доломитовые жилы с бербанкитом, бастанезитом, хуанхитом, стронцианитом, ватеритом, галенитом, сфелеритом и др. (маломощные жилки) без пироксенов Доломитовые жилки мелкозернистые, без цветных минералов, без аксессуарного пироксена
XI	Карбонатитовые кимберлиты (дайки) — 2-я генерация

\* КПШ — кали-натровые полевые шпаты.

Таблица 2

Изменение минерального состава главных типов вмещающих пород в процессе их фенитизации

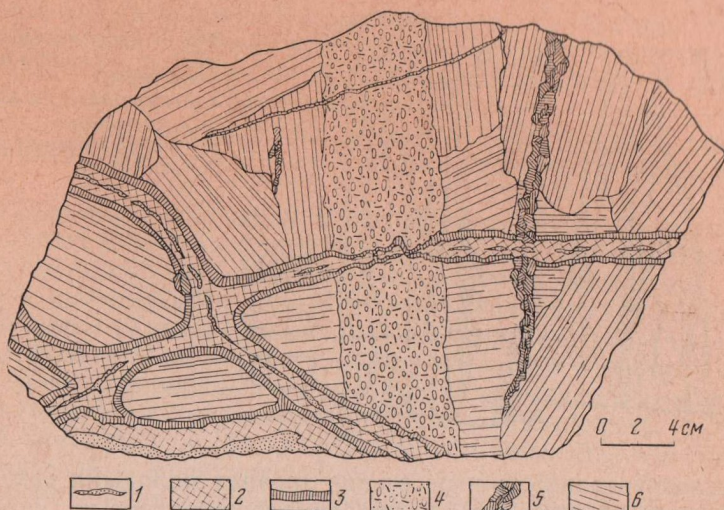
Исходная порода	Зоны фенитизации			
	0	1	2	3
Аляскитовый гранит	Кварц Микроклин Олигоклаз Биотит Магнетит	Щелочной амфибол Микроклин Альбит Биотит Гематит	Щелочной амфибол Альбит Биотит	Эгирин-диопсид Нефелин Биотит
Диопсидовый кристаллический сланец	Диопсид Андезин Флогопит Кальцит	Диопсид Андезин Альбит Флогопит Кальцит	Щелочной амфибол Эгирин-диопсид Альбит Флогопит Кальцит	Эгирин-диопсид Канкринит Биотит-флогопит Кальцит
Амфиболит	Роговая обманка	Щелочная роговая обманка Андезин Альбит	Щелочной амфибол Альбит	Эгирин-диопсид Нефелин
Мрамор, кальцифир	Кальцит Диопсид Флогопит Форстерит Графит Шпинель	Кальцит Эгирин-диопсид Флогопит Форстерит Графит	Кальцит Щелочной амфибол Эгирин-диопсид Флогопит Форстерит Графит	Кальцит Эгирин-диопсид Флогопит-биотит Форстерит Графит
Биотит-гиперстеновый гнейс	Биотит Гиперстен Андезин Кварц	Биотит Андезин Альбит Кварц Щелочной амфибол	Биотит Альбит Щелочной амфибол	Биотит Нефелин Эгирин
Биотит-гранатовый гнейс	Биотит Андрадит Андезин Кварц	Биотит Андрадит Андезин Альбит Щелочной амфибол	Биотит Альбит Щелочной амфибол	Биотит Нефелин Эгирин-диопсид
Биотит-графитовый гнейс	Биотит Графит Микроклин Олигоклаз Кварц Магнетит	Биотит Графит Альбит Олигоклаз Щелочной амфибол Гематит	Биотит Графит Альбит Щелочной амфибол	Биотит Графит Нефелин Эгирин-диопсид

опсидом. Среди поля таких фенитов размещаются отдельные участки фенитов пироксен-нефелинового (или канкринитового) состава. По мере удаления от контакта с пироксенитами в фенитах сохраняется все больше признаков, присущих исходным породам, например гнейсовые текстуры. Характер изменения минерального состава исходных типов пород в связи со степенью фенитизации показан в табл. 2.

*Нефелин-пироксеновые породы и ийолиты.* Альбит- и нефелин-пироксеновые породы не образуют крупных самостоятельных тел, как это характерно для других карбонатитовых комплексов.

Эти породы, образовавшиеся метасоматически по пироксенитам, слагают примерно кольцевую зону внутри массива на расстоянии 2—3 км от контакта. Зона представляет собой не сплошное тело этих пород, а большое число мелких жил, линз и полос. Кольцевая зона имеет вертикальное падение.

С появлением нефелин-пироксеновых и альбит-пироксеновых пород связаны широкие ореолы ослюденения и амфиболлизации пироксенитов. В отдельных местах на месте пироксенита возникают даже мономинеральные слюдяные и амфиболовые породы, а также жилы этих пород различной мощности.



Фиг. 4. Пегматоидная мономинеральная диопсидовая порода с пересекающимися ее жилами

1 — кальцит; 2 — хондродит; 3 — актинолит; 4 — форстеритовая жила с апатитом, магнетитом, флогопитом; 5 — слюдяной прожилок; 6 — гигантозернистая диопсидовая порода

В пироксенитах и в фенитах встречаются также дайки ийолитов-мельтейгитов, ийолит-порфиров и кальцитовых ийолит-порфиров.

Камафориты<sup>1</sup> образуют крупное «тело» в центре комплекса, имеющее площадь около 0,26 км<sup>2</sup>. Здесь внутри пироксенитов находится большое количество жил, прожилков и полукольцевых линзообразных тел самой различной мощности. Форма крупных тел камафоритов конформна общей концентрической структуре комплекса.

Состав камафоритов сильно варьирует, и можно видеть самые различные количественные соотношения из четырех основных породообразующих минералов — форстерита, магнетита, апатита и кальцита.

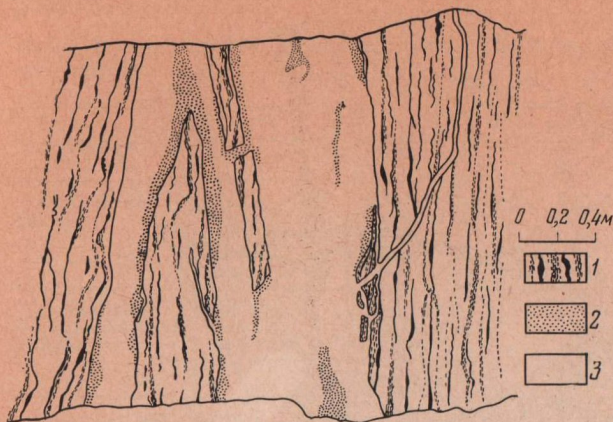
Среди камафоритов можно выделить три группы пород, образующихся в такой последовательности:

- 1) магнетит-форстеритовые;
- 2) апатит-магнетит-хондродитовые;
- 3) апатит-кальцитовые породы с магнетитом, слюдой и хондродитом.

Между «пироксенитами» и камафоритами, образующими значительные по размерам тела, почти во всех случаях наблюдалась зона пегматоидных пироксеновых пород с магнетитом. Размер индивидов темно-зеленого диопсида достигает в них 5×7×25 см.

Отмечены следующие особенности жил, залегающие в мономинеральных пегматоидных пироксеновых породах (фиг. 4):

<sup>1</sup> Камафоритами мы предлагаем называть группу пород, генетически связанных с карбонатитами, а по относительному возрасту являющихся докарбонатитовыми (Бородин и др., 1969). Термин отражает названия наиболее характерных минералов этих пород: камафориты = К — кальцит, А — апатит, МА — магнетит, ФОР — форстерит. Для этой группы пород ранее были предложены термин: «фоскорит» (phoscorite) для магнетит-оливин-апатитовых пород из карбонатитового комплекса Палабора (Трансвааль, Южная Африка; Russel a. oth., 1954) и термин «предкарбонатиты» для всей гаммы описываемых пород на примере карбонатитового комплекса Арбарастах и Ковдор (Глаголев, 1962, 1965). Оба эти термина мы считаем менее удачными, чем термин «камафориты». Термин «фоскорит» не является петрологическим, а отражает сырьевую характеристику фосфатных руд. Термин «предкарбонатиты» не выдержан логически: по аналогии с ним метасоматические породы, связанные с ийолитами, можно было бы назвать «предийолитами» (они действительно предшествуют ийолитам), а породы, связанные с сиенитами, «предсиенитами» и т. п. При этом термин «предкарбонатиты» не отражает состава пород этой формации.



Фиг. 5. Жилы карбоната, брекчице и замещающие хондритовую породу

1 — пироксенит с полосами магнетита и флогопита.  
2 — магнетит-хондритовая порода;  
3 — карбонатит

1) последовательность пересечения древних молодыми такая: слюдяные мономинеральные жилки → слюдяно-форстеритовые кальцитовые;  
2) слюдяные жилки практически мономинеральны, с пироксеновой породой имеют резкую границу, без реакционных зон;

3) слюдяно-форстеритовые жилки также имеют резкие границы и в их контакте не возникают реакционные зоны;

4) кальцитовые жилки имеют в контакте с пироксеновым агрегатом двухзонную реакционную оторочку: внутренняя зона хондритовая, наружная — актинолитовая; этот тип зональности сохраняется, но в менее четком виде в местах пересечения кальцитовым прожилком слюдяно-форстеритовой жилы (см. фиг. 4); в месте пересечения кальцитовым прожилком слюдяного агрегата актинолитовая зона не возникает, а в месте самого пересечения появляется особенно большое количество кальцита.

Двухзонная реакционная оторочка (актинолит + хондрит) присутствует также и около инъекционных даек кальцитовых карбонатитов, залегающих в пироксенитах.

При кальцитизации и апатитизации существенно форстеритовых пород очень характерно проявление псевдоморфного замещения форстерита розовым или коричневым хондритом:  $Mg_2[SiO_4]$  форстерит →  $Mg_5[(SiO_4)_2(OH, F)_2]$  хондрит. Это явление распространено настолько широко, что можно с уверенностью говорить о преобладании хондритовых пород как продуктов замещения ранее существовавших форстеритовых пород.

Псевдоморфное замещение форстерита хондритом почти во всех случаях сопровождается явлениями перекристаллизации образовавшегося хондрита. При этом перекристаллизация часто затрагивает не только хондрит — новообразование, но также и другие минералы, присутствовавшие в форстеритсодержащей породе, например магнетит и апатит.

В обнажениях также видно, что ореол хондритизации форстеритсодержащей породы более широкий, чем ореол ее кальцитизации. Это можно наблюдать, например, при пересечении жилой карбонатита форстеритовой породы: околожилная кальцитизация распространяется на меньшую глубину, чем хондритизация. Поэтому естественно присутствие хондритовых (апофорстеритовых) пород, которые могут совсем не содержать кальцита.

Ниже на фиг. 5 приведен пример, подтверждающий более раннее появление хондритовых пород по отношению к кальцитовому карбонатиту.

В данном случае замещению хондродитом подверглись форстерито-магнетитовые жилы, широко распространенные в пироксенитах. В итоге вместо форстерит-магнетитовой породы возникли хондродит-кальцит-магнетитовые. При этом при прогрессирующей карбонатизации хондродит-магнетитовые породы растворяются.

Породы группы камафоритов являются характерными для многих карбонатитовых комплексов, и их появление обусловлено рядом закономерностей.

1. Камафориты обнаружены в современных эрозионных срезах тех карбонатитовых комплексов, в которых имеются ранние ультрабазиты: дуниты (оливиниты), пироксениты и перидотиты. Например, в СССР камафориты известны в Маймеча-Котуйской провинции (Гули, Бор-Урях), Карело-Кольской (Ковдор, Вуориярви) и Южно-Якутской (Арбарастах).

2. В карбонатитовых комплексах, не имеющих в современном эрозионном срезе сколько-нибудь значительных по размерам выходов ультрабазитов, камафориты практически отсутствуют. Например, в Маймеча-Котуйской провинции — Маган, в Восточно-Саянской — все массивы, в Карело-Кольской — Африканда.

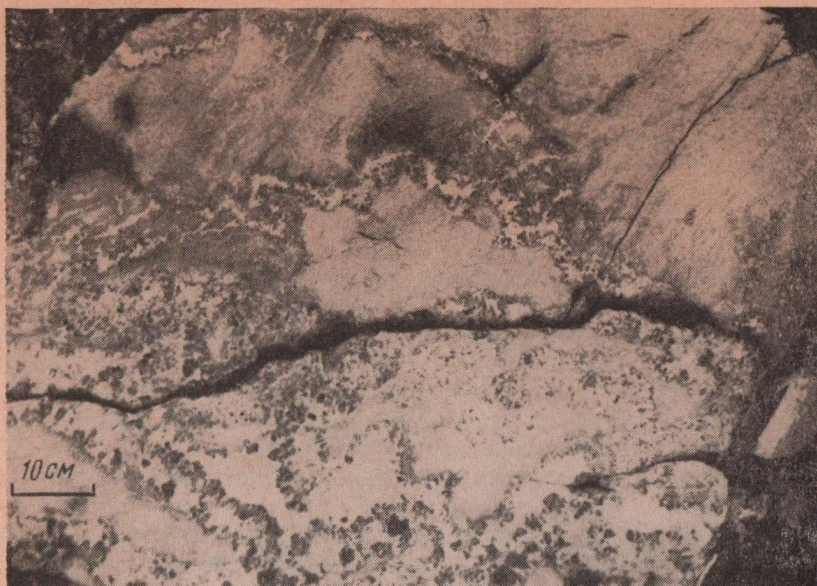
3. Наличие ранних ультрабазитов является необходимой, но недостаточной предпосылкой для присутствия камафоритов: должны присутствовать также и карбонатиты. В карбонатитовых комплексах, где есть ранние ультрабазиты, но отсутствуют карбонатиты, камафориты также отсутствуют. Примером может служить карбонатитовый комплекс Лесная Варака в Карело-Кольской провинции.

4. По способу своего образования камафориты являются преимущественно метасоматическими породами, развивающимися по ультраосновным породам или, реже, по щелочным-ультраосновным породам.

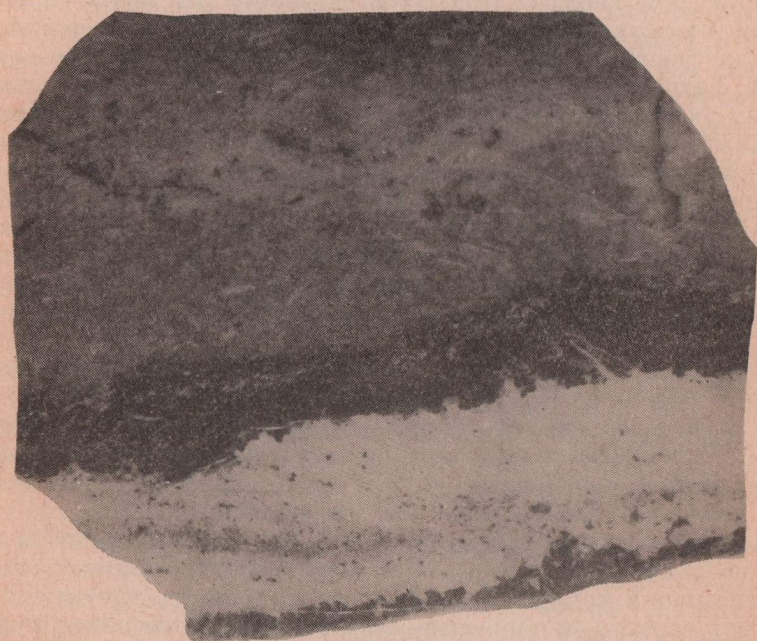
5. Появление камафоритов тесно связано с генезисом карбонатитов метасоматической фации. При реакционном взаимодействии «карбонатитовых» растворов с ультрабазитами мобилизуется большое количество кремния, магния и железа. Эти компоненты «объединяются» с карбонатитовыми растворами (кальцит, фосфор, фтор, щелочи) и возникает тот «гибридный» метасоматический поток, который и является причиной появления камафоритов. Таким образом, камафориты в петрологическом отношении представляют собой продукты реакции ранних ультрабазитов с гибридными карбонатитовыми растворами, а их вещество, соответственно, имеет два источника: ультрабазиты как субстрат замещения (основные количества кремния, магния, железа, титана и циркония) и карбонатиты (фосфор, фтор, щелочи, лантаноиды, стронций, барий, ниобий и тантал).

6. Неправильно рассматривать камафориты как «околожилные» изменения в контакте ультрабазитов с карбонатитами. Лишь в редких случаях можно наблюдать развитие около тел карбонатитов метасоматической зональности в виде чередования разновидностей камафоритов. В подавляющем большинстве случаев карбонатиты пересекают камафориты и перекристаллизуют их. Это объяснено нами тем, что «гибридный» метасоматический поток опережает в пространстве и времени появление самих мономинеральных карбонатитов. Поэтому мы наблюдаем, например в Арбарастахе, что крупные тела камафоритов с зональностью при переходе к пироксенитам пересекаются мелкими и крупными телами карбонатитов с достаточно резкими контактами или с характерными явлениями перекристаллизации камафоритов. Эти жильные тела карбонатитов, выходящие из камафоритов в пироксениты, также не имеют сколько-нибудь крупных метасоматических реакционных зон (фиг. 6).

*Щелочные сиениты* образуют многочисленные жильные тела, подчиненные общей кольцевой структуре массива (см. фиг. 2).



Фиг. 6. Мелкозернистые однородные апатит-магнетит-форстеритовые породы пересекаются жилками кальцитового карбоната, около которых возникают друзы перекристаллизации магнетита и апатита.



Фиг. 7. Трахитоидный щелочной сиенит пересекается жилкой кальцитового карбоната (светлое) с биотитовыми оторочками (черное). Natur. вел.

Щелочные сиениты Арбарастаха, как и во многих других карбонатных провинциях мира, внедряются раньше карбонатитов (фиг. 7). Установлены две возрастные группы сиенитов:

а) ранние канкринитовые щелочные сиениты (канкринит + кали-натровый полевой шпат + пироксен ± биотит);

б) более поздние биотитовые и пироксеновые щелочные сиениты, содержащие часто вкрапленники первично-магматического кальцита (кали-натровый полевой шпат + пироксен ± биотит ± кальцит).

*Карбонатиты* весьма широко распространены и образуются в обычной последовательности (см. табл. 1).

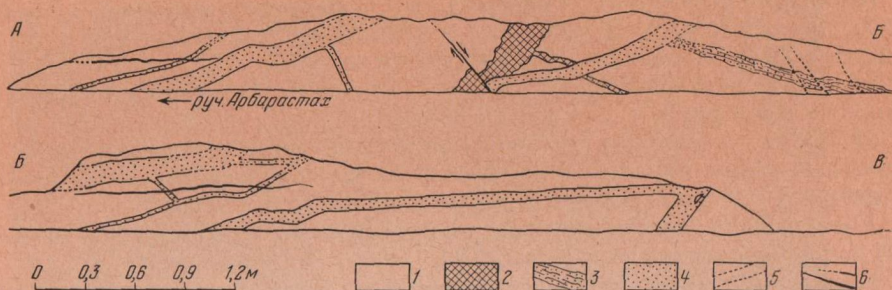
Принципиальной особенностью Арбарастахского комплекса является наличие двух разновидностей ранних безпироксеновых кальцитовых карбонатитов.

Первая разновидность (кальцитовые карбонатиты с кали-натровым полевым шпатом, канкринитом биотитом и пироксеном) связана пространственно и генетически с магматическими сиенитами и процессом фенитизации (сиенитизации). Карбонатиты этой разновидности встречаются внутри или около тел сиенитов, залегающих в пироксенитах эндоконтактной зоны, а также в пределах фенитового ореола. Характерной особенностью кальцитовых карбонатитов этой разновидности является наличие полевого шпата, канкринита и циркона, характерных минералов сиенитов, а также полное отсутствие магнетита, форстерита, акцессорного пирохлора и ничтожное количество апатита. Контакты этих карбонатитов с сиенитами, пироксенитами и фенитами в большинстве случаев резкие, текстуры жил вкрапленно-трахитоидные, формы выделения силикатов — идиоморфные. Кальцит в одних случаях цементирует гранобластовый агрегат силикатов, в других, — напротив, силикатные минералы цементируют агрегат идиоморфных таблитчатых по (0001) кристаллов кальцита. Встречены карбонатиты этой разновидности, содержащие так много силикатов (до 45—60% по объему), что появляется основание выделить породы, промежуточные по составу между щелочными сиенитами и кальцитовыми карбонатитами. Таким породам можно предложить название *сиенито-карбонатитов* (в случае преобладания карбонатов над силикатами).

Вторая разновидность кальцитовых карбонатитов, не содержащих акцессорного пирохлора, обнаружена в эндоконтактной зоне пироксенитов. Отличительной особенностью этих карбонатитов является наличие в них больших количеств диопсида и флогопита, отсутствие форстерита; встречен акцессорный перовскит; подавляющее большинство жил сложено крупными таблитчатыми индивидами кальцита, часто ориентированными перпендикулярно плоскости контакта. Жилы часто имеют симметрично-зональное строение, залегают в трещинах разрыва, падение их пологое в сторону вмещающих пород, контакты с пироксенитами резкие, без реакционных зон (фиг. 8 и 9).

Карбонатиты этой (второй) разновидности являются самым молодым членом группы карбонатитов Арбарастаха, образующих типичный ряд: кальцитовые карбонатиты I → кальцитовые II, кальцит-доломитовые → доломитовые, анкеритовые (см. табл. 1). Упомянутая выше первая разновидность кальцитовых карбонатитов (с «сиенитовыми» минералами) находится в особом положении, она не связана геологически и геохимически с карбонатитами типичного ряда, которые составляют 95% от объема карбонатитов всех разновидностей в Арбарастахском комплексе.

Таким образом, кальцитовые карбонатиты с «сиенитовыми» минералами оказались не похожими на остальные карбонатиты Арбарастаха, которые обладают типичными геолого-геохимическими чертами карбонатитов многих провинций мира.



Фиг. 8. Жилы ранних безрудных кальцитовых карбонатитов в пироксеновых породах

1 — пироксенит ослоденелый; 2 — слюдяно-апатит-магнетитовая порода; 3 — зона амфиболитации и нефелинизации; 4 — карбонатиты кальцитовые ранние, безрудные, с диопсидом и флогопитом; 5 — актинолитовые жилки; 6 — доломитовые жилки

Поэтому есть основания выделить в Арбарастахском комплексе две генетических группы карбонатитов, различающихся по петрохимическим особенностям и петрологическим связям.

А. Кальцитовые карбонатиты с кали-натровым полевым шпатом, канкринитом, эгирином и акцессорным цирконом; они не содержат форстерит, магнетит и акцессорный пироклор, тесно пространственно и геохимически связаны с магматическими щелочными сиенитами и процессами сиенитизации — фенитизации.

Б. Кальцивые, кальцит-доломитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты; первые две разновидности содержат типоморфные минералы — форстерит (хондродит), магнетит, апатит, а также акцессорные минералы — пироклор, бадделейт и циркон; для анкеритовых жил характерна стронциево-редкоземельная минерализация: бербанкит, бастнезит, хуанхит, стронцианит, барит, витерит, а также сфалерит и галенит. Последовательность, в которой образуются карбонатиты этой группы, характерна для многих карбонатитовых комплексов мира.



Фиг. 9. Обнажение жилы раннего кальцевого карбонатита с диопсидом и магнетитом. Хорошо видно симметрично зональное строение карбонатита, сложенного табличатыми индивидами кальцита. Черное — вмещающие слюдяные пироксениты; руч. Арбарастах

Есть основание предположить, что карбонатиты первой группы генетически связаны с сиенитами, а вторая группа — с ийолитами.

Подтверждением наличия двух генетических групп карбонатитов является наличие первично-магматического кальцита в магматических сиенитах и ийолитах (Жабин, 1967; Жабин, Самсонова, 1967), минералогический и геохимический облик карбонатитов, независимое присутствие в различных карбонатитовых комплексах и различное взаимодействие с вмещающими породами.

С формированием кальцитовых карбонатитов второй генетической группы можно связывать возникновение различных метасоматических пород, прежде всего — камафоритов. Последовательность появления различных метасоматических пород, связанных с формированием кальцитовых карбонатитов II (с магнетитом, форстеритом и апатитом) выглядит следующим образом:

Протопироксенит со слюдой I с магнетитом	Перекристаллизация протопироксенита в пегматоидные пироксеновые породы со слюдой II и магнетитом	Ослождение пироксеновых пород (слюды III)	Форстеритизация (+ магнетит + слюда IV)	Апатитизация (+ форстерит + магнетит + слюда IV)	Кальцитизация (+ хондрит по форстериту)
--	--	---	---	--	---

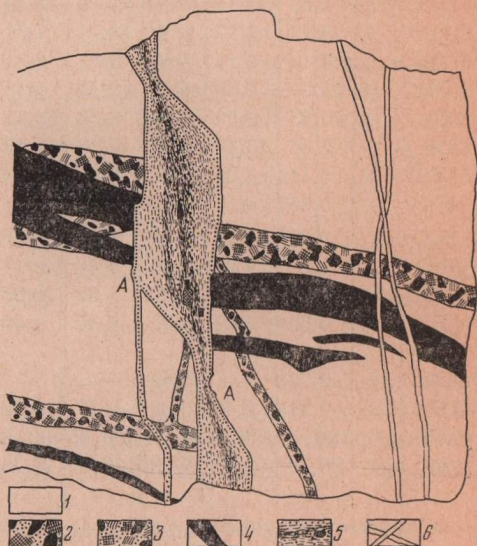
Некоторые возрастные взаимоотношения более поздних генераций карбонатитов с другими типами пород показаны на фиг. 10 и 11.

*Жильные магматические породы.* Внутри пироксенитов и в пределах фенитового ореола присутствуют порфиновые жильные породы следующих типов:

- 1) пикритовые порфиры и карбонатитовые кимберлиты;
- 2) сиенит-порфиры, тингуаит-порфиры, канкринитовые сиенит-порфиры (фиг. 12);
- 3) ийолит-порфиры, полевошпатовые ийолит-порфиры, кальцитовые ийолит-порфиры (фиг. 13, 14).

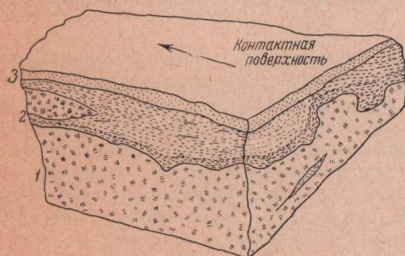
Фиг. 10. Инъекционная дайка кальцит-доломитового карбонатита в пироксенитах, масштаб 1 : 30

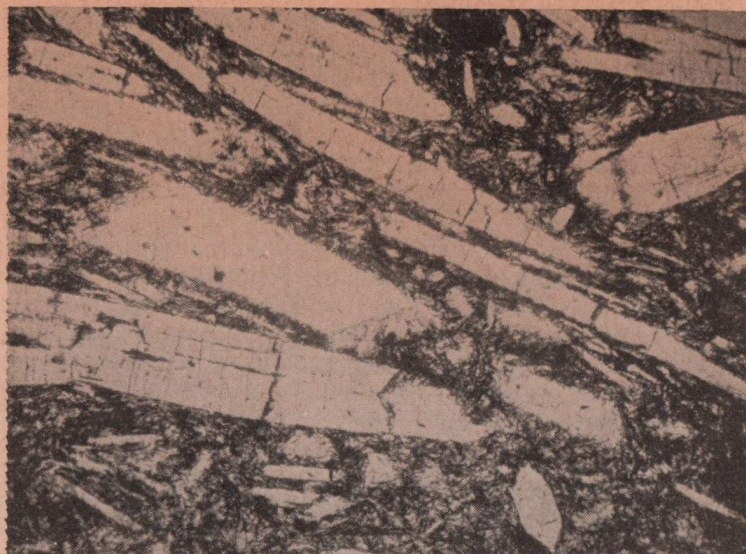
1 — ослоденелый пироксенит; 2 — апатит-форстерит-магнетитовая жила; 3 — эта же порода с флогопитом; 4 — пикритовые порфиры (кимберлиты) I генерации; 5 — карбонатит-кальцит-доломитовый с аксессуарным пирохлором, апатитом, магнетитом, обладает флюидално трахитоидной текстурой; 6 — кальцитовые лейкократовые жилки; AA — амплитуда сдвига



Фиг. 11. Пересечение доломитовым карбонатитом кальцитового слюдяного карбонатита, масштаб 1 : 10

1 — пироксенит слюдяной; 2 — кальцитовый слюдяной карбонатит, полосчатый; 3 — доломитовый карбонатит, лейкократовый, мелкозернистый





Фиг. 12. Канкринитовый сиенит-порфир. Белое — призматические вкрапленники канкринита и калинатрового полевого шпата. Прозр. шлиф, без анализатора, увел. 34.

Таблица 3

Химический состав различных типов пород из карбонатитового комплекса Арбарастах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	39,64	38,27	4,40	6,97	9,31	35 30	30,70	60,66	54,06	59 34	49,90	8,00
TiO <sub>2</sub>	2,35	1,03	0,87	1,15	1,00	4,00	1,15	0,27	0,44	0,34	0,13	0,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,50	22,74	1,34	1,64	6,01	2,21	3,47	19,00	17,85	19,86	20,53	7,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,68	2,74	28,84	44,11	18,24	17,32	9,01	0,65	1,50	1,00	0,17	6,20
FeO	9,12	2,97	9,70	15,77	7,71	11,60	1,52	1,44	3,45	1,24	1,24	3,34
MnO	0,10	0,11	0,54	0,81	0,41	0,32	0,18	0,06	0,10	0,06	0,07	0,20
MgO	13,73	3,69	10,73	12,31	8,16	11,40	13,01	1,40	0,93	0,70	0,30	3,47
CaO	10,83	9,50	21,81	8,30	26,11	13,70	27,96	1,60	3,60	1,34	6,82	43,33
Na <sub>2</sub> O	2,58	10,34	0,13	0,18	1,19	0,87	0,87	11,00	8,84	12,00	9,59	0,23
K <sub>2</sub> O	3,14	3,02	0,07	0,27	0,83	1,60	1,03	1,36	4,38	1,21	4,54	0,66
H <sub>2</sub> O-	0,28	0,30	0,08	0,10	Нет	0,06	Не обн.	0,12	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.
H <sub>2</sub> O+	0,62	1,12	1,62	0,57	0,05	0,52	0,37	—	—	—	1,43	1,08
CO <sub>2</sub>	1,3	2,07	5,50	1,48	Не обн.	0,16	1,22	1,3	3,5	1,4	4,80	25,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	1,36	11,86	5,82	20,08	0,24	9,10	0,16	0,16	0,14	—	—
F	0,50	1,01	0,90	1,35	1,02	0,50	1,04	0,07	0,08	0,03	0,04	0,95
Cl											0,10	
П. п. п.	2,78	—	5,62	—	—			1,76	4,46	2,28	—	
-O=F <sub>2</sub>	0,21	0,42	0,38	0,57	0,42	0,21	0,43	0,03	0,03	0,01	0,02	0,41
С у м м а <sub>1</sub>	100,00	100,27	98,51	100,65	100,12	99,75	100,63	99,55	99,85	99,54	99,66	100,88
С у м м а <sub>2</sub>	99,79	99,85	98,13	100,08	99,70	99,54	100,20	99,52	99,82	99,53	99,64	100,77

1 — пироксенит магнетитовый, слюдяной, черный, мелкозернистый; 2 — нефелин-пироксеновая козернистая, флюидально-полосчатая; 4 — апатит-форстерит-магнетитовая пегматоидная порода; рохсеновая порода; 7 — флогопит-apatит-форстеритовая жила, залегающая в породах такого же со идный пироксеновый сиенит (Тимоева падь, на склоне); 10 — серый порфиридный трахитоидный ранний карбонатит кальцитовый со слюдой, диопсидом, магнетитом и пиррогином; крупнозернистый руч. Кедрового); 13 — карбонатит кальцитовый магнетит-хондритовый продольнополосчатый, зернистая; 15 — продукты перекристаллизации этой породы; 16 — жила анкеритового карбонатита ийолит-порфир (Жабин, Самсонова, 1967); 18 — то же; 19 — то же; 20 — карбонатитовый кимберлит берлит, дайка: вкрапленники оливина и флогопита в микролитовом базисе из кальцита, флогопита, кали-натрового полевого шпата, эгирин-авгита в микролитовом мезостазисе из этих же минералов;

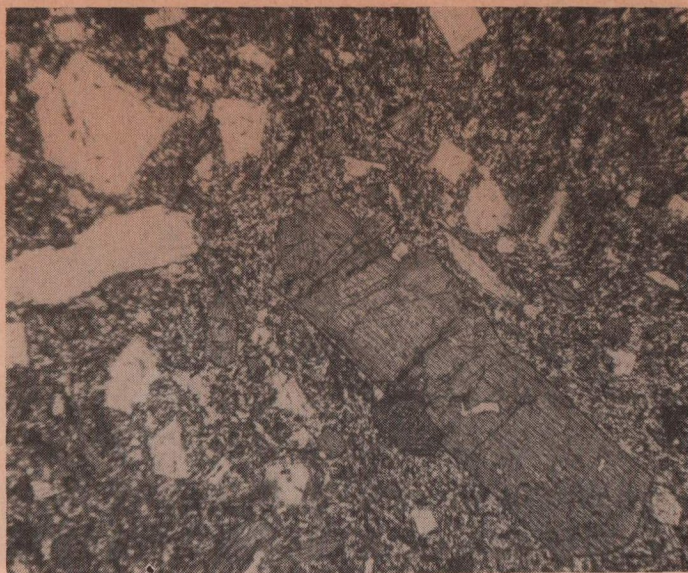


Фиг. 13. Ийолит-порфир. Видны вкрапленники нефелина и моноклинного пироксена. Прозр. шлиф, николи паралл., увел. 34

[в вес. %]

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
3,50	5,60	5,80	0,95	44,37	43,16	44,03	24,37	23,44	48,98	46,92	49,64
0,33	0,19	0,20	0,18	0,72	0,88	0,44	2,43	3,10	0,36	0,53	0,31
2,80	12,61	9,95	5,63	16,26	14,70	16,95	5,35	3,05	19,90	18,63	20,03
3,21	18,02	28,52	3,06	5,65	5,74	4,31	6,34	6,08	2,90	3,30	—
1,67	6,29	8,74	3,11	3,06	2,33	2,97	6,89	8,55	3,38	3,50	2,60
0,19	0,15	0,24	0,38	0,08	0,20	0,15	0,20	0,31	0,14	0,26	0,12
3,54	9,46	11,99	11,23	2,14	1,83	1,16	22,31	20,83	0,28	0,62	0,62
48,25	29,52	19,26	24,72	10,55	10,56	8,10	13,89	16,53	3,37	4,45	5,58
	0,42	0,34	Не обн.	7,53	7,08	8,75	0,32	0,16	10,64	10,60	9,40
0,30	0,31	0,21	»	3,88	4,15	4,30	1,83	1,54	4,36	4,00	4,80
0,46	0,10	Следы	»	0,30	0,30	0,53	0,47	0,32	0,16	0,39	—
1,29	0,50	0,61	0,31	2,69	2,10	1,59	5,18	3,42	2,92	3,75	1,55
34,56	15,09	13,83	33,64	2,55	6,3	5,52	10,53	10,20	3,41	—	4,85
					0,80	0,63		2,30		0,12	—
0,80	0,97	1,07	0,28	0,57	0,20	0,83	0,58	0,32	0,18	0,13	0,12
			0,12						Следы	—	0,10
	1,47				6,14			10,33		2,48	0,05 (S)
0,34	0,40	0,41	0,13	0,23	0,08	0,34	0,24	0,13	0,08	0,05	0,05
100,90	100,70	100,71	100,55	100,51	100,17	100,26	100,53	100,28	100,48	99,68	99,77
100,56	100,37	100,30	100,42	100,28	100,09	99,92	100,29	100,20	100,40	99,63	99,70

(ийолитовая) жила в пироксенитах; 3 — магнетит-апатит-форстеритовая порода с кальцитом, мел-5 — хондрит-магнетит-апатитовая порода средне- и крупнозернистая, жила; 6 — флогопит-пистава; 8 — лейкократовый трахитоидный щелочной сиенит с пиритом; 9 — мезократовый трахито-щелочной сиенит с пироксеном; 11 — канкринитовый сиенит среднезернистый трахитоидный; 12 — с таблитчатыми индивидами кальцита; дайка мощностью 0,40 м (ручей Арбараствах, около устья пересекает ранние кальцитовые карбонатиты; 14 — апатит-магнетит-кальцитовая порода, средне-со стронцианитом, бастнезитом, баритом, ватеритом, галенитом и сфалеритом; 17 — кальцитовый (Жабин, 1967); радиальная дайка, пересекает кальцитовые карбонатиты; 21 — карбонатитовый ким-оливины, магнетита и перовскита; 22 — канкринитовый сиенит-порфир: вкрапленники канкринита, 23 — канкринитовый сиенит-порфир, сходный с обр. 22; 24 — канкринитовый сиенит, лейкократовый



Фиг. 14. Кальцитовый ийолит-порфир. Вкрапленники пироксена, нефелина и кальцита (слева, поперечный срез табличчатого кристалла) в микролитовом мезостазисе из этих же минералов. Прозр. шлиф, без анализатора, увел. 34

Принципиальной особенностью жильных пород является наличие в них первично-магматического карбонат-канкринита и кальцита в виде раннемагматических вкрапленников и микролитов (Жабин, 1967<sup>1,2</sup>; Жабин, Самсонова, 1967).

Достоверно относительный возраст установлен лишь для жильных пород первого типа (см. табл. 1). Для кальцитовых ийолит-порфиров определен абсолютный возраст калий-аргоновым методом в 616 млн. лет.

В табл. 3 мы приводим химические анализы основных типов горных пород карбонатитового комплекса Арбарастах. Все эти данные являются новыми. Породы сгруппированы в хронологической последовательности.

#### АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Можно выделить три группы редкометальной акцессорной минерализации: ниобиевая, циркониевая и редкоземельно-стронциевая.

Ниобиевая минерализация (акцессорный пироксид) обнаружена в следующих породах: 1) в камафоритах, 2) в кальцитовых карбонатитах с форстеритом, магнетитом и апатитом, 3) в кальцит-доломитовых карбонатитах и 4) в апатитовых жилах среди фенитов.

Циркониевая минерализация (акцессорные бадделеит, цирконолит, циркон) наиболее характерна для следующих пород: 1) для камафоритов (бадделеит+цирконолит); 2) для нефелин-пироксеновых пород (циркон); 3) для сиенитов и особенно их альбитизированных разностей (циркон) и 4) для первой разновидности ранних кальцитовых карбонатитов, генетически связанных с сиенитами (циркон).

Редкоземельно-стронциевая акцессорная минерализация связана исключительно с поздними жилами анкеритовых и доломитовых карбонатитов. В них встречаются бербанкит  $(\text{Na}, \text{Ca})_3 (\text{Ca}, \text{Sr}, \text{TR})_3 [\text{CO}_3]_5$  (Жабин и др., 1972), хуанхит, стронцианит, бастнезит  $\text{Ce}[\text{CO}_3]\text{F}$ , барит, ватерит, а также сфалерит и галенит.

## Литература

- Бородин Л. С., Жабин А. Г., Лапин А. В., Харченков А. Г. Рудоносность и генезис камафоритов. — Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматитов», Алма-Ата, 1969.
- Глаголев А. А. Пример метасоматической зональности вокруг апатит-магнетитовых пород и карбонатитов. — Докл. АН СССР, 1962, т. 147, № 3.
- Глаголев А. А. Роль апатитизации в формировании железорудного и флогопитового месторождения массива Ковдор. — Геология рудных месторождений, 1965, № 3.
- Жабин А. Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха, Якутия. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 3.
- Жабин А. Г. Кальцит магматического генезиса. — Зап. Всес. минерал. об-ва, 1967, вып. 3.
- Жабин А. Г., Шумяцкая Н. Г., Самсонова Н. С. Бербанкит из карбонатитового комплекса Арбарастаха, Якутия. — Труды Минер. музея АН СССР, вып. 21, 1972.
- Жабин А. Г., Н. С. Самсонова. Первично-магматический кальцит в ийолит-порфире. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3.
- Зленко Н. Д. Позднеиниийские интрузии центрального типа Восточной окраины Алданского щита. — Материалы по региональной геологии. — Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.
- Ицксон Г. В. Закономерности метасоматоза при образовании карбонатитов. — Советская геология, 1964, № 6.
- Стоялов С. П. Арбарастахский массив ультраосновных и щелочных пород. — Материалы по региональной геологии. — Труды ВАГТ, 1961, вып. 7.
- Russel H. D., Niemstra S. A., Groenveld D. The mineralogy and petrology of the carbonate at Loolekop, Eastern Transvaal. — Trans. Proceed. Geol. Soc. South Africa, 1954, v. 57.

А. В. ЛАПИН, Б. В. АФАНАСЬЕВ

### НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ АПАТИТ-МАГНЕТИТОВЫХ ПОРОДАХ И КАРБОНАТИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО МАССИВА УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НА ТУРЬЕМ ПОЛУОСТРОВЕ (Карело-Кольская провинция)

Проявления щелочного магматизма в районе Турьего мыса, известные еще с начала этого столетия, неоднократно привлекали внимание исследователей своим необычным характером (Белянкин, Куплетский, 1924; Белянкин, Влодавец, 1932; Гранск, 1928; Бурцева, Поротова, 1962; Кухаренко и др., 1965). Однако до последнего времени на большей части территории Турьего полуострова (за исключением береговой полосы) из-за слабой обнаженности и наличия мощности покрова моренных отложений щелочные породы были изучены недостаточно.

В 1966—1967 гг. по результатам наземных геофизических исследований на территории полуострова было выделено несколько частично смыкающихся друг с другом массивов ультраосновных щелочных пород общей площадью 41,4 км<sup>2</sup>: Центральный (20 км<sup>2</sup>), Летнегорский (7,5 км<sup>2</sup>), Южный и примыкающий к нему Горноозерский (11,0 км<sup>2</sup>), Кузнаволоцкий (1,8 км<sup>2</sup>) и ряд небольших сателлитов (Дмитриев и др., 1970).

Геолого-поисковые работы и тематические геологические исследования, проведенные в последующие годы на площади наиболее крупного Центрального массива, показали, что этот массив представляет собой воронкообразное тело с крутым, близким к вертикальному, падением контактов. Более мелкие тела ультраосновных щелочных пород имеют падение в сторону Центрального массива. Таким образом, все массивы являются разрозненными выходами на поверхность современного эрозионного среза единой крупной интрузии ультраосновных щелочных пород.

Центральный массив имеет зональное строение, его краевые части сложены щелочными породами ийолит-мельтейгитовой серии, а внутренние — турьяитами и пироксенитами, в которых заключены небольшие участки оливинитов. Особый интерес представляет обнаружение в Центральном массиве мощного карбонатитового ядра, внутри которого и в окружающих его щелочно-ультраосновных породах встречены многочисленные тела существенно апатит-магнетитовых пород (камафоритов) (Бородин и др., 1969).

Карбонатитовое ядро площадью около 1,0 км<sup>2</sup> выполнено преимущественно кальцитовыми карбонатитами, среди которых выделяется несколько разновидностей, различающихся парагенезисами второстепенных и акцессорных редкометалльных минералов и относящихся к различным стадиям карбонатитового процесса. Кроме ядра массива кальцитовые карбонатиты образуют крупные жильные тела в прилегающих в нему силикатных породах, а также в одном из северо-западных сателлитов Центрального массива.

Существенно апатит-магнетитовые породы (камафориты) образуют многочисленные участки и блоки различной мощности (от первых метров до десятков метров), заключенные среди карбонатитов в центральном ядре массива, а также слагают вытянутые линзовидные тела протяженностью до 450 м и мощностью до 100—150 м, располагающиеся южнее карбонатитового ядра среди нефелин-пироксеновых и существенно пироксеновых пород. По непосредственным геологическим взаимоотношениям апатит-магнетитовых пород с кальцитовыми карбонатитами устанавливается более молодой возраст карбонатитов.

Среди камафоритов Центрального массива выделяются две главные разновидности, отчетливо различающиеся как геологическим положением, так и парагенезисами главных, второстепенных и акцессорных редкометалльных минералов (табл. 1). Породы первой разновидности, раз-

Таблица 1

Минеральные парагенезисы апатит-магнетитовых пород

	Главные минералы (объемн. %)	Характерные акцессорные редкометалльные минералы
I разновидность	Магнетит (15—45) Апатит (5—25) Форстерит (0—40) Флогопит (5—20) Диопсид (0—20) Кальцит (5—25)	Бадделейт Кальциртит*
II разновидность	Магнетит (20—50) Апатит (7—20) Тетраферрифлогопит (8—50) Кальцит (2—20)	Гатчеттолит Ниобийсодержащий ильменит** Циркон

\* Минерал появляется только в интенсивно кальцитизированных участках апатит-магнетитовых пород, но характерен для ассоциирующих с ними карбонатитов.

\*\* В отдельных участках содержание ильменита достигает 15—20%.

витые среди щелочных пород южнее карбонатитового ядра, кроме апатита и магнетита нередко в значительных количествах содержат форстерит, флогопит, диопсид и кальцит; преобладающим распространением среди них пользуются форстерит-магнетитовые породы с переменным количеством апатита и апатит-магнетитовые породы, содержащие флогопит, диопсид и кальцит; характерный акцессорный минерал этих пород — бадделейт. Породы второй разновидности кроме апатита и магнетита содержат тетраферрифлогопит и кальцит и акцессорные гатчеттолит, ильменит и циркон. Количественные соотношения минералов

Таблица 2

Химический состав апатит-магнетитовых пород [вес. %]

Компоненты	I разновидность		II разновидность
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	14,53	10,46	7,56
TiO <sub>2</sub>	2,91	2,85	3,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,51	2,02	1,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,96	29,30	38,00
FeO	15,08	15,00	19,99
MnO	0,56	0,49	0,23
MgO	17,92	6,33	4,77
CaO	7,88	19,56	12,77
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,38	0,44
K <sub>2</sub> O	0,43	0,85	0,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,47	5,96	5,45
CO <sub>2</sub>	3,50	5,41	3,89
SrSO <sub>3</sub>	0,47	0,12	0,36
H <sub>2</sub> O	1,93	1,25	0,58
F	0,08	0,19	0,71
Σ <sup>1</sup>	100,45	100,20	100,61
-O=F <sub>2</sub>	0,03	0,08	0,27
Σ	100,42	100,12	100,34

1 — форстерит-магнетитовые породы с апатитом и кальцитом; 2 — апатит-магнетитовые породы с флогопитом, диопсидом и кальцитом (среднее из пяти анализов); 3 — апатит-магнетитовые породы с тетраферрифлогопитом и кальцитом (среднее из четырех анализов). Анализы выполнены в ИМГРЭ и в лаборатории Северо-Западного геологического управления.

в обеих разновидностях апатит-магнетитовых пород существенно варьируют как из-за относительного обогащения отдельных участков апатитом, магнетитом, форстеритом, флогопитом или тетраферрифлогопитом, так и вследствие увеличения содержания в породах кальцита, основная масса которого является наложенной в процессе кальцитизации апатит-магнетитовых пород под воздействием последующих карбонатитов.

В табл. 2 приведен химический состав существенно апатит-магнетитовых пород.

Химический состав главных и аксессуарных редкометалльных минералов обеих разновидностей апатит-магнетитовых пород приведен в табл. 3 и 4.

По геологическому положению, петрохимическим особенностям, характеру парагенезисов и составу главных и аксессуарных редкометалльных минералов существенно апатит-магнетитовые породы Центрального массива вполне сопоставимы с камафоритами Ковдорского и других известных месторождений этих пород.

Совокупность данных, включающих парагенетические особенности и геологические взаимоотношения выделенных разновидностей существенно апатит-магнетитовых пород, а также их взаимоотношения с различными типами карбонатитов, дает возможность сделать заключение о том, что породы первой разновидности представлены более ранними парагенезисами, которые являются исходными для пород второй разновидности, развивающихся в результате перекристаллизации и метасоматического преобразования первичных парагенезисов под воздействием поздних кальцитовых карбонатитов.

Таблица 3

Химический состав главных минералов апатит-магнетитовых пород [вес. %]

Разновидность пород	Магнетит*		Апатит		Флогопит	Тетраферрифлогопит	Диопсид
	I	II	I	II	I	II	I
SiO <sub>2</sub>	0,03	0,22	0,28	0,32	40,03	40,52	52,18
TiO <sub>2</sub>	6,01	4,32	He обн.	0,14	0,47	0,30	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,61	0,32	0,63	0,65	11,85	6,32	0,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	63,40	64,53	0,32	0,29	5,32	8,70	4,70
FeO	26,45	28,56	—	—	2,73	3,45	1,01
MnO	0,80	0,31	0,01	—	0,12	0,97	0,19
MgO	2,06	0,65	He обн.	He обн.	24,72	25,33	16,13
CaO	0,47	0,63	55,24	54,09	He обн.	0,18	23,60
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,02	—	—	0,88	0,62	0,59
K <sub>2</sub> O	0,02	0,01	—	—	8,79	9,63	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,11	41,63	42,17	0,23	0,38	0,35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	—	0,79	0,50	4,34	3,68	0,70
F	—	—	1,26	2,14	—	—	—
Σ <sup>1</sup>	—	—	100,16	100,35	—	—	—
—O=F <sub>2</sub>	—	—	0,52	0,90	—	—	—
Σ	100,01	99,68	99,64	99,45	99,48	100,08	100,55
Удельный вес	4,70	4,92	3,22	3,13	2,80	2,88	3,32
Аналитик	М. А. Мачихина	Е. А. Клепикова	Г. Е. Черепивская	Т. И. Павлова	Е. А. Клепикова		

\* Для I разновидности пород — среднее из 3-х анализов; для II разновидности пород — среднее из 2-х анализов.

Как и в других камафоритовых месторождениях, кальцитизация существенно апатит-магнетитовых пород под воздействием карбонатитов происходит неоднократно и ее характер меняется на различных стадиях формирования карбонатитов. При этом, если влияние ранних кальцитовых карбонатитов сводится главным образом к перекристаллизации пород и увеличению количества кальцита за счет частичного растворения главных минералов камафоритов, то воздействие поздних кальцитовых карбонатитов приводит к значительно более глубоким преобразованиям, сопровождающимся не только полной перестройкой структурно-текстурного облика, но и существенным изменением парагенезисов главных и акцессорных минералов апатит-магнетитовых пород.

Характерный акцессорный минерал камафоритов — бадделейт — устойчив и в зонах ранней кальцитизации пород, хотя в самих ранних карбонатитах кроме бадделейта может присутствовать и кальцитрит. В зонах поздней кальцитизации наряду с развитием тетраферрифлогопита, а в ряде месторождений также клиногумита, и значительным изменением состава главных рудных минералов — магнетита и апатита появляются также и характерная ассоциация акцессорных минералов, включающая гатчеттолит, ильменит, циркон и в ряде случаев ниобиевый цирконолит. Бадделейт частично или полностью растворяется, замещаясь новообразованными минералами циркония.

Таблица 4

## Химический состав аксессуарных редкометалльных минералов апатит-магнетитовых пород и карбонатитов

Компоненты	Апатит-магнетитовые породы				Карбонатиты									
	I		II		дизаналит	кальцит-тит	пироклор	Nb-цирконолит	гатчеттолит	ильменит	циркон			
	бадделейт	гатчеттолит	ильменит	циркон										
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,97	38,82	1,11	0,006	5,09	6,08	4,11	61,34	21,59	20,40	39,74	1,14	0,025	
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Не обн.	12,70	0,09	0,003	1,70	0,63	0,41	0,93	—	0,002	11,06	0,34	0,01	
TiO <sub>2</sub>	0,50	8,81	49,77	0,05	47,20	47,07	15,76	5,35	22,27	17,88	7,35	47,09	0,08	
ZrO <sub>2</sub>	96,40	0,98	—	64,44	Следы	Не обн.	66,20	0,15	30,18	29,74	0,68	0,03	65,61	
ThO <sub>2</sub>	Не обн.	—	—	—	0,65	1,15	Не обн.	—	—	—	—	—	—	
UO <sub>2</sub>	—	8,15	—	—	—	—	—	0,51	—	Не обн.	6,16	—	—	
UO <sub>3</sub>	—	5,05	—	—	—	—	—	0,16	—	То же	5,00	—	0,08	
TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	—	—	Не обн.	5,47	11,13	Не обн.	—	1,29	1,38	—	—	0,17	
CaO	0,58	10,40	Не обн.	1,46	33,35	25,72	12,20	15,90	9,70	10,71	13,70	Не обн.	1,75	
SrO	Не обн.	—	—	—	—	—	Не обн.	—	0,08	0,09	—	—	—	
BaO	—	4,00	—	—	—	—	То же	—	—	—	—	—	—	
MgO	0,20	—	3,36	0,09	—	—	0,12	—	Следы	0,25	—	1,88	0,05	
MnO	Не обн.	0,45	1,59	—	—	—	0,05	—	0,01	0,02	—	1,11	—	
FeO	—	—	33,47	—	3,80	1,93	Не обн.	—	5,33	10,13	—	37,35	—	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18	1,33	10,56	0,27	Не обн.	1,46	0,74	0,50	5,07	4,75	—	10,72	0,38	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	0,20	0,50	0,30	—	—	Не обн.	0,20	Сл.	0,30	—	Не обн.	—	
SiO <sub>2</sub>	0,48	—	Не обн.	32,84	1,00	1,26	То же	2,20	0,37	0,41	—	То же	31,13	
Na <sub>2</sub> O	—	0,73	—	—	0,94	2,92	—	5,45	0,34	0,61	1,04	—	—	
K <sub>2</sub> O	—	0,03	—	—	0,08	0,12	—	0,20	Следы	Следы	0,79	—	—	
H <sub>2</sub> O <sup>±</sup>	0,30	8,70	—	0,28	—	—	Не обн.	1,97	3,53	3,43	6,20	Не обн.	0,60	
П. п. п.	—	—	—	—	0,30	0,70	—	2,25	—	—	—	—	—	
F	—	0,35	—	—	—	—	—	4,10	—	—	—	—	—	
ΣI	99,61	100,70	100,45	99,83	99,58	100,17	99,59	100,21	99,76	100,10	91,72	99,66	99,88	
—O=F <sub>2</sub>	—	0,15	—	—	—	—	—	1,72	—	—	—	—	—	
Σ	—	100,55	—	—	—	—	—	99,49	—	—	—	—	—	
Удельный вес	5,80	4,50	4,70	4,47	4,01	4,16	5,15	3,86	4,33	4,25	—	4,64	4,51	
Аналитик	М. Е. Казакова	Г. В. Любомилова	М. А. Мачихина	Т. Н. Павлова	А. В. Быкова	М. Е. Казакова	Г. В. Любомилова	М. Е. Казакова	Г. В. Любомилова	М. А. Мачихина	Т. Н. Павлова	Г. В. Любомилова	М. А. Мачихина	Т. Н. Павлова

Среди карбонатитов Центрального массива выделяется ряд разновидностей, различающихся парагенезисами второстепенных и аксессуарных редкометальных минералов:

*Второстепенные минералы*

Шорломит, флогопит, диопсид-авгит, форстерит, монтичеллит, магнетит, нефелин, мелилит  
Амфибол, биотит, эгирин, апатит, магнетит  
Диопсид, форстерит, флогопит, апатит, магнетит  
Тетраферрифлогопит, апатит, магнетит

*Аксессуарные минералы*

Дизаналит  
Пирохлор, Nb-цирконолит, циркон  
Кальцитрит, бадделейт  
Гатчеттолит, ниобийсодержащий ильменит, циркон

В кальцитовых карбонатитах обнаружены следующие характерные аксессуарные редкометальные минералы: дизаналит, кальцитрит, бадделейт, пирохлор, торрианит, Nb-цирконолит, гатчеттолит, ниобийсодержащий ильменит, циркон. Химический состав этих минералов приведен в табл. 4.

Выделенные по парагенезисам второстепенных и аксессуарных минералов разновидности кальцитовых карбонатитов нередко пространственно разобщены, и их краткая характеристика в отдельных случаях дается в предпологаемой возрастной последовательности.

Дизаналит является характерным аксессуарным минералом наиболее ранних кальцитовых карбонатитов и связанных с ними зон кальцитизации ийолитов и турьяитов. Дизаналит ассоциирует с шорломитом, флогопитом, диопсид-авгитом, форстеритом, монтичеллитом, магнетитом, апатитом, а также перекристаллизованными минералами измененных силикатных пород — мелилитом, нефелином. Дизаналитовые карбонатиты встречаются среди щелочных пород в периферических частях массива и широко распространены среди турьяитов одного из его северо-западных сателлитов.

Среди карбонатитов, развитых в центральном ядре и в прилегающих к нему щелочных породах, наиболее распространены амфибол-биотитовые карбонатиты, содержащие также эгирин, апатит, магнетит и аксессуарные — пирохлор, Nb-цирконолит и циркон. Здесь встречены также диопсидовые и форстеритовые карбонатиты, содержащие кроме названных второстепенных минералов флогопит, апатит и магнетит и аксессуарные кальцитрит и бадделейт. Карбонатиты этой разновидности ассоциируют с ранними апатит-магнетитовыми породами, которые подвергаются кальцитизации и рассекаются жилами диопсидовых и форстеритовых карбонатитов. Наиболее поздними из кальцитовых карбонатитов являются тетраферрифлогопит-кальцитовые карбонатиты, содержащие апатит, магнетит и аксессуарные ильменит, гатчеттолит и циркон. Эти карбонатиты ассоциируют с второй разновидностью апатит-магнетитовых пород.

Кальцитовые карбонатиты во многих участках расланцованы и актинолитизированы, местами они содержат маломощные жилы и прожилки доломитовых карбонатитов с баритом.

По масштабам развития апатит-магнетитовых пород и карбонатитов, разнообразию их петрографических типов и богатству аксессуарной редкометальной минерализации Центральный массив на Турьем полуострове является одним из наиболее интересных объектов в Карело-Кольской карбонатитовой провинции.

**Литература**

- Белянкин Д. С., Влодавец В. И. Щелочной комплекс Турьего мыса. — Труды Петрогр. ин-та АН СССР, 1932, вып. 2.  
Белянкин Д. С., Куплетский Б. М. Горные породы и полезные ископаемые Северного Побережья и прилегающих к нему островов Кандалакшской губы Белого моря. — В кн.: «Труды Северной научно-промысловой экспедиции», 1924, вып. 18.  
Бородин Л. С., Жабин А. Г., Лапин А. В., Харченков А. Г. Рудоносность и генезис

- камафоритов.— Материалы к симпозиуму «Критерии рудоносности метасоматов». Алма-Ата, 1969.
- Бурцева З. А., Порогова Г. А. Новые данные о щелочных интрузиях Турьего полуострова.— В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР». Госгеолтехиздат, 1962, вып. 3.
- Дмитриев Д. Н., Шатилов С. В., Булах А. Г. Новые данные о геологии щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов Турьего полуострова (Кольский полуостров). — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 6.
- Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Богдасаров Э. А. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., 1965.
- Kranck E. H. Turjaite and the ijolite stem of Turia, Kola. Fennia, 51, No 5, 1928.

Е. Д. ОСОКИН, А. А. ЛЕБЕДЕВ-ЗИНОВЬЕВ

## УРАН В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ СССР

Геохимии урана в щелочных породах до недавнего времени уделялось мало внимания, хотя с ними и связана генетически урановая минерализация (Библина и др., 1963). Только в последние годы появились обобщающие работы, посвященные распределению урана в щелочных комплексах (Библина, Титов, 1968; Берзина, Богдасаров, 1968; Еськова и др., 1962; Лебедев-Зиновьев, 1965; Осипов, Журавлев, 1970; Сапрыкина, 1959; Гаврилин и др., 1966). На их примере выявлена тенденция увеличения содержаний урана в процессе дифференциации щелочных магм, установлены минералы-носители и минералы-концентраторы урана в щелочных породах, наконец, получены данные о существенных колебаниях содержаний урана от массива к массиву. Вместе с тем до сих пор отсутствуют сведения о среднем содержании урана в главных формационных типах щелочных пород.

В настоящей статье приводятся результаты более полного изучения распределения урана по данным анализов 160 проб щелочных пород — ийолит-уртитов, нефелиновых и щелочных сиенитов из всех известных щелочных провинций СССР. Определение урана проводилось люминесцентным методом с измерением люминесценции перлов в ультрафиолетовом свете на ЛЮФ-57 (Инструкция ВИМС'а, 1967). Анализировались наиболее распространенные в каждом массиве породы, преимущественно без явных послемагматических изменений. Ряд анализов был выполнен по средним пробам, объединяющим один из типов породы и собранным по всей площади массива. Они были любезно предоставлены в наше распоряжение Л. С. Бородиным, А. А. Ганзеевым, А. В. Лапиным и другими исследователями. Поскольку колебания содержаний урана в различных щелочных породах одного массива менее значительны, нежели между одной и той же по составу породой различных комплексов, то мы сочли возможным выводить среднее по каждому из массивов на основе двух-трех определений, различных по составу пород и все дальнейшие сравнения проводить на основе этих цифр.

Среднее содержание урана в щелочных породах (кларк) вычислялось как генеральное среднее из средних содержаний всех щелочных массивов, по которым имелись аналитические данные. В целом были проанализированы пробы из 70 массивов щелочных пород, сведения о содержании урана в которых в литературе совершенно отсутствуют. Всего же, вместе с литературными данными, среднее содержание урана в щелочных породах вычислялось по 94 массивам ийолит-уртитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Оно оказалось сопоставимым с содержанием ура-

на в кислых породах и равным  $3,64 \cdot 10^{-4}\%$ . Однако от массива к массиву содержания урана меняются весьма значительно — от  $0,5 \cdot 10^{-4}$  до  $17 \cdot 10^{-4}\%$ . Исходя из того, что редкие и рассеянные элементы являются геохимическими индикаторами формационной принадлежности щелочных пород, мы провели сравнение распределения урана в главных щелочных формациях.

В настоящее время общепринято выделение щелочно-ультраосновной, щелочно-габброидной, щелочно-гранитоидной и калиевой щелочно-базальтоидной формаций (Бородин и др., 1970). Подсчет средних содержания урана в каждой из формаций свидетельствует об их существенных различиях в выделенных формационных типах (табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание урана в формациях щелочных пород ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Формации	Тералиты, шонкиниты, ийолит-уртиты	Нефелиновые сиениты	Щелочные ленииты	Граниты	Метасоматиты	Среднее содержание
Щелочно-ультраосновная	2,0 (7)*	1,5 (6)	0,6 (3)	—	30 (3)	1,90 (13)
Щелочно-габброидная	1,7 (8)	3,1 (20)	—	—	—	2,85 (24)
Щелочно-гранитоидная	—	3,7 (31)	3,1 (8)	8,9 (2)	34,4 (3)	3,70 (32)
Щелочно-базальтоидная	4,3 (5)	5,7 (23)	5,0 (14)	11,3 (3)	50 (1)	5,20 (25)
Формации в целом	2,5 (20)	4,0 (80)	3,9 (25)	10,4 (5)	34,8 (7)	3,64 (94)

\* В скобках — число массивов.

Эти различия не являются случайными и не зависят от состава слагающих массивы пород. Очевидно, что причина различной геохимической истории урана в щелочных породах определяется главным образом процессом первичного магмаобразования.

Минимальными содержаниями урана характеризуются массивы, принадлежащие щелочно-ультраосновной ( $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ ) и щелочно-габброидной ( $2,85 \cdot 10^{-4}\%$ ) формаций. Породы, относящиеся к этим формациям, являются производными наиболее глубинных щелочно-базальтовых магм, образующихся при частичном плавлении вещества мантии.

Более высокие содержания урана в массивах щелочно-гранитоидной формации ( $3,7 \cdot 10^{-4}\%$ ), образующихся в результате магматического замещения и палингенеза пород земной коры в зонах прогрессивного метасоматоза (Бородин и др., 1969). Поскольку как сам механизм образования гранитов и щелочных магм этой формации, так и содержание урана в тех и других идентичны, то можно предполагать и единый источник урана в этих магмах — вещество земной коры.

Наиболее высокими содержаниями урана характеризуются массивы калиевой щелочно-базальтоидной формации ( $5,2 \cdot 10^{-4}\%$ ). Вопросы петрогенезиса щелочных массивов этой формации наиболее сложны. Сопряженность их с эффузивами щелочных базальтоидов свидетельствует о генетической связи с щелочно-базальтовым магматизмом, а наличие характерных коровых элементов (Rb, Cs, Pb), типичных для гранитоидов, возможно, указывают на парагенетическое родство с гранитоидным магматизмом. Одной из наиболее приемлемых, на наш взгляд, является гипотеза

теза о взаимодействии оливин-базальтовой магмы с кислыми породами континентального основания. При этом повышение содержания урана может быть объяснено извлечением его из пород коры при ассимиляции их базальтовой магмой и увеличением содержания при последующей дифференциации магмы. Не исключено также, что часть комплексов, отнесенных к этой формации, является продуктом палингенеза коровых пород и должна быть отнесена к щелочно-гранитоидной формации.

Выявленная зависимость увеличения содержания урана в щелочных породах от участия в щелочном петрогенезисе корового вещества является самой общей чертой геохимии этого элемента в щелочных породах. Закономерности распределения урана осложняются от комплекса к комплексу более второстепенными процессами, впрочем иногда существенно меняющими содержания урана в породах. К числу таких процессов, прежде всего, относится дифференциация щелочных магм. Оставляя вне рассмотрения гранитоиды, прямая комагматичность которых с нефелиновыми сиенитами не доказана, на примере Ловозерского (Сапрыкина, 1959), Хибинского (Осокин и др., 1970), Ишимского, Турпинского (Гаврилин и др., 1966) и других массивов установлено накопление урана в поздних фазах в 1,5—2 раза по сравнению с ранними. Более разительно повышение содержания урана в процессе послемагматического изменения щелочных пород, нередко достигающего целого порядка (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Увеличение содержаний урана в процессе послемагматического метасоматоза

Массив	Первичная порода	$n \cdot 10^{-4} \%$	Метасоматит	$n \cdot 10^{-4} \%$
Хибины Борсуксай *	Хибинит	4,9	Альбитит	49,4
	Щелочной сиенит	4,8	Альбитизированный миаскит	36,5
Джилису	Нефелиновый сиенит	2,9	Альбитизированный нефелиновый сиенит	56,0
Суртеке Зардале	То же	2,5	Мариуполит	10,8
	» »	15,8	Содалитизированный сиенит	50,8
Одихинча	Ийолит	1,1	Альбитизированный нефелиновый сиенит	70
Озерная Варака	»	1,8	Карбонатизированный ийолит	21,6

\* Еськова и др., 1962.

Однако альбитизация не может существенно изменить средние содержания урана в массиве, поскольку зоны метасоматоза обычно развиты лишь локально. Точно так же процессы дифференциации приводят лишь к двукратному увеличению содержаний, что значительно меньше различий массивов по содержанию урана даже в пределах одной формации.

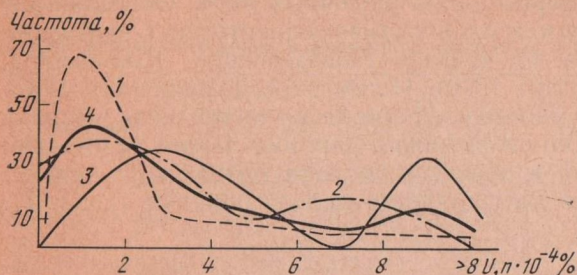
Рассмотрим подробнее основные закономерности распределения урана в формационных типах щелочных пород на примере нефелиновых сиенитов, исключив из рассмотрения все другие породы, а следовательно, и возможные различия в содержании в зависимости от степени дифференциации первичных магм.

Кривая распределения урана характеризуется двуимодальным характером (см. стр. 166) с пиками в областях низких ( $2 \cdot 10^{-4} \%$ ) и высоких ( $8 \cdot 10^{-4} \%$ ) содержаниях. Кривая распределения урана в нефелиновых сиенитах щелочно-ультраосновной и щелочно-габброидной формаций носит одноимодальный характер, с четко выраженным пиком в области низких содержаниях. Вариационные диаграммы урана в нефелиновых сиенитах

щелочно-гранитоидной и калиевой щелочно-базальтоидной формаций обладают бимодальным распределением, характеризующим совокупность двух распределений.

Массивы щелочно-гранитоидной формации, попадающие в область высоких содержаний урана, в большинстве случаев следует отнести к ювенильным, то есть к массивам, в петрогенезисе которых предполагается участие эндогенных ювенильных растворов — продуктов дифференциации глубинного подкорового вещества, обогащенных многими редкими элементами (Бородин и др., 1969). Несколько ювенильных массивов (Ловозерский, Контозерский) имеется и в щелочно-габброидной формации.

Для массивов калиевой щелочно-базальтоидной формации, так же как и для части массивов щелочно-гранитоидной формации, вероятнее до-



Гистограмма распределения урана в нефелиновых сиенитах щелочно-ультраосновной — щелочно-габброидной (1), щелочно-гранитоидной (2), калиевой щелочно-базальтоидной (3) формаций и в нефелиновых сиенитах в целом (4)

пустить провинциальную геохимическую специализацию щелочных магм, поскольку в их формировании не участвовали ювенильные растворы. По-видимому, щелочно-базальтовые магмы и растворы, вызывающие палингенное выплавление пород щелочно-гранитоидной формации, следуя через «гранитный» слой земной коры, обогащаются калием и теми редкими элементами, в том числе и ураном, содержание которых повышено в гранитах.

Таким образом, представляется возможным выделить несколько факторов, от которых зависит повышенное содержание урана в щелочных магмах. Наиболее важным является степень участия в петрогенезисе корового вещества. Максимально обогащены ураном малоглубинные палингенные магмы щелочно-гранитоидной формации, либо ассимиляционные магмы калиевой щелочно-базальтоидной формации. Существенное влияние на концентрацию урана могут оказать также участвующие в щелочном магмаобразовании глубинно-коровые и ювенильные растворы, изначально обогащенные многими редкими элементами, в том числе и ураном. Наконец, весьма важным является провинциальное положение щелочных массивов, где ассимиляции и палингенезу подвергаются коровые породы с первичным высоким содержанием урана.

#### Литература

- Берзина А. А., Богдасаров Ю. А. Стадийность, зональность и эволюция радиоактивных элементов в карбонатитах. — *Геохимия*, 1968, № 7.
- Билибина Т. В., Титов В. К. Уран и торий в щелочных породах юга Сибирской платформы. — *Материалы о содержании и распределении редких элементов в горных породах*. — Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1968, вып. 2, т. 142.
- Билибина Т. В., Докалов В. И., Титов В. К. О гидротермальном урановом оруденении связанном со щелочными интрузивными комплексами. — *Геология рудн. месторожд.*, 1963, № 5.
- Бородин Л. С., Осокин Е. Д., Блом И. А. О среднем содержании тантала и некоторых закономерностях его распределения в щелочных породах. — *Геохимия*, 1969, № 11.
- Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзев А. А., Осокин Е. Д. К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. — *Изв. АН СССР, серия геол.*, 1970, № 3.

- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Леонова Л. Л., Певцова, Л. А., Агафонникова Л. С., Класова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. Изд-во «Наука», 1966.
- Герасимовский В. И. Основные черты геохимии нефелиновых сиенитов Кольского п-ова. — Геохимия, 1967, № 11.
- Еськова Е. М., Минеев Д. А., Минеева И. Г. Уран и торий в щелочных породах Урала. — Геохимия, 1962, № 9.
- Лебедев-Зиновьев А. А. Поведение урана и тория в магматическом процессе формирования массива калиевого щелочного комплекса в Северном Казахстане. — Геохимия, 1965, № 1.
- Меликсетян Б. М. Основные черты геохимии нефелиновых сиенитов Кольского п-ова. — Изв. АН Арм. ССР, серия геол., 1961, вып. XIV, № 2.
- Осинов Д. К., Журавлев Р. С. Распределение урана и тория в щелочных магматических породах Кузнецкого Алатау. — В кн.: «Геохимия и минералогия радиоактивных элементов Сибири». Изд-во «Наука», Новосибирск, 1970.
- Осокин Е. Д., Баранов Э. И., Шумилин И. П. Уран и торий в породах Хибинского массива. — В сб. «Геохимические исследования». Изд. ИМГРЭ, вып. 1, 1970.
- Сапрыкина Г. В. О распределении урана в породах Ловозерского щелочного массива. — Геохимия, 1959, № 5.
- Фотоколориметрическое определение тория с арсенозо III, с арсенозо и тороном. Инструкция № 63-х, ВИМС, М., 1967.

Д. А. МИНЕЕВ, Е. Д. ОСОКИН

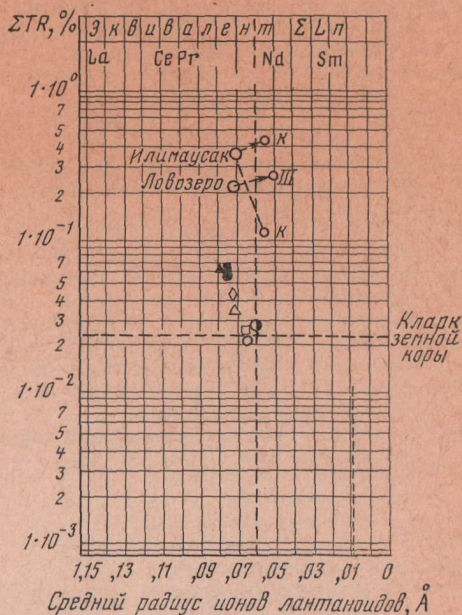
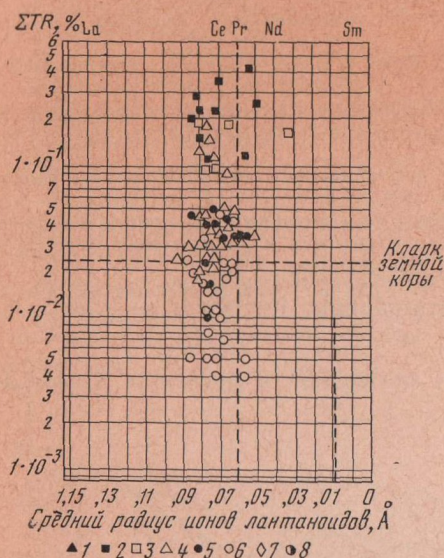
## ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ И РАСПРЕДЕЛЕНИИ РЗЭ В НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТАХ РАЗНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

В соответствии с новым формационным делением щелочных пород (Бородин и др., 1970) среди нефелиновых сиенитов разных формаций предусматривается выделение образований двух генетических линий: чисто коровой, анатектической и гибридной (в той или иной степени ювенильной). Сходство нефелиновых сиенитов разного генезиса по главным петрохимическим характеристикам и существенное различие в их редкостности заставило признать редкие элементы более чувствительными геохимическими индикаторами генезиса щелочных пород (Бородин, 1969).

По первым данным, редкоземельные элементы оказались в числе редких металлов — Nb, Ta, Zr, TR, типоморфных для наиболее глубоких, ощелоченных магм и ювенильных высокотемпературных щелочных эманаций. Состав лантаноидов при этом не рассматривался.

Большое количество аналитических данных, накопленных и в опубликованной литературе и авторами, позволяет предварительно оценить сходство и различия в составе и содержании РЗЭ в нефелиновых сиенитах разной формационной принадлежности. Используем для такого сопоставления псевдобинарную концентрационную диаграмму  $\lg \Sigma TR - \bar{R}_i \Sigma Lp$  (Минеев, 1971), где состав лантаноидов характеризуется интегральной оценкой — средним радиусом ионов лантаноидов, найденным по правилу баричесентрического сложения (Минеев, 1969).

Как следует из графического рассмотрения (фиг. 1), для нефелиновых сиенитов всех типов в целом характерно огромное разнообразие суммарных содержаний РЗЭ — от 40 до 8000 г/т  $\Sigma TR$  и более, при значительно более постоянном составе РЗЭ, в первом приближении, не зависящим от их суммарного накопления: почти все фигуративные точки составов занимают достаточно узкую вертикальную полосу левее кларковой ли-



Фиг. 1. РЗЭ в нефелиновых сиенитах разных формаций (номера соответствуют номерам в табл. 2)

Фиг. 2. Средний состав и среднее содержание РЗЭ в нефелиновых сиенитах и гранитах  
Условные обозначения те же, что на фиг. 1

нии, соответствуя составам, эквивалентным Се и Рг. Это свидетельствует о том, что накопление РЗЭ в ходе щелочного петрогенезиса в целом не сопровождается существенной дифференциацией РЗЭ.

Содержание РЗЭ в нефелиновых сиенитах каждой формации варьирует в более узких пределах, а в рамках одного массива изменяется не более чем на порядок.

Сравнительный анализ (табл. 1) показывает, что степень накопления и дифференциации РЗЭ возрастает от щелочно-гранитной к щелочно-габброидной формации, два уникальных представителя которой (Ловозеро и Илимаусак) отличаются максимальными концентрациями и наиболее разнообразными составами РЗЭ, вплоть до обогащенных тяжелыми лантаноидами эвдиалитовых луэвритов и какортоцитов.

Промежуточное положение нефелиновых сиенитов калиевой формации отчасти связано с присутствием в составе выборки членов габброидных и гранитоидных серий.

Таблица 1

Диапазон вариаций состава и содержания РЗЭ в нефелиновых сиенитах разных формаций

Формация	ΣRT, г/т		Эквивалент ΣLn
	мин.	макс.	
Щелочно-гранитоидная	40	1000	Ce — Pr
Калиевая щелочная	180	1800	Ce — Pr
Щелочно-габброидная	80	8000	Ce — Pr — Nd

Таблица 2

## Средний состав лантаноидов щелочных пород

№№ пп	Число исследо- ванных массивов	ΣTR	Формации	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Ср. R <sub>Ln</sub>
1.	2	623	Ультраосновная	25,6	47,4	5,6	16,4	1,8	0,6	1,6	—	0,5	—	0,4	—	0,2	—	1,078
2.	15	685	Габброидная (ювениальная)	26,8	48,6	4,5	12,6	2,1	0,5	1,7	0,2	1,2	0,2	0,5	0,2	0,6	0,2	1,074
3.	5	247	Габброидная	25,4	42,8	5,1	15,8	2,6	—	3,1	—	1,9	—	1,3	—	1,9	—	1,067
4.	31	348	Калиевая базальтоидная	23,0	46,5	4,6	17,0	2,5	0,8	2,2	0,3	1,3	0,3	0,6	0,2	0,6	0,2	1,071
5.	10	533	Гранитоидная (ювениаль- ная)	24,8	47,4	3,8	16,8	2,2	0,2	1,8	0,1	1,4	0,2	0,5	0,1	0,8	0,1	1,075
6.	30	210	Гранитоидная	21,6	46,4	5,5	15,9	2,5	1,4	2,1	0,3	1,6	0,4	1,0	0,2	0,9	0,2	1,067
7.	93	441	Среднее для нефелиновых сиенитов	24,5	46,3	4,9	15,7	2,2	0,7	2,0	0,2	1,3	0,3	0,7	0,2	0,8	0,2	1,071
8.	23	290	Среднее для гранитоидов	21,8	41,3	4,8	18,6	3,2	0,4	2,9	0,4	2,5	0,6	1,7	0,3	1,7	0,3	1,061

Таблица 3

## РЗЭ в нефелиновых сиенитах гибридной и малоглубинных сериях

Формация	Субформация	$\Sigma RT, \text{ g/m}$	$\frac{La-Nd}{Sm-Lu}$
Щелочно-габброидная	Гибридная (5)*	843	13,6
	Малоглубинная (4)	229	11,2
	Среднее (9)	570	12,8
Щелочно-гранитоидная	Гибридная (8)	680	17,4
	Коровая (18)	174	11,9
	Среднее (26)	330	13,5
Нефелиновые сиениты в целом	Гибридные (16)	710	16,6
	Коровые и малоглубинные (36)	175	11,6
	Среднее (52)	340	13,2

\* В скобках — число массивов.

Среднее содержание РЗЭ в нефелиновых сиенитах трех основных формаций растет в ряду: щелочно-гранитоидные, габброидные, щелочно-ультраосновные. При этом цериевость среднего состава РЗЭ двух первых формаций оказывается одинаковой, а последней — резко отличается в цериевую сторону (табл. 2).

Включение в разные выборки представителей пород «чистой линии» и гибридных серий, обогащенных многими редкими элементами (Бородин и др., 1970), обнаруживает существенное сходство последних как по сумме, так и по крайне цериевому составу РЗЭ с породами щелочно-ультраосновных комплексов и между собой, независимо от фациальной принадлежности (средний радиус  $\Sigma Ln = 1,074-1,075 \text{ \AA}$ ). В то же время нефелиновые сиениты габброидных и гранитных палингенных серий пород также близки между собой (средний радиус  $\Sigma Ln = 1,067 \text{ \AA}$ ) и сходны с нормальными гранитоидами (см. табл. 2, фиг. 2).

Это позволяет говорить о большей редкоземельности и цериевости нефелиновых сиенитов как признаке большей степени их ювенильности. Калиевые щелочные породы по составу и содержанию РЗЭ в целом тяготеют к нефелиновым сиенитам малоглубинных (палингенных) серий (см. фиг. 2).

Аналогичные расчеты, сделанные также с учетом распространенности массивов равных формаций в исследовавшихся выборках, но на основании большего числа определений  $\Sigma TR$  (включая нерасшифрованные), приводят к несколько иным цифрам (табл. 2), но к абсолютно тому же основному выводу: состав и содержание РЗЭ в нефелиновых сиенитах определяется не формационной принадлежностью, а мерой связи с ювенильными процессами. Нефелиновые сиениты палингенных (коровых и малоглубинных) серий по составу и низкому содержанию РЗЭ сближаются с палингенными гранитоидами, охарактеризованными ранее (Лутц, Минеев, 1967), подчеркивая генетическую аналогию.

## Литература

- Бородин Л. С.* Редкие элементы как индикаторы глубинности (ювенильности) формации щелочных пород. — Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания, Баку, 1969.
- Бородин Л. С., Нечаева И. А., Ганзеев А. А., Осокин Е. Д.* К проблеме формаций щелочных пород и их редкометального оруденения. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 3.
- Лутц Б. Г., Минеев Д. А.* Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале. — В сб.: «Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций». Изд-во «Наука», 1967.
- Минеев Д. А.* Лантаноиды в минералах. Изд-во «Недра», 1969.
- Минеев Д. А.* Статистическая модель фракционирования лантаноидов. — В сб.: «Международный геохимический конгресс» (тезисы докладов). Изд. ВИНТИ, М., 1971.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>И. А. Нечаева.</i> Щелочные гранитоиды Горного Алтая и их редкометальная минерализация . . . . .	5
<i>Л. С. Бородин, В. С. Гладких, Н. Ф. Егорова.</i> К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса . . . . .	25
<i>Л. С. Бородин, В. С. Гладких.</i> Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород контозерской свиты . . . . .	48
<i>Е. Д. Осокин, Р. П. Тихоненкова, В. Н. Бондаренко.</i> Распределение бериллия в метасоматитах и нефелиновых сиенитах Хибинского массива . . . . .	55
<i>Ю. Л. Капустин.</i> Акцессорная бериллиевая минерализация в щелочных породах Тувы . . . . .	66
<i>А. Ф. Ефимов, Е. М. Еськова.</i> Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала . . . . .	90
<i>А. В. Лапин.</i> О составе и парагенезисах монтичеллита в массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов . . . . .	128
<i>А. Г. Жабин, А. Г. Харченков.</i> Карбонатитовый комплекс Арбарастах (Южно-Якутская провинция) . . . . .	142
<i>А. В. Лапин, Б. В. Афанасьев.</i> Новые данные об апатит-магнетитовых породах и карбонатитах Центрального массива ультраосновных щелочных пород на Турьем полуострове (Карело-Кольская провинция) . . . . .	157
<i>Е. Д. Осокин, А. А. Лебедев-Зиновьев.</i> Уран в щелочных породах СССР . . . . .	163
<i>Д. А. Минеев, Е. Д. Осокин.</i> Предварительные данные о распространенности и распределении РЗЭ в нефелиновых сиенитах разных генетических типов . . . . .	167

УДК 552.332.1(571.15)

**Щелочные гранитоиды Горного Алтая и их редкометальная минерализация.** Ищенко И. А. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

В статье приводятся сведения об известных в пределах Горного Алтая массивах щелочных гранитов с геологическими картами и схемами, которые публикуются впервые. Высказывается мнение о связи щелочных гранитов с так называемыми калбинскими гранитоидами и средние девонскими эффузивами на основании сходства петрохимических и геохимических характеристик и общности в пространственном размещении. В статье приводятся силикатные анализы щелочных гранитов, сведения о редкометальной минерализации метасоматитов, связанных с этими образованиями, данные определений абсолютного возраста щелочных гранитов и так называемых калбинских гранитоидов. Табл. 2. Илл. 5. Библ. 9 назв.

УДК 552.333(470.21)

**К петрологии и геохимии эффузивных пород Ловозерского щелочного массива в связи с проблемой его генезиса.** Бородин Л. С., Гладких В. С., Егорова Н. Ф. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

В работе приводятся новые данные по петрохимии базальтов и других эффузивных пород из кровли Ловозерского щелочного массива и особенностям распространения в них редких элементов. По ряду петрохимических и геохимических характеристик ловозерские базальты и более щелочные дифференциаты — лимбургиты и авгититы вполне сопоставимы с их петрографическими аналогами из щелочной оливин-базальтовой ассоциации рифтовых и карбонатитовых провинций. Особенности распространения в эффузивах редких элементов Nb, Ta, Li, Rb, Sr, Ni не позволяют считать их комагматами нефелиновых сиенитов Ловозерской интрузии. Предлагается новая гипотеза генезиса расслоенных серий джувритов-фойяитов-уртитов Ловозерского массива путем магматического замещения (фойяитизация) стратифицированного блока эффузивных пород кровли в кальдере проседания под воздействием более поздней штокообразной интрузии нефелиновых сиенитов и при участии в петрогенезисе ювенильных щелочных растворов. Табл. 3. Илл. 7. Библ. 32 назв.

УДК 552.333(470.21)

**Новые данные по петрографии и геохимии вулканогенных щелочных пород контозерской свиты.** Бородин Л. С., Гладких В. С. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

В составе палеозойской вулканогенной толщи района оз. Контозеро выделяются базальт-трахитовая (оливин-пироксеновые и щелочные базальты, трахиандезиты и трахиты) и щелочно-базальтоидная (авгититы, лимбургиты, меллититы, в том числе оливиновые и нефелиновые) серии и лавы ультраосновного состава. По петрографо-петрохимическому составу, распределению редких и малых элементов Nb, Zr, Li, Rb, V, Sr, Ni намечается большое сходство между однотипными породами изученной и вулканогенной толщи кровли Ловозерского массива. Это позволяет, с учетом пространственной и возрастной близости толщ, отнести их к единой щелочной оливин-базальтовой формации. Табл. 3. Библ. 9 назв.

УДК 552.331.4:550.42(470.21)

**Распределение бериллия в метасоматитах и нефелиновых сиенитах Хибинского массива.** Осокин Е. Д., Тихоненкова Р. П., Бондаренко В. Н. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

В работе рассмотрено распределение содержания бериллия в различных породах Хибинского массива и его приконтактовых зонах с использованием статистического метода. Показано, что в распределении и концентрации бериллия в массиве главную роль играют метасоматические процессы. Наиболее высокие содержания бериллия характерны для фенитов и послемагматических метасоматитов. Результаты статистической обработки свидетельствуют о том, что для образования высоких концентраций бериллия благоприятны зоны альбитизации контактов фенитов и эндоконтактовых фаций нефелиновых сиенитов. Табл. 4. Библ. 12 назв.

УДК 549.646.1(571.52)

**Аксессуарная бериллиевая минерализация в щелочных породах Тувы.** Капустин Ю. Л. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

Для щелочных массивов Тувы характерно повышенное содержание Be и постоянное присутствие его минералов. Впервые для этого региона приводится описание основных генетических проявлений Be: пегматитов, скарнов, гидротермально-пневматолитовых жил. Обнаружены минералы: гентгельвин, лейкофан, мелинофан, аминовит, берtrandит. Табл. 10. Илл. 10. Библ. 35 назв.

УДК 552.33(574.11)

**Минералогия щелочных метасоматитов западного склона Урала.** Ефимов А. Ф., Еськова Е. М. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

В щелочных метасоматитах западного склона Урала отмечается около 70 минеральных видов. Авторами открыто и изучено свыше 20 минералов, наиболее редких для исследуемого объекта. Часть из них установлена в СССР впервые (нейборит, пандейт, баотит), другие отмечаются впервые для щелочных метасоматитов Урала (барилит, бербанкит, анкилит, гентгельвин, родохрозит, рамзаит, астрофилиит и др.). В статье приводится описание аксессуарных редкометальных и нередкометальных минералов с данными химического анализа и оптическими характеристиками для большинства рассмотренных минералов. Табл. 18. Илл. 10. Библ. 35 назв.

**О составе и парагенезисах монтчеллита в массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов.** Л а п и н А. В. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

Рассмотрены характерные парагенезисы монтчеллита, развивающиеся в зонах реакционного взаимодействия щелочных пород с оливинитами в условиях высокой основности и низкой кремнекислотности среды. Выделены парагенезисы магматической и послемагматической стадии и показано закономерное увеличение железистости монтчеллитов при переходе от парагенезисов магматической стадии к послемагматическим и от ранних послемагматических парагенезисов к более поздним. Рассмотрена зависимость оптических свойств исследованных монтчеллитов от их железистости. Табл. 4. Илл. 4. Библ. 11 назв.

УДК 553.241.8(571.56)

**Карбонатитовый комплекс Арбарадах (Южно-Якутская провинция).** Ж а б и н А. Г., Х а р ч е н к о в А. Г. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

В статье приводятся основные данные по геологии и абсолютному возрасту пород комплекса Арбарадах, рассматриваются входящие в его состав, причем особое внимание уделено камафоритам (кальцит-апатит-магнетит-форстеритовым породам) и карбонатитам разных генетических типов. Детально разбираются взаимоотношения, последовательность формирования и закономерности, которыми обусловлено их появление. Приводятся данные по акцессорной редкометалльной минерализации пород в комплексе Арбарадах. Табл. 3. Илл. 14. Библ. 11 назв.

УДК 552.33:548

**Новые данные об апатит-магнетитовых породах и карбонатитах Центрального массива ультраосновных щелочных пород на Турьем полуострове (Карело-Кольская провинция).** Л а п и н А. В., А ф а н а с ь е в Б. В. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

Приводится первое описание геологического положения и вещественного состава апатит-магнетитовых пород и карбонатитов Центрального массива. Выделены главные парагенетические разновидности этих пород и показаны особенности их акцессорной редкометалльной минерализации. Приведены данные о химическом составе пород, а также породообразующих (апатит, магнетит, слюды и др.) и акцессорных редкометалльных минералов (бадделейт, кальцитрит, Nb-цирконолит, гатчеттолит, пироксид, циркон и др.). Табл. 4. Библ. 7 назв.

УДК 550.42:552.331.4

**Уран в щелочных породах СССР.** О с о к и н Е. Д., Л е б е д е в - З и н о в ь е в А. А. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

Изучено распределение урана в 94 массивах ийолитов-уртитов, щелочных и нефелиновых сиенитов различных формационных типов. Среднее содержание урана в щелочных породах составляет  $3,6 \cdot 10^{-4}\%$ , закономерно повышаясь от пород щелочно-ультраосновной формации ( $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ ) к щелочно-габброидной ( $3 \cdot 10^{-4}\%$ ), щелочно-гранитоидной ( $3,7 \cdot 10^{-4}\%$ ) и калиевой щелочно-базальтоидной ( $5,2 \cdot 10^{-4}\%$ ) формациям. Предполагается, что появление специализированных комплексов обусловлено участием в щелочном петрогенезисе корового вещества и глубинно-коровых эндогенных растворов. Табл. 2. Илл. 1. Библ. 14 назв.

УДК 552.33(550.42)

**Предварительные данные о распространенности и распределении РЗЭ в нефелиновых сиенитах разных генетических типов.** М и н е е в Д. А., О с о к и н Е. Д. — В сб. «Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород». Изд-во «Наука», 1973 г.

Сравнительный анализ распределения РЗЭ в 93 массивах щелочных пород позволил установить большую редкоземельность и цериевость ювенильных нефелиновых сиенитов. Нефелиновые сиениты палингенных серий по составу и низкому содержанию РЗЭ сближаются с палингенными гранитоидами. Табл. 3. Илл. 2. Библ. 5 назв.

**Новые данные по геологии, минералогии и геохимии  
щелочных пород**

*Утверждено к печати  
Институтом минералогии,  
геохимии и кристаллохимии  
редких элементов.*

Редактор издательства *Т. Б. Гришина*  
Художественный редактор *С. А. Литвак*  
Художник *А. А. Кущенко*  
Технические редакторы *Л. И. Куприянова, В. В. Волкова*

Сдано в набор 28/IX 1972 г. Подписано к печати 27/III 1973 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага № 2. Усл. печ. л. 15,4. Уч.-изд. л. 15,7  
Тираж 1150 экз. Т-02786. Тип. зак. 2007. Цена 1 р. 32 к.

Издательство «Наука»,  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., д. 21

Набрано в Чеховском полиграфкомбинате Главполиграфпрома  
Комитета по печати при Совете Министров СССР  
г. Чехов, Московской области  
Отпечатано во 2-й типографии издательства «Наука»,  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
61	табл. 3, верхн. графа	Микроклины	Микроклиниты
61	то же	Альбиты	Альбититы
126	18 св.	выше	ниже
84	табл. 7, примечание	$\text{BeSi}_2\text{O}_6$	$\text{AlBeSiO}_4 \cdot \text{OH}$

«Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород»

1033

1 р. 32 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·