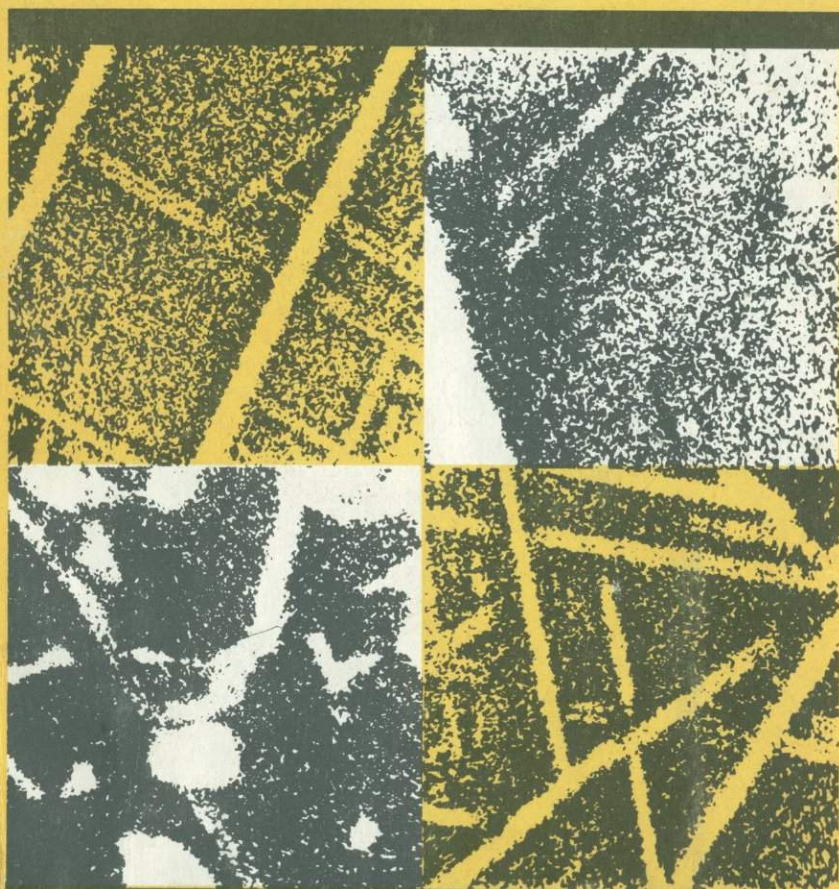


Особенности породообразующих минералов магматических пород



· НАУКА ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Особенности породообразующих минералов магматических пород

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

В.П. ПЕТРОВ



МОСКВА "НАУКА"

1986



4689

Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

В сборнике изложены результаты исследований породообразующих и некоторых акцессорных минералов магматических пород, образовавшихся в различных геодинамических обстановках. На основании специфики химических составов минералов, содержания и поведения в них ряда рудных и редких элементов делаются выводы о возможности использования этих данных в качестве индикаторных при решении вопросов о генезисе пород, эволюции расплавов и их потенциальной рудоносности. В статьях приведены оригинальные аналитические данные.

Книга рассчитана на геологов, петрографов и студентов геологических вузов.

Редакционная коллегия:

А.М. Борсук, А.Г. Гурбанов, В.П. Петров

Рецензенты:

П.П. Токмаков, С.В. Чесноков

ПРЕДИСЛОВИЕ

Породообразующие минералы являются теми основными элементами, которые определяют характер и условия образования горных пород. Появление того или иного минерала во многом определяется давлением в эпоху минералообразования, и существует ряд горных пород с разным минеральным составом, но тождественных химически.

Несмотря на большое петрогенетическое значение породообразующих минералов, детальных исследований их природы и свойств в современной петрографической литературе относительно очень мало. Здесь, пожалуй, можно назвать только сводки по биотиту, пироксенам, хлориту и глаукониту, составленные новосибирскими специалистами Е.Н. Ушаковой, Н.Л. Добрецовым, И.В. Николаевым, а также работы И.С. Усенко и А.Л. Литвина по структуре кальциевых амфиболов. Вместе с тем эти сводки хотя и дают очень много, но не заменяют детальных исследований реальных минералов вместе с теми реальными горными породами, в которых они находятся. Именно такие оригинальные исследования дают материал для сводок и учебников, и именно они являются образцом, на примере которых делаются выводы в процессе рядовых петрографических исследований.

Предлагаемая вниманию читателя книга преследует главную цель — изложение первичного минералого-петрографического материала, составляющего основу всякого петрографического исследования.

Предваряется сборник крупной сводкой материала по наиболее трудной группе породообразующих силикатов — группе роговых обманок и других кальциевых силикатов. Сводка эта насыщена первичным материалом и безусловно будет основным источником справочных сведений при диагностике этих важнейших и очень распространенных минералов, определение которых до сих пор ведется с трудом. Они часто обозначаются только групповым названием — роговые обманки.

Кварц при описании горных пород считается малоинформативным минералом, однако А.Г. Гурбанов и его соавторы успешно опровергают эту простую истину, показывая, что при внимательном подходе к материалу изучение кварца может дать очень важные сведения о горной породе. В статье М.Г. и А.К. Руб показано, что необычность горной породы неизбежно отразится на характере слагающих эту породу минералов и что в этом смысле наиболее информативен биотит, являющийся по красочному выражению В.В. Ляховича "мусорной корзиной". Примерно это же попытались показать на примере магнезиальных андезитов Забайкалья В.А. Пер-

вов и В.А. Кононова. Наконец, три статьи сборника рассматривают специфику минералов щелочных пород, причем авторы уделяют внимание не только нефелиновым разностям, но и калийным породам, особенности минералов которых изучены гораздо меньше, чем минералов натриевых. Необычность статьи Г.М. Царевой заключается в ее направленности на изучение рудных минералов горных пород, чему обычно уделяется очень мало внимания. Автор же показала, что информативность титаномагнетита в горной породе может быть весьма большой и на основе изучения этого минерала получен целый ряд важных петрографических выводов.

Две последние статьи посвящены оливинам, клинопироксенам и гранатам горных пород очень большой глубинности. Полученный авторами материал крайне интересен для всех петрографов, поскольку он определяет типоморфизм минералов глубинного генезиса, что крайне важно для отличия глубинных минералов от минералов, кристаллизовавшихся в верхах земной коры. Наличие глубинных ксенолитов в коровых породах не всегда учитывается.

А.М. Борсук, В.П. Петров

Е.С. ДОБРОХОТОВА

РОГОВАЯ ОБМАНКА И ДРУГИЕ КАЛЬЦИЕВЫЕ И ЩЕЛОЧНО-КАЛЬЦИЕВЫЕ АМФИБОЛЫ

ВВЕДЕНИЕ

В связи с развитием методов рентгеноструктурного анализа в последнее время возрос интерес к таким сложным силикатам переменного состава, как всем известные группы порообразующих минералов: пироксенов, амфиболов, полевых шпатов, слюд.

Из них особенно интересна группа амфиболов, которая еще в 1801 г. Р. Хауи была названа "amphibolos", что по-гречески значит "двусмысленный, неясный". Такими же "двусмысленными и неясными" нам кажутся амфиболы и сейчас, спустя почти 200 лет. Классификация Э. Дэна (1837–1866) жива и сейчас, хотя подверглась всевозможным видоизменениям. Сравнивая материал по амфиболам наиболее полных, современных руководств, начиная от Л.К. Болдырева (1936) и Л. Винчелла (1953) и кончая Е.А. Костюк (1970) и группы авторов ИГЕМ АН СССР (1981), приходим к выводу, что классификация амфиболов до сих пор не вполне ясна. Значение названий, установленное первоописателем любого минерала из группы амфиболов, забыто и употребление их имеет зачастую разный смысл. Больше всего неясностей в названиях кальциевых амфиболов. Например, что такое роговая обманка: наиболее широко распространенная разновидность Са-амфиболов или родовое название, заменяющее для всех кальциевых разновидностей слово "амфибол"? Таких примеров можно привести много. Если пользоваться классификацией Б. Лика [60] и других американских минералогов, то из 35 анализов паргасита, имеющих в литературе, только 16, по Б. Лику, попадают в паргасит, а остальные: 6 – в гастингсит, 5 – в чермакит и 8 – в разные роговые обманки. Из пяти известных анализов эденита только 3, и в их числе два синтетических, попадают в эденит, а остальные 2 из Эденвилля, должны быть названы: один – роговой обманкой, другой – барруазитом. Таких примеров сколько угодно! А что делать не специалистам минералогам, а рядовым геологам-поисковикам, ежегодно в отчетах описывающим амфиболы в исследованных ими породах. Как быть с названиями?

Вся эта путаница привела автора к необходимости составления полной сводки материала по литературе амфиболов, но этот материал оказался таким обширным, что одному человеку справиться с ним не под силу.

В результате была составлена сводка по кальциевым и щелочно-кальциевым амфиболом, в которую вошла обработка 984 химических анализов, пересчитанных автором по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич [6, 7].

Настоящий обзор является наиболее сжатым изложением полученного материала. Вместо химических анализов даны сводные таблицы интервалов содержания окислов в весовых процентах, элементов в формульных единицах и средние кристаллохимические формулы близких по составу анализов.

ОБЗОР ГРУППЫ КАЛЬЦИЕВЫХ АМФИБОЛОВ

Амфиболы — самая распространенная и сложная группа минералов. Как цветной пороодообразующий минерал амфибол присутствует почти во всех группах магматических и метаморфических пород, образуясь в самых разнообразных генетических ситуациях, диктующих прежде всего химический состав любого амфибола. Правильно определенная разновидность амфибола может служить надежным индикатором при уточнении геологической обстановки формирования вмещающей ее горной породы.

Установленная кристаллохимическая формула амфиболов, предложенная еще У. Шаллером в 1916 г. общеизвестна: $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, где X — Ca, Na, K, Mg, Mn; Y — Mg, Fe^{2+} , Mn, Fe^{3+} , Ti, Al, (Cr, V, Ni); Z — Si, Al, (Fe^{3+} , B, Ti). Это выражение отвечает половине элементарной ячейки минерала; для полной ячейки оно должно быть удвоено.

Разделение амфиболов обычно производится по главному элементу, слагающему частицу X формулы, на магниевые, кальциевые, щелочно-кальциевые и щелочные. В настоящем кратком обзоре будут рассмотрены только Ca-амфиболы и щелочно-кальциевые. Магниевых и щелочных мы касаться не будем.

Химический состав Ca-амфиболов сложен, содержание 12-ти главных окислов колеблется в очень широких пределах (в вес.%): SiO_2 — 33,62—59,60; TiO_2 — 0—10,53; Al_2O_3 — 0—22,73; Fe_2O_3 — 0—18,44; FeO — 0—36,8; MnO — 0—12,71; MgO — 0—28,92; CaO — 3,9—16,98; Na_2O — 0—8,88; K_2O — 0—5,70; H_2O — 0—3,63; F — 0—3,06. Обычны примеси Cr, Ni, CO_2 , P, иногда встречаются B, Cl, Sr и др.

Элементарная формула Ca-амфиболов $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$. Из остальных 9-ти окислов, входящих обычно в состав амфиболов, каждый может полностью отсутствовать. Один раз в гудзоните было даже отмечено полное отсутствие магния.

Общая кристаллохимическая формула Ca-амфиболов представляется так: $Ca_2(Na, K)(Mg, Mn, Fe^{2+})_4(Fe^{3+}Al)[Si_{6-8}Al_{0-2}O_{22}](OH, F_2)$.

Физические и оптические свойства амфиболов с небольшими отличиями присущи всей группе. Они общеизвестны и служат надежными признаками отличия амфиболов от всех остальных цветных минералов. Удельный вес и все оптические свойства, включая и окраску под микроскопом, целиком зависят от состава, в первую очередь от железа, титана, марганца и др., меньше всего от содержания Si и Al. Так как состав Ca-амфиболов в общем довольно однообразен, то оптические свойства без учета условий образования не всегда дают возможность отличить разновидности амфиболов одну от другой.

Т а б л и ц а 1. Классификация кальциевых амфиболов

Кальциевые амфиболы				Щелочно-кальциевые амфиболы
Материнская порода	Магматические и метаморфические породы нормального ряда (насыщенные и пересыщенные SiO_2)	Метаморфические породы нормального ряда, подвергшиеся щелочному (Na) метасоматозу	Недосыщенные SiO_2 щелочные породы и их контактовые зоны	Породы экзо- и эндоконтактов щелочных пород
1	2	3	4	5
Количество Ca	1,5–2,5 ат на ф/ед	1,5–2,5 ат на ф/ед	1,3–2,3 ат	0,7–1,5 ат
Количество Na + K	0–1 ат	0–1,5 ат	0,5–1,5 ат	1–2,5 ат
Si_8	Тремолит ($\text{Si}_{7,5} - \text{Si}_8$) $\text{Ca}_2 \text{Mg}_3 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ Тремолит, асбест, амфант, рафицит, гексагонит Актинолит ($\text{Si}_7 - \text{Si}_8$) $\text{Ca}_2 (\text{Mg}_4 \text{Fe}^{2+})_5 \text{Si}_{7-8} \text{Al}_{0-1} \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ Актинолит-асбест, биссолит, нефрит, (Ст) смарагдит			Na-тремолит ($\text{Si}_{7,7} - \text{Si}_8$) $\text{Ca}_{0,5-1,5} (\text{Na}, \text{K})_{1-2} \text{Mg}_4 (\text{Mg}, \text{Fe})_3 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH}, \text{F})_2$ Na-тремолит-асбест Винцит ($\text{Si}_7 - \text{Si}_8$) $\text{Ca}_1 (\text{Na}, \text{K}) (\text{Mg}_4 \text{Fe}_{0,5}^{2+} \text{Fe}_{0,5}^{3+})_5 \text{Si}_{7,5} \text{Al}_{0,5} \text{O}_{22} (\text{OH})_2$ Рихтерит ($\text{Si}_7 - \text{Si}_8$) $(\text{Ca}_{1,12} \text{Na}_{1,24} \text{K}_{0,22} \text{Mn}_{0,27})_{2,68} (\text{Mg}_{4,42} \text{Mg}_{0,58} \text{Fe}_{0,05}^{2+})_5 (\text{Si}_{7,75} \text{Al}_{0,14} \text{Fe}_{0,11}^{3+})_8 \text{O}_{22} (\text{OH}_{1,70} \text{O}_{0,21} \text{F}_{0,09})_2$

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Si ₇	<p>Роговая обманка (Si_{6,5} - Si_{7,5})SiO₂ 45% Ca₂(Na, K)_{0,5}(Mg, Fe²⁺)_{3,5}(Fe³⁺Al)_{1,5}Si₇AlO_{2,2}(OH)₂</p>	<p>Эденит (Si₇-Si_{7,5}) Ca_{1,5}(Na, K)Mg₃Fe²⁺ (Fe³⁺Al)Si₇AlO_{2,2}(OH, F)₂</p> <p>Каринтин (Si_{6,3}-Si_{7,4}) Ca_{1,5}(Na, K)(Mg₃Fe_{0,5}²⁺Fe_{0,5}³⁺Al)₅ Si₇AlO_{2,2}(OH, F)₂</p> <p>Смарагдит (Cr)</p>		<p>Астохит. Две Мп-разновидности На-тремолита и винчита. Сцехениит (Si_{7,6})(Ca_{1,8}Na_{1,7}K_{0,26})_{3,23} (Mg_{4,19}Fe_{0,38}²⁺Fe_{0,1}³⁺Al_{0,33})₅ (Si_{7,6}Al_{0,4})₈O_{2,2}(O_{0,88}OH_{0,11})₂</p> <p>Катафорит (Si_{6,5}-Si_{7,5}) Ca(Na, K)_{1,3}Mg₃Fe²⁺(Fe³⁺, Al)₅ Si₇Al₁O_{2,2}(OH, F)₂</p>
Si ₆	<p>Мп-роговая обманка</p> <p>Роговая обманка (Si_{5,5} - Si_{6,5})(Ca₂(Na, K)_{0,5}(Fe²⁺; Mg)₄(Fe³⁺Al)₅Si₆Al₂O_{2,2}(OH)₂</p>	<p>Паргасит (Si_{5,6}-Si_{6,7}) Ca₂(Na, K)Mg_{3,5}Fe_{0,5}²⁺ (Fe³⁺Al)₅Si₆Al₂O_{2,2}(OH)₂</p> <p>Смарагдит (Cr)</p>	<p>Баркевикит (Si₆-Si₇) Ca_{1,3}(Na, K)MgFe₃²⁺(Fe³⁺. Al)₅Si_{6,5}Al_{1,5}O_{2,2}(OH, F)₂</p> <p>Базальтическая роговая обманка (Si_{5,6}-Si_{6,6}) Ca₂(Na, K)(Mg, Fe²⁺)_{3,5}Fe₁³⁺ (Ti, Al)_{0,55}Si₆Al₂O_{2,2}(OH)₂</p>	
Si ₆	<p>Дашкесанит (Si_{5,9}-Si_{6,4}) Ca₂(Na, K)MgFe₃²⁺(Fe³⁺Al)₅ Si₆Al₂O_{2,2}(OH, Cl)₂</p>		<p>Керсутит (Si_{5,75}-Si_{6,15}) Ca₂(Na, K)Mg_{2,5}Fe²⁺(Ni, Fe³⁺, Al)_{1,55}Si₆Al₂O_{2,2}(OH)₂</p>	
Si ₅	<p>Гудзонит (Si_{5,5}-Si_{6,3}) Ca₂(Na, K)_{0,6}Fe₄²⁺Mg_{0,5}(Fe³⁺, Al)_{0,55}Si₆Al₂O_{2,2}(OH)₂</p>		<p>Гастингсит (Si_{5,35}-Si_{6,2}) Ca₂(Na, K)₁₋₂(Mg, Fe)_{2,5}Fe³⁺ Al_{1,5})₅Si_{5,5}-8Al_{2-2,5}O_{2,2} (OH)₂</p>	<p>Тарамит (Si_{5,5}-Si_{6,2}) Ca_{1-1,5}(Na, K)_{2,5}(Mg, Mn)Fe_{2,5}²⁺(Fe³⁺Ti)Al_{0,55} Si_{5,5}-6Al_{2-2,5}O_{2,2}</p>

Основой классификации амфиболов должен быть не только химический, но и обязательно петрографический состав пород (табл. 1). В этом убеждает современная путаница в наименованиях амфиболов, предлагаемая в современных классификациях, где часто вводятся ненужные, формальные термины, не существующие в природе, как чермакит, барруазит и много других, а общеупотребительные, давно привычные названия теряют свой прежний смысл и значение, как эденит, паргасит, гастингсит и даже сама роговая обманка, ставшая зачастую не видовым, а родовым названием, заменяющим названием амфибол. Особенно большая путаница пришлась на долю щелочно-кальциевых и Са-амфиболов.

Как показано в табл. 1, Са-амфиболы: роговая обманка, актинолит и тремолит — со всеми их разновидностями — это амфиболы магматических и метаморфических пород нормального ряда, только насыщенных или пересыщенных кремнеземом. К ним же следует отнести гудзонит и Cl-роговую обманку — дашкесанит. Эденит, паргасит и каринтин принадлежат к метаморфическим породам тоже нормального ряда, но подвергнувшимся более или менее сильному щелочному метасоматозу. Базальтическая роговая обманка, керсутит, баркевикит и гастингсит — Са-амфиболы недосыщенных кремнеземом щелочных пород и их контактовых зон. Щелочно-кальциевые амфиболы: натрий-тремолит, винчит, катафорит и тарамит — переходные разности между Са-амфиболами и щелочными. Это амфиболы сложнейших контактовых процессов, когда происходят изменения состава горных пород и замещения одних минералов другими.

По содержанию кремния и алюминия кальциевые амфиболы резко разделяются на 2 подгруппы: более основных, высокоглиноземистых амфиболов, как роговая обманка, паргасит, гастингсит и др., и более кислых, малоглиноземистых — тремолита, актинолита и всех щелочно-кальциевых, кроме тарамита, который принадлежит к высокоглиноземистым.

Пересчет анализов производился автором, по методу И.Д. Борнеман-Старынкевич [6, 7], преимущественно на основе $(y + z)/13$ в атомных количествах.

Высокоглиноземистые кальциевые амфиболы

Обзор свойств роговой обманки. Роговая обманка — обычный, самый широко распространенный цветной породообразующий минерал почти всех магматических и метаморфических пород нормального ряда. При отклонении горной породы в сторону недосыщения кремнеземом она тут же уступает место другому амфиболу.

Химический состав роговой обманки сложен. Общая ее кристаллохимическая формула: $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})[(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{3-5}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{0-2}]_5[\text{Si}_{6-7,5} \cdot \text{Al}_{0,5-2}\text{O}_{22}] (\text{OH}, \text{F})_2$.

Интервалы колебаний содержания главнейших окислов, исключая крайние, редко встречающиеся пределы (в вес.%): SiO_2 — 39–50; TiO_2 — 0–3; Al_2O_3 — 5–16; Fe_2O_3 — 1–6; FeO — 5–16; MnO — 0–1,5; MgO — 4–16; CaO — 9–12; Na_2O — 0,25–2; K_2O — 0–1; H_2O^+ — до 3; F — 0–0,5.

В марганцевой разновидности количество марганца поднимается до 6%. В отдельных районах иногда сильно увеличивается содержание титана. Широкий диапазон содержания кремния и алюминия навел на мысль

Т а б л и ц а 2. Типизация роговых обманок и распределение типов (в вес.%) в разных горных породах

Компоненты, порода	Общее количество анализов	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	—	< 45			> 45			
Al ₂ O ₃	—	>14	10–14	<10	>14	10–14	<7–10	<7
Магматические породы (все)	77	12	26	4	1	4	12	17
Метаморфические породы								
Зеленые сланцы	63	3	27	5	1	7	6	14
Амфиболиты	290	49	133	27	4	37	25	15
Гранулиты	96	10	68	11	2	3	4	—
Эклогиты	4	2	1	1	—	—	—	—
Контактовые породы	66	11	23	11	—	8	1	11
Всего анализов	596	88	278	59	6	59	46	60
Содержание каждого типа, %	100	15	47	10	1	10	7	10

о разделении роговой обманки на типы с разным содержанием этих окислов, причем, кроме разницы в составе, такие типы отличаются еще и условиями образования.

Если разделить роговые обманки по радикалам [Si–Al–O] их кристаллохимических формул, получаются 4 группы: [Si₇Al₁O₂₂], [Si_{6,5}Al_{1,5} · O₂₂], [Si₆Al₂O₂₂] и [Si_{5,5}Al_{2,5}O₂₂]. Обработка материала показала, что 72% всех рассмотренных анализов роговой обманки содержат 45% SiO₂ и только 28% — от 45 до 52%. По содержанию Al₂O₃ роговые обманки разделились на 3 подгруппы или типа: Al₂O₃ > 14%, Al₂O₃ = 10–14% и Al₂O₃ < 10%. Наибольшим распространением пользуются роговые обманки, содержащие Al₂O₃ от 10 до 14%.

При таком разделении выделяются 7 типов роговой обманки, которые распределяются по горным породам (табл. 2). Типы имеют следующие преобладающие содержания Si и Al в формулах: I и II типы между — [Si_{5,5}Al_{2,5}O₂₂] и [Si_{6,5}Al_{1,5}O₂₂]. Типы V и III — большей частью — [Si_{6,5}Al_{1,5}O₂₂], а типы IV, VI и VII — преимущественно — [Si₇Al₁O₂₂].

I т и п. SiO₂ < 45%, Al₂O₃ > 14%. Высокоглиноземистая роговая обманка магматических пород габбро-гипербазитовых формаций — высокотемпературный, первичный магматический цветной минерал, образующийся в условиях наличия свободных ионов OH⁻. Ассоциирует с пироксенами, оливином, основными плагиоклазами, часто образуя с ними пойкилитовые сростания. Обладая сравнительно малой железистостью¹, преимущественно отличается бледной, буровато-зеленой окраской. При высоких температу-

¹ Железистость рассчитывается по В.С. Соболеву [38], мол. %: $f = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)100 / (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})$.

рах теряет воду и переходит в пироксен. При низких температурах замещается более поздней роговой обманкой, актинолитом, биотитом, хлоритом. Под влиянием регионального метаморфизма долго сохраняется, как реликтовый, подвергаясь, в конце концов, замещению роговой обманкой VI или VII типа, актинолитом, биотитом, хлоритом. Реликты ее в породах фации зеленых сланцев могут служить доказательством ортопроисхождения первоначальной породы. В амфиболитах и сланцах Сен-Готтардского массива в Альпах она ассоциирует то с олигоклазом, то с андезином, хлоритом, эпидотом, биотитом. В породах актинолитовой и гранулитовой фаций, в скарнах и различных контактовых зонах роговая обманка I типа образуется сравнительно редко: при достаточном количестве свободных ионов глинозема и извести, в условиях высокотемпературного прогрессивного метаморфизма, часто вместе с диопсидом, в тесном с ним сростании, и с пироксенами чарнокитов. По сравнению с I типом роговой обманки магматических пород здесь она беднее магнием, богаче железом и титаном. Средняя кристаллохимическая формула I типа (88 ан.): $(Ca_{1,75}Na_{0,49}K_{0,18})_{2,42}(Mg_{2,28}Mn_{0,02}Fe_{1,37}^{2+}Fe_{0,53}^{3+} \cdot Ti_{0,10}Al_{0,70})_5 [Si_{6,0}Al_{2,0}]_8 (O_{21,77}OH_{0,23})_{22} (OH_{1,98}F_{0,02})_2$.

II тип. $SiO_2 < 45\%$, $Al_2O_3 = 10-14\%$. Наиболее широко распространена обыкновенная роговая обманка всех пород основной и средней магмы. Образуется она при более поздней магматической кристаллизации. В основных породах и гипербазитах замещает пироксен и роговую обманку I типа, что видно по реакционным каймам. Отличается от I типа значительно более интенсивной зеленой или буровато-зеленой окраской с резким плеоризмом. Роговая обманка является типоморфной для всех пород регионального (начиная с амфиболитовой фации) и контактового метаморфизма. Вместе с близкой ей по составу роговой обманкой V типа составляет 43% всех анализов роговой обманки фации зеленых сланцев, 48% амфиболитовой, 71% гранулитовой фации и 36% всей роговой обманки контактовых пород. По сравнению с I типом здесь такое же количество кремнезема, но меньше алюминия, что сказывается на величине Al. Увеличивается процент содержания железа и титана, а так же и извести.

Средняя формула анализов II типа (278 ан.): $(Ca_{1,83}Na_{0,45}K_{0,18})_{2,46} \cdot (Mg_{2,25}Mn_{0,02}Fe_{1,70}^{2+}Fe_{0,56}^{3+}Ti_{0,05}Al_{0,31})_5 [(Si_{6,22}Al_{1,78})_8 (O_{21,67} \cdot OH_{0,33})_{22}] (OH_{1,88}F_{0,12})_2$.

V тип. $SiO_2 > 45\%$, $Al_2O_3 = 10-14\%$. Распространен сравнительно мало. В небольшом количестве встречается всюду, вместе с роговой обманкой II типа больше всего в амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Обладает той же зеленой окраской, что и роговая обманка II типа. По существу, это та же среднеглиноземистая роговая обманка II типа. Вся разница в немного повышенном, до 48%, содержании кремнезема. Средняя формула (59 ан.): $(Ca_{1,78}Na_{0,40}K_{0,08})_{2,26}(Mg_{2,74}Mn_{0,03} \cdot Fe_{1,20}^{2+}Fe_{0,34}^{3+}Ti_{0,09}Al_{0,60})_5 [(Si_{6,63}Al_{1,37})_8 (O_{21,77}OH_{0,23})_{22}] \cdot (OH_{1,90}F_{0,10})$. Это уже подгруппа не с радикалом $Si_6Al_2O_{22}$, а — $Si_{6,5}Al_{1,5}O_{22}$. Часть алюминия перешла в октаэдрическую позицию, уменьшился средний процент содержания железа, титана, извести, увеличилось количество магния и фтора.

VI тип. $SiO_2 = 45-48\%$, $Al_2O_3 = 7-10\%$. Малоглиноземистая роговая обманка, встречающаяся во многих породах, но составляющая только

7% от общего числа анализов. В гипербазитах и габбро это позднематматический и магмато-пнейматолитический минерал, замещающий пироксен и более высокую роговую обманку I и II типов. Роговая обманка процессов гибридызма и гранитизации из сиенитов, кварцевых диоритов и гранодиоритов встречается во всех фациях регионального метаморфизма, но совсем не развита в контактовых породах. Е.А. Кузнецов [23] и Е.В. Свешникова [35] в своих работах по Уралу неоднократно отмечают одновременное присутствие в породах нескольких генераций роговой обманки. Средняя формула VI типа (46 ан.): $(Ca_{1,83}Na_{0,37}K_{0,11})_{2,31} \cdot (Mg_{2,82}Mn_{0,04}Fe_{1,31}^{2+}Fe_{0,55}^{3+}Ti_{0,10}Al_{0,18})_5 [(S_{6,75}Al_{1,25})_8O_{22}] \cdot (OH_{1,86}O_{0,10}F_{0,04})_2$.

VII тип. $SiO_2 > 47\%$, $Al_2O_3 < 7\%$. Самая кислая и самая бедная глиноземом низкотемпературная роговая обманка процессов гипергенеза и гидротермального минералообразования — вторичный минерал всех магматических пород нормального ряда. Серия ее анализов в гранитоидах и гранитах наводит на мысль, что первичной магматической роговой обманки в гранитах не бывает. Кислая магма кристаллизуется в виде аляскинки, гранититов, аплитов. Роговая обманка в гранитах признак наложенных, более поздних процессов, близких метасоматозу. Минерал VII типа очень широко распространен в контактовых породах и в эпидотовых амфиболитах фации зеленых сланцев. В амфиболитовой фации он встречается реже, а в гранулитовой — отсутствует вовсе. Средняя формула (60 ан.): $(Ca_{1,81}Na_{0,32}K_{сл.}Mn_{0,05})_{2,29} (Mg_{3,27}Fe_{1,12}^{2+}Fe_{0,35}^{3+}Ti_{0,05}Al_{0,23})_5 \cdot [(Si_{7,16}Al_{0,84})_8(O_{21,80}OH_{0,11})_{22}] (OH_{1,97}F_{0,03})_2$, относится к подгруппе с радикалом $[Si_7Al_1O_{22}]$.

III и IV типы. $SiO_2 < 45\%$, $Al_2O_3 < 10\%$; $SiO_2 > 45\%$ и $Al_2O_3 > 14\%$. Сочетание одновременно низкого или высокого содержания и SiO_2 и Al_2O_3 роговой обманке не свойственно и требует каких-то особых условий генезиса, поэтому оба типа встречаются гораздо реже, чем остальные. III тип встречается в тех же породах, что и II, но в 4,5 раза реже в условиях свободного содержания ионов железа и титана, восполняющих недостаток Al и Si. Чаще всего встречается в гранулитовой фации и в породах контактового метаморфизма. Обычно высокожелезистого титана содержится 2–3%, а в гранито-гнейсах Станового хребта до 7% [18], если только это не примесь титаномангнетита в анализе амфибола. Средняя формула (59 ан.): $(Ca_{1,80}Na_{0,47}K_{0,18})_{2,45} (Mg_{1,66}Mn_{0,66}Fe_{2,16}^{2+}Fe_{0,76}^{3+}Ti_{0,36})_5 (Si_{6,34}Al_{1,62}Fe_{0,04}^{3+})_8O_{22} (OH_{1,93}O_{0,04}F_{0,03})_2$, подгруппа $[Si_{6,5}Al_{1,5}O_{22}]$.

IV тип. Встречен только в 6-ти из всей массы анализов роговой обманки. Один анализ из гипербазитов Гренландии (Фискернес) (Розенбуш, 1934) отличается от I типа только повышенным до 49% содержанием SiO_2 (возможно просто примесь вторичного кварца?). Остальные 5 из амфиболитов разных фаций регионального метаморфизма. Это наиболее кислая роговая обманка, относящаяся к подгруппе $[Si_{7,5}Al_{0,5}O_{22}]$, бедная магнием, богатая Al, Fe и кислородом. Формула (5 ан.): $(Ca_{1,45} \cdot Na_{0,39}K_{0,14})_{1,98} (Mg_{1,18}Mn_{0,02}Fe_{1,48}^{2+}Fe_{0,32}^{3+}Ti_{0,13}Al_{1,87})_5 [(Si_{7,19} \cdot Al_{0,81})_8O_{22}] (O_{1,07}OH_{0,93})_2$.

У. Харри [55], а потом И. Дир, Р. Хауи и Дж. Зусман (1965 г.) так же подразделяют роговые обманки по 3-м стадиям кристаллизации. Их ста-

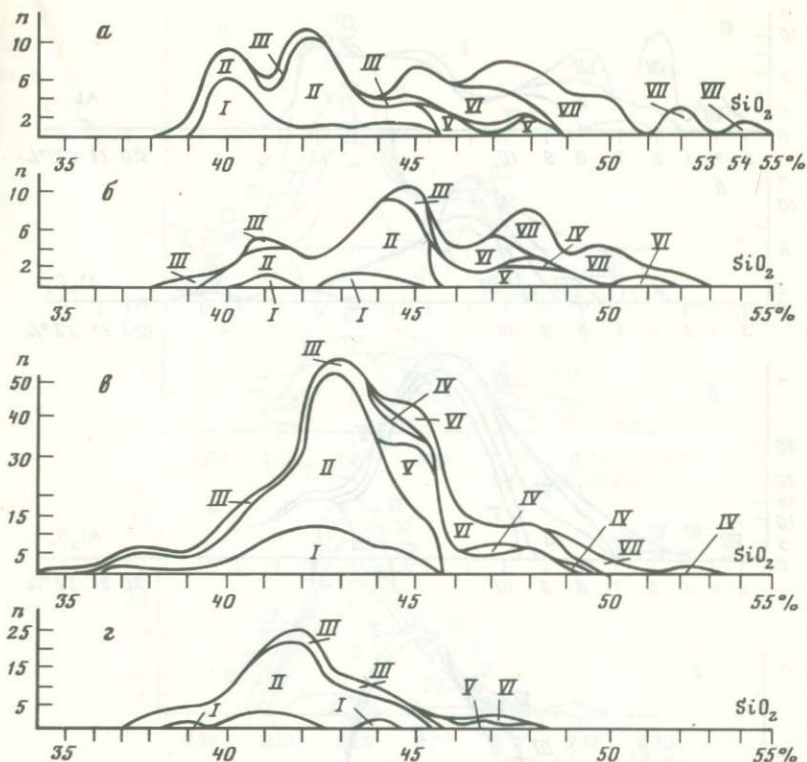


Рис. 1. Соотношение разных типов роговой обманки по содержанию кремнезема (в мас. %)

а — для магматических пород (77 ан.), б — для пород фации зеленых сланцев (63 ан.), в — для пород альмандин-амфиболитовой фации (290 ан.), г — для пород гранулитовой фации (96 анализ.); I-VII — выделенные типы роговых обманок; n — число измерений, отложенное по оси ординат

дии, I, II и III, полностью совпадают с предлагаемым в этой работе разделением на типы: I, IV; III, V; VI, VII.

На статистических графиках (рис. 1-3), построенных на содержании SiO₂, Al₂O₃ и щелочности, для роговой обманки магматических пород и фаций регионального метаморфизма хорошо видно взаимное расположение типов, максимальные "пики" частоты случаев содержания для каждого типа. Вследствие несоразмерно большого количества анализов роговой обманки амфиболитовой фации пришлось для графиков этой фации уменьшить вертикальный масштаб в 2,5 раза, а на графике щелочности (см. рис. 3) разделить анализы отечественные и зарубежные.

Щелочность роговой обманки, особенно в сравнении со всеми другими амфиболами, удобнее всего изображать в виде отношения $(Na_2O + K_2O) / CaO$ в вес.% окислов. У роговой обманки интервал нормальной величины щелочности 0,10-0,35. Меньше 0,10 величина, характерная для очень бедных щелочами тремолита и актинолита, а больше 0,35 щелочность, характерная для роговой обманки с признаками влияния щелочного (Na) метасоматоза.

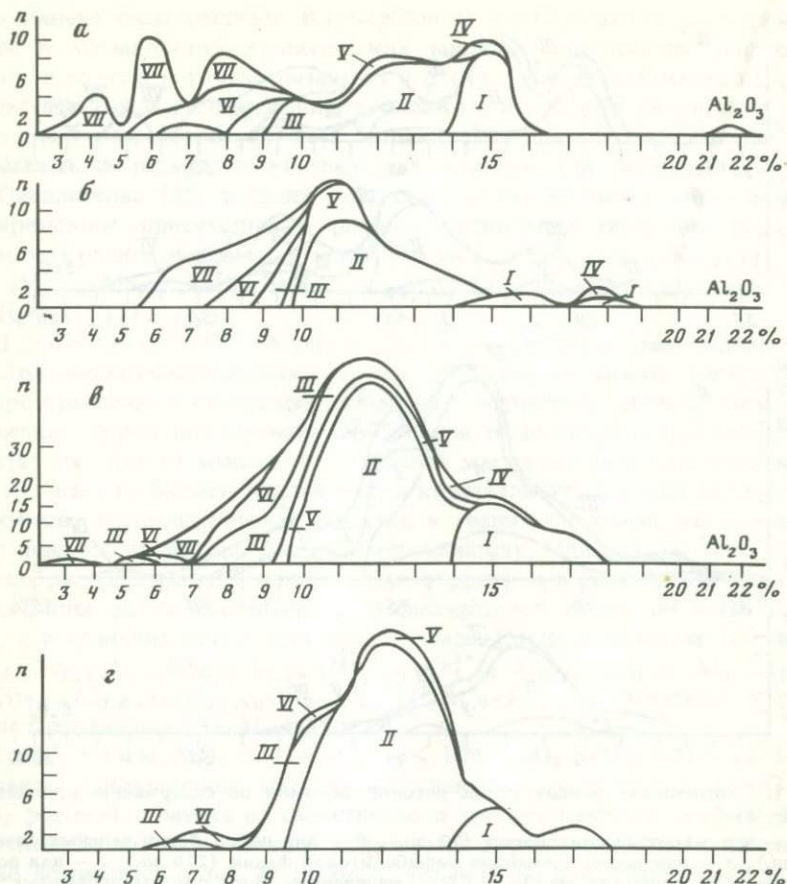


Рис. 2. Соотношение разных типов роговой обманки по содержанию глинозема (в вес. %). (Условные обозначения см. рис. 1).

В табл. 3 приведены интервалы колебаний химического состава роговой обманки разных типов в весовых процентах окислов и в числах атомов на формульную единицу.

Кристаллы роговой обманки призматические, обычно с хорошо развитыми боковыми гранями и плохо выраженными конечными. У наиболее богатого алюминием минерала форма короткопризматическая, как у пироксена (типы I, IV, частично II). Чем меньше алюминия, тем больше вытягиваются кристаллы по оси *c*, переходя в столбчатые. Спайность совершенная по призме (110), под углом 124° или 56° и несовершенная по (001). Цвет темный, коричневатый, или зеленоватый, до черного. Блеск не сильный, шелковистый, на изломах — стеклянный. Черта зеленая, редко — буроватая. Твердость — 5,5–6, удельный вес — 3,01–3,35.

Оптические свойства колеблются довольно широко. Интервалы колебаний: $N_g = 1,635\text{--}1,730$; $N_m = 1,620\text{--}1,710$; $U_p = 1,610\text{--}1,690$; $N_g - N_p = 0,010\text{--}0,038$; $2V_{Np} = 46\text{--}90^\circ$. В контактовых породах у III типа бывает

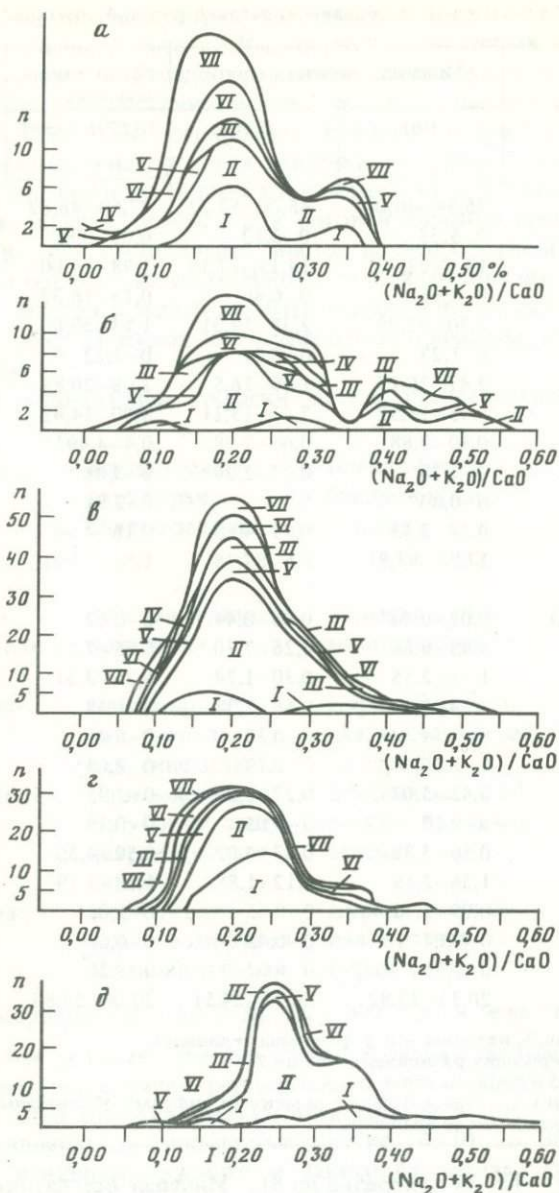


Рис. 3. Соотношение разных типов роговой обманки по характеру щелочности (в вес. %)

a — для магматических пород (77 ан.), *б* — для пород фации зеленых сланцев (63 ан.), *в* — для пород альмандин-амфиболитовой фации (в анализах районов СССР — 180 ан.), *г* — для пород альмандин-амфиболитовой фации (в анализах зарубежных стран — 110 ан.), *д* — для пород гранулитовой фации (96 ан.); I—VII — выделенные типы роговых обманок; n — число измерений, отложенное по оси ординат

Т а б л и ц а 3. Интервалы колебаний роговой обманки*

Компоненты	Высокоглиноземистая		Среднеглиноземистая	Малоглиноземистая
	I(8)	IV(6)		
SiO ₂	36,34–46,00	45,00–52,22	37,60–48,82	35,14–53,84
TiO ₂	0–5,33	0–3,12	0,03–3,80	0,7–1,7
Al ₂ O ₃	14,0–22,73	14,15–17,50	9,98–14,00	2,68–9,96
Fe ₂ O ₃	0–8,66	0–6,46	0,18–18,37	0–17,18
FeO	3,30–22,99	2,38–19,31	1,13–30,00	0–29,20
MnO	0–1,23	0–0,41	0–3,22	0–2,63 ² *
MgO	2,47–20,17	1,66–16,5	2,08–20,85	0,90–23,37
CaO	8,45–13,52	7,41–13,11	8,00–14,42	7,99–14,61
Na ₂ O	0,80–3,88	0,06–2,28	0,4–4,49 ³ *	0–4,96
K ₂ O	0–3,23	0,27–2,26	0–3,08	0–2,70
F	0–0,80	0	0–2,91	0–1,52
H ₂ O ⁺	0,28–3,45	0,99–4,60	0,16–4,04	0,06–3,94
FeO/(FeO+MgO+ + Al ₂ O ₃)	17,90–83,81	6,6–87,38	1,88–87,61	5,71–94,61
(Na ₂ O+K ₂ O)/CaO	0,02–0,44	0,06–0,44	0–0,67	0,02–0,49
Si	5,45–6,66	6,26–7,70	5,65–7,25	5,69–7,95
Al ^{IV}	1,34–2,55	0,30–1,74	0,75–3,31	0,05–1,96
Al ^{VI}	0,24–1,91	0,68–2,32	0–1,38	0–1,62
Ti	0–0,34	0–0,33	0–0,41	0–0,88
Fe ³⁺	0–1,00	0–0,73	0–2,09	0–1,79
Fe ²⁺	0,42–3,07	0,27–2,29	0–2,95	0–3,90
Mn	0–1,16	0–0,05	0–0,19	0–0,17
Mg	0,56–3,38	0,37–4,02	0,52–4,35	0,13–4,71
Ca	1,36–2,19	1,12–1,88	1,23–2,19	1,31–2,42
Na	0,05–1,12	0–0,65	0–1,08	0–1,29
K	0–0,64	0–0,42	0–0,60	0–0,53
F	0–0,36	0	0–1,26	0–0,72
O	20,33–23,82	20,73–24,51	20,00–23,88	20,10–24,99

* Окислы – в мас.%, катионы – в формульных единицах.

² В марганецсодержащих разновидностях до 7%.

³ В жадеитах до 5,12%.

П р и м е ч а н и е. Здесь и далее: римскими цифрами обозначены типы роговой обманки; в скобках – число анализов.

27–29°¹; $cNg = 13–34^\circ$ (изредка до 8). Минерал всегда оптически отрицательный.

Установлено, что больше всего на оптические свойства влияет содержание железа, затем – титана, магния, марганца, щелочей, меньше всего – алюминия. В прямой пропорциональности изменяются показатели преломления и удельный вес, в обратной – только 2V.

Плоскость оптических осей всегда (010) и $Nm \parallel b$. Удлинение положитель-

¹ В разных справочниках (Бетехтин, 1950; Трегер, 1958) границы вариаций величины Ng и Np даны по-разному.

ное. Иногда заметна дисперсия оптических осей, обычно $r > v$. Окраска под микроскопом бывает разная. Выделяются 5 цветовых разновидностей роговой обманки: 1) бледноокрашенная, светло-бурая, характерная для очень основной, высокоглиноземистой роговой обманки гипербазитов I, реже II типа. Она слабо плеохроирует и иногда не сразу отличима от пироксена. Светло-зеленая роговая обманка по цвету близка актинолиту, характерна для наиболее бедных глиноземом VI и VII типов; 2) зеленая или буровато-зеленая, обычная для роговой обманки средней железистости; 3) темно- или густо-зеленая, иногда до непрозрачной, отличает роговую обманку богатую железом. Иногда, по оси Ng появляются синие оттенки; 4) сине-зеленая, средней густоты окраски, по оптическим свойствам близкая зеленой; 5) бурая, или красновато-коричневая, встречается сравнительно редко.

По осям индикатрисы окраски всегда распределяются следующим образом:

1. Бледноокрашенная	Бледно-зелено-вато-бурая, бледно-зеленая	Бледно-бурая, бледно-буровато-зеленая	Бесцветная, бледно-соломенно-желтая до бесцветного
2. Зеленая и буровато-зеленая	Зеленая, травяно-зеленая	Зеленая, с бурыми оттенками	Бледно-зеленая, соломенно-желтая
3. Густо-зеленая	Оливково-зеленая, густо-зеленая, сине-зеленая	Бурая, буровато-зеленая, густо-зеленая до черной	Светло-зеленоватая, соломенно-желтая
4. Сине-зеленая	Сине-зеленая, голубовато-зеленая, зеленовато-синяя	Зеленая всех оттенков, буровато-зеленая	Бледно-зеленая, соломенно-желтая, бесцветная
5. Коричневая	Коричневато-красновато-бурая, зеленовато-бурая	Бурая, темно-бурая, красновато-бурая	Соломенно-желтая

Схема абсорбции: $Ng > Nm > Np$ $Ng = Nm > Np$ и реже $Nm > Ng > Np$

Сине-зеленая роговая обманка распространена главным образом среди низкотемпературных фаций регионального метаморфизма. Мнение о происхождении этой окраски высказывали многие авторы. Одни [23] связывали это явление со щелочностью, другие [4, 10, 25, 38, 45] — с одновременным влиянием окисного и закисного железа. Этот вопрос еще требует своего разрешения. Устанавливали также, что зеленая роговая обманка при нагревании становится коричневой [18], что отражалось и на показателях преломления.

В табл. 4 приведены интервалы колебания оптических свойств для роговой обманки разного цвета.

В основном самые низкие показатели преломления отличают бледно-зеленую окраску, самые высокие — густо-зеленую. У зеленой, сине-зеленой и коричневой роговой обманки и показатели преломления и железистость более или менее одинаковы.



Т а б л и ц а 4. Оптические свойства роговой обманки разного цвета

Окраска	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V_{N_p},^\circ$	$cN_g,^\circ$	D
Бледная	1,635–1,674	1,610–1,658	0,015–0,029	59–90	6–35	3,00–3,18
Зеленая	1,660–1,710	1,634–1,684	0,011–0,033	58–89	23,38–70	3,15–3,35
Сине-зеленая	1,652–1,702	1,632–1,680	0,013–0,033	43–84	27,38–70	3,18–3,24
Коричневая	1,660–1,700	1,645–1,690	0,012–0,030	58–89	24,59–65,4	3,16–3,26
Густо-зеленая	1,673–1,730	1,650–1,690	0,012–0,027	46–88	40,0–91,82	3,17–3,25

Роговая обманка магматических пород. В магматических породах роговая обманка широко распространена почти во всех разновидностях, начиная от почти мономинеральных горнблендитов и некоторых прожилковидных проявлений основного состава до различных лейкократовых пород, где она составляет небольшой процент состава. Вместе с пироксенами и плагиоклазами роговая обманка составляет до 60% различных гипербазитов и габбро, широко развита в диоритах.

Самой основной, высокоглиноземистой роговой обманкой I типа является роговая обманка основных лав. Она известна в базальтах Баварии, Саксонии, Богемии, в андезитах Эйзенбюля и андезито-дацитах Закарпатья. Имеющиеся два ее анализа из Сейгертауэна в Баварии (Дир и др.) и из Чернозии (Дэна, 1920) показывают очень основной состав. Средняя формула: $(Ca_{1,74}Na_{0,38}K_{0,20})_{2,32}(Mg_{2,77}Fe_{0,99}^{2+}Fe_{0,44}^{3+}Ti_{0,10}Al_{0,70})_5 \cdot [(Si_{5,69}Al_{2,31})_8(O_{21,15}OH_{0,85})_{22}](OH)_2$; $f - 34$ и 43% , средняя железистость ($f_{ср.}$) – 38 мол.%.

В эффузивных горных породах, при застывании лавы роговая обманка вкрапленников, взаимодействуя с кислородом воздуха, окисляется по периферии или целиком, превращаясь в непрозрачную, темно-бурую массу, известную под названием опацит. Такие окисленные роговые обманки путают с базальтической роговой обманкой, хотя с ней они ничего общего не имеют. А. Винчелл полагает, что термин "базальтическая роговая обманка" вообще лишний, что это окисленная роговая обманка (Oxyhornblende). Далее мы увидим, что это мнение ошибочно. Базальтическая роговая обманка существует, отличается рядом оптических признаков и известна прежде всего в щелочных породах: фonoлитах и лейцитовых базальтах.

В горнблендитах и пироксенитах присутствует роговая обманка преимущественно I типа. Она несколько кислее, беднее алюминием, имеет незначительно больше титана, Fe^{2+} и извести. Средние формулы: в горнблендитах (3 ан.) – $(Ca_{1,79}Na_{0,74}K_{0,12})_{2,65}(Mg_{2,83}Mn_{0,01}Fe_{1,10}^{2+}Fe_{0,43}^{3+}Ti_{0,14}Al_{0,49})_5 [(Si_{6,0}Al_{2,0})_8(O_{21,40}OH_{0,60})_{22}](OH)_2$; $f = 35,75$ мол.%. (северный Урал и хр. Джугджур) [39]; в пироксенитах (3 ан.) – $(Ca_{1,93}Na_{0,42}K_{0,12})_{2,47}(Mg_{3,14}Mn_{0,01}Fe_{0,85}^{2+}Fe_{0,40}^{3+}Ti_{0,15}Al_{0,45})_5 \cdot [(Si_{5,91}Al_{2,09})_8(O_{21,35}OH_{0,65})_{22}](OH_{1,97}F_{0,03})_2$; $f - 28,39$ мол.%.

В пироксенитах роговая обманка обычно количественно уступает пироксену. Форма кристаллов в основном короткопризматическая, окраска бледная.

Роговая обманка I типа, встречающаяся в габбро, близка по составу к горнблендитовой. Ее формула (4 ан.) из разных стран — СССР (Урал), Индии, Италии, Пакистана, США (штат Онтарио): $(\text{Ca}_{1,83}\text{Na}_{0,54}\text{K}_{0,16})_{2,53} \cdot$

$(\text{Mg}_{2,80}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,14}^{2+}\text{Fe}_{0,36}^{3+}\text{Al}_{0,31})_5 [(\text{Si}_{6,01}\text{Al}_{1,99})_8 (\text{O}_{21,87} \cdot \text{OH}_{1,13})_{22}] (\text{OH}_{1,96}\text{F}_{0,04})_2; f - 34,96 \text{ мол.}\%$

Широко развитая в габбро-гипербазитовых породах зеленая роговая обманка II типа еще более однообразна, и почти везде одна и та же. В перидотитах (1 ан.) II типа в СССР (Кривой Рог) [21, ан. № 669], Пакистане (Дир и др., с. 274): $(\text{Ca}_{1,81}\text{Na}_{0,32}\text{K}_{0,11})_{2,24} (\text{Mg}_{3,31}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,82}^{2+} \cdot$

$\text{Fe}_{0,50}^{3+}\text{Ti}_{0,15}\text{Al}_{0,20})_5 [(\text{Si}_{6,29}\text{Al}_{1,71})_8 (\text{O}_{21,32}\text{OH}_{0,68})_{22}] (\text{OH})_2; f - 34,92 \text{ мол.}\%$; в габбро (4 ан.) Северного Урала [7, 28] и очень схожий с ними анализ из Альп (Розенбуш, 1934, с. 178): $(\text{Ca}_{1,86}\text{Na}_{0,54}\text{K}_{0,11})_{2,51} \cdot$

$(\text{Mg}_{2,61}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{1,19}^{2+}\text{Fe}_{0,77}^{3+}\text{Ti}_{0,21}\text{Al}_{0,21})_5 [(\text{Si}_{6,09}\text{Al}_{1,91})_8 (\text{O}_{21,46} \cdot \text{OH}_{0,54})_{22}] (\text{OH}_{1,98}\text{F}_{0,02})_2; f - 48,75 \text{ мол.}\%$. Как видим, все формулы относятся к интервалу $[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]$.

Среди роговых обманок габбро-гипербазитов резко выделяется единственная коричнево-зеленая роговая обманка из Индии [21]. Она содержит 9% Al, 65,4% Fe и 3,27% титана.

К роговой обманке II типа в габбро очень близка роговая обманка II типа в монцонитах (по 2-м анализам из Кореи и США (штат Монтана)). Общая формула: $(\text{Ca}_{1,88}\text{Na}_{0,43}\text{K}_{0,32})_{2,63} (\text{Mg}_{1,21}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{2,60}^{2+}\text{Fe}_{0,82}^{3+} \cdot$

$\text{Ti}_{0,13}\text{Al}_{0,22})_5 [(\text{Si}_{6,01}\text{Al}_{1,99})_8 (\text{O}_{21,8}\text{OH}_{0,19})_{22}] (\text{OH}_{1,58}\text{F}_{0,42})_2; f - 86,07 \text{ и } 60,16\%, f_{\text{ср.}} - 73,11 \text{ мол.}\%$.

Роговая обманка II типа в породах среднего состава неодинакова. В собственно диоритах это та же роговая обманка, что и в габбро, ее радикал $[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}]$. Состав (7 ан.): $(\text{Ca}_{1,78}\text{Na}_{0,43}\text{K}_{0,18} (\text{Mg}_{2,51}\text{Mn}_{0,03} \cdot$

$\text{Fe}_{1,73}^{2+}\text{Fe}_{0,41}^{3+}\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,20}) [(\text{Si}_{0,13}\text{Al}_{1,87})_8 (\text{O}_{21,40}\text{OH}_{0,60})_{22}] (\text{OH}_{7,82} \cdot$

$\text{F}_{0,18})_2; f - 45,83 \text{ мол.}\%$. Она отличается только несколько повышенным содержанием фтора.

В кварцевых диоритах, гранодиоритах, гранитоидах, в роговой обманке II типа постепенно повышается содержание SiO_2 до интервала $\text{Si}_{6,5}\text{Al}_{1,5}$. Средние формулы в кварцевых диоритах (3 ан.): $(\text{Ca}_{1,54}\text{Na}_{0,39}\text{K}_{0,18} \cdot$

$\text{Mn}_{0,03})_{2,14} (\text{Mg}_{2,07}\text{Mn}_{0,03}\text{F}_{1,66}^{2+}\text{Fe}_{0,60}^{3+}\text{Ti}_{0,16}\text{Al}_{0,38})_5 [(\text{Si}_{6,27} \cdot$

$\text{Al}_{1,79})_8 (\text{O}_{21,24}\text{OH}_{0,76})_{22}] (\text{OH}_{1,98}\text{F}_{0,02})_2; f - 50,42 \text{ мол.}\%$. В гранодиоритах (2 ан.): $(\text{Ca}_{1,71}\text{Na}_{0,40}\text{K}_{0,18})_{2,29} (\text{Mg}_{2,24}\text{Mn}_{0,22}\text{Fe}_{1,70}^{2+}\text{Fe}_{0,44}^{3+} \cdot$

$\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,28})_5 [(\text{Si}_{6,45}\text{Al}_{0,55})_8 (\text{O}_{21,41}\text{OH}_{0,59})_{22}] (\text{OH})_2; f - 48,59 \text{ мол.}\%$ В гранитоидах II тип роговой обманки определен только в высокожелезистом норалите из Норы, в Норвегии (Дэна, 1920): $\text{Ca}_{1,81} \cdot$

$(\text{Mg}_{0,52}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{3,84}^{2+}\text{Al}_{0,66})_5 [(\text{Si}_{6,44}\text{Al}_{1,56})_8 (\text{O}_{20,66}\text{OH}_{1,34})_{22}] \cdot$

$(\text{OH})_2; f - 87,60 \text{ мол.}\%$ и в еще более кислой роговой обманке из тоналита США (штат Айдахо): $(\text{Ca}_{1,90}\text{Na}_{0,27}\text{K}_{0,14})_{2,31} (\text{Mg}_{2,27}\text{Mn}_{0,04} \cdot$

$\text{Fe}_{1,61}^{2+}\text{Fe}_{0,37}^{3+}\text{Ti}_{0,17}\text{Al}_{0,54})_5 [(\text{Si}_{6,60}\text{Al}_{1,40})_8 \text{O}_{22}] (\text{OH}_{1,94}\text{O}_{0,06})_2; f - 45,27 \text{ мол.}\%$.

Роговая обманка V типа, отличающаяся повышенным содержанием SiO_2 при средней глиноземистости, встречена среди роговых обманок

гранодиорита только один раз около пос. Хорлуши Челябинской области [45]. Она содержит 47% SiO₂, 13 Al₂O₃ и имеет 39% железистости. Формула (Ca_{1,72}Na_{0,24}K_{0,09})_{2,05}(Mg_{2,34}Mn_{0,03}Fe_{1,12}²⁺Fe_{0,44}³⁺Al_{1,03})₅ · [(Si_{6,77}Al_{1,23})₈O₂₂](OH_{1,27}O_{0,73})₂.

Среди измененных гидротермальными процессами гипербазитов и габбро иногда встречается роговая обманка V типа, ведущая себя в этих породах как вторичная, замещающая роговые обманки I и II типов и образующаяся по пироксенам, вроде уралита. Средняя формула (3 ан.): (Ca_{1,69} · Na_{0,44}K_{0,04})_{2,17}(Mg_{3,34}Mn_{0,01}Fe_{0,84}²⁺Fe_{0,21}³⁺Ti_{0,10}Al_{0,50})₅ [(Si_{6,50} · Al_{1,50})₈(O_{21,59}OH_{0,41})₂₂](OH)₂ — из Калифорнии (США) (Розенбуш, 1934), Японии [19, ан. № 565] и с р. Лагорты на Северном Урале [29]. Интервал [Si_{6,5}Al_{1,5}O₂₂]; *f* — 18–29? мол.%, а Al₂O₃ — 10–14%, т.е. много больше, чем в роговой обманке VI и VII типов. Как видим, она довольно близка роговой обманке из Хорлушей.

В противоположность V типа также очень редкая в магматических породах роговая обманка III типа занимает как бы промежуточное положение между высокоглиноземистыми роговыми обманками II и V типов и малоглиноземистыми VI и VII типов. Она всегда отличается высокой железистостью: 65–75 мол.% и часто имеет повышенное до 3,5% содержание титана. Такая роговая обманка III типа встречена 3 раза: в верховьях Енисея, руч. Каа-Хема [10]¹, в кварцевых диоритах; в дайках гранодиорит-порфира, секущих монзониты Каджарана, в Армении (исследования автора) и в гранодиоритах Тузу, в Японии (Дир, 1965, с. 309). Состав этих роговых обманок очень разный. Их формулы: с Каа-Хема — (Ca_{1,72}Na_{0,37}K_{0,09})_{2,18}(Mg_{1,12}Mn_{0,03}Fe_{1,66}²⁺Fe_{1,79}³⁺Ti_{0,36} · Al_{0,04})₅ [(Si_{6,43}Al_{1,57})₈O₂₂](OH_{1,04}O_{0,88}F_{0,08})₂; *f* — 75,05 мол.%; из Армении — (Ca_{1,95}Na_{0,32}K_{0,18})_{2,45}(Mg_{2,96}Mn_{0,04}Fe_{1,18}²⁺Fe_{0,65}³⁺Ti_{0,17})₅ · [(Si_{6,65}Al_{1,32}Fe_{0,03}³⁺)O₂₂](OH_{1,72}O_{0,28})₂; *f* — 38,24 мол.%; из Японии — (Ca_{1,82}Na_{0,30}K_{0,12})_{2,24}(Mg_{1,27}Mn_{0,17}Fe_{2,92}²⁺Fe_{0,27}³⁺Ti_{0,22}Al_{0,15})₅ · [(Si_{6,54}Al_{1,46})₈(O_{21,46}OH_{0,54})₂₂](OH)₂; *f* — 68,95 мол.%.

В описаниях роговой обманки магматических комплексов авторы сходятся на том, что постоянно в породах присутствуют несколько ее типов, различающихся не столько парагенетически, сколько цветом, составом, показателями преломления. Подчеркивается большая роль инъекционных и метасоматических процессов, накладывающихся на магматические фазы [23, 30, 35].

Более поздняя малоглиноземистая роговая обманка с повышенным содержанием кремнезема (46–58%) развивается преимущественно в средних и кислых породах: в сиенитах, кварцевых диоритах и различных гранитоидных породах — роговая обманка VI типа, связанная с процессами метасоматоза, гранитизации, пнейматолиза и другими, а затем, еще более поздняя, связанная с гидротермальными процессами, — роговая обманка VII типа.

¹ И.В. Гинзбург описала эту роговую обманку как базальтическую, но по мнению автора, для базальтической здесь слишком мало Al и слишком много Si; не подходят и оптические свойства.

Для нормальных гранитов роговая обманка как первичный цветной минерал не типична. Присутствие ее в граните — признак более сложных, не чисто магматических путей образования породы. В гранитах встречается только роговая обманка VI и XII типов, т.е. наиболее кислая, богатая кремнеземом и бедная алюминием (4–10%), с низким содержанием железа и титана, часто с преобладанием калия над натрием.

В обоих типах очень четко выделяются 2 разновидности: зеленая с железистостью 30–50 мол.% и бледно-зеленая с низкой железистостью до 30 мол.%.

Самая основная, среднежелезистая роговая обманка VI типа, содержащая 45–46% SiO_2 и от 5 до 9,5% Al_2O_3 встречается повсеместно в сиенитах, кварцевых диоритах, дацитах, гранодиоритах и различных гранитоидах. Средняя формула (на 8 ан.): $(\text{Ca}_{1,85}\text{Na}_{0,30}\text{K}_{0,09})_{2,14}(\text{Mg}_{2,81}\text{Mn}_{0,05} \cdot \text{Fe}_{1,42}^{2+}\text{Fe}_{0,55}^{3+}\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,05})_3[(\text{Si}_{6,72}\text{Al}_{1,28})_8(\text{O}_{21,80}\text{OH}_{0,20})_{22}](\text{OH}_{1,92} \cdot \text{F}_{0,06}\text{Cl}_{0,02})_2$; f — 40,91 мол.%. Маложелезистая, бледно-зеленая роговая обманка VI типа отмечена (Дэна, 1920; Дир и др., 1965, табл. 40) в породах габбро-гипербазитовой формации. Она немного богаче кремнеземом, чем зеленая: SiO_2 — 47,4–48,7%; Al_2O_3 — 7–9,5%; f — 26,3–30,2 мол.%. Формула (3 ан.): $(\text{Ca}_{1,85}\text{Na}_{0,56}\text{K}_{0,02})_{2,43}(\text{Mg}_{3,26}\text{Mn}_{0,01} \cdot \text{Fe}_{1,14}^{2+}\text{Fe}_{0,17}^{3+}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{0,37})_5[(\text{Si}_{6,95}\text{Al}_{1,06})_8(\text{O}_{21,65}\text{OH}_{0,35})_{22}](\text{OH}_{1,97} \cdot \text{F}_{0,03})_2$; f — 28,47 мол.%.

Такая же маложелезистая бледно-зеленая роговая обманка VII типа, содержащая немного больше кремнезема, также распространена среди габбро, гипербазитов, диоритов, гранитоидов, являясь уже типичной вторичной роговой обманкой гидротермальных процессов, ассоциирующей с биотитом и хлоритом. Она содержит 47–50% SiO_2 , 5–9,5 Al_2O_3 , железистость — 5,29%. Формула (7 ан.): $(\text{Ca}_{1,76}\text{Na}_{0,29}\text{K}_{0,10})_{2,15}(\text{Mg}_{3,83} \cdot \text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,72}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,10})_5[(\text{Si}_{7,11}\text{Al}_{0,89})_8(\text{O}_{21,44}\text{OH}_{0,56})_{22}] \cdot (\text{OH})_2$; f — 20,96 мол.%.

Среднежелезистая зеленая роговая обманка VII типа содержит еще больше кремнезема. Ее состав: SiO_2 — 48–53%, Al_2O_3 — 4–7%, железистость — 32–48%. Развита повсюду, как вторичная роговая обманка диоритов и гранитоидов. Ее формула (8 ан.): $(\text{Ca}_{1,83}\text{Na}_{0,30}\text{K}_{0,13})_{2,26} \cdot (\text{Mg}_{2,90}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,31}^{2+}\text{Fe}_{0,58}^{3+}\text{Ti}_{0,13}\text{Al}_{0,05})_5[(\text{Si}_{7,12}\text{Al}_{0,88})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,65} \cdot \text{O}_{0,33}\text{F}_{0,02})_2$; f = 39,29 мол.%.

Пнеймато-гидротермальная роговая обманка почти не содержит фтора, но несколько богаче титаном, чем маложелезистая.

В табл. 5 приведены интервалы колебаний окислов. Состав роговой обманки разных магматических пород в пределах типа почти одинаков. Она повсеместно встречается в крупнозернистых мономинеральных и роговообманково-полевошпатовых пегматоидных обособлениях, среди магматических и метаморфических пород, в пегматитовых жилах, жилах альпийского типа и различных прожилках. Размеры идиоморфных кристаллов часто достигают десятков см, а в пегматитах Ильменского заповедника на Урале — 1 м. Чаще всего минерал крупнозернистых обособлений соответствует составу роговой обманки окружающей породы. Так, среди гипербазитов и габбро в пегматитах распространена высоко-

Т а б л и ц а 5. Интервалы колебаний содержания окислов (в вес.%) в высоко-, средне- и малоглиноземистой роговой обманке различных магматических пород

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
Базальт I (2)	40,09–40,65	0,80–1,17	14,31–22,62	2,44–5,81	7,81–9,05
Пироксенит I (3)	39,86–42,05	1,02–1,68	14,69–15,05	3,21–4,52	6,30–8,21
Горнблендит I (3)	39,88–43,15	0,82–1,69	14,05–15,05	3,48–4,70	7,55–10,91
Перидотит I, II (3)	43,21–44,96	0,23–2,24	10,20–14,90	1,51–6,32	4,05–7,22
IV (1)	76,79	–	15,36	Нет	2,38
Габбро I (4)	39,58–43,82	Сл.–0,68	14,85–16,14	2,38–4,01	3,30–12,38
Горнблендит II (3)	40,14–42,80	1,98–3,80	12,71–13,92	1,21–6,49	9,24–10,70
V (1)	47,71	1,67	12,24	0,81	6,80
Габбро II (5)	39,95–43,34	0–3,69	10,99–13,46	9,40–10,44	7,80–11,94
V (2)	46,06–46,08	0,37–0,77	10,56–13,80	2,26–2,81	6,47–8,30
Норит III (1)	44,10	3,27	9,00	6,23	16,72
Моноцит II (2)	38,92–39,28	0,73–1,51	11,73–12,68	6,77–12,68	14,64–25,85
Диорит II (7)	39,65–43,07	До 2,76	10,05–13,94	0–9,00	8,17–22,22
Кварцевый II (3)	41,44–44,43	1,12–1,74	10,12–13,82	5,12–5,97	13,47–13,68
диорит III (1)	41,35	3,08	8,79	15,29	12,77
Гранодиорит II (2)	42,35–44,34	1,04–1,24	10,42–10,42	2,91–5,00	12,69–14,54
V (1)	47,64	0,29	13,57	4,22	9,49
Гранитоид II (2)	42,00–44,99	До 1,46	11,21–12,0	0–3,33	13,17–30,00
Диорит VI (1)	45,43	1,17	7,96	5,45	10,94
Кварцевый " (2)	45,76–46,66	0,74–1,43	8,80–9,31	4,62–5,32	11,23–13,47
диорит					
Сиенит " (2)	45,0–46,87	1,36–1,37	6,40–8,27	5,46–6,18	10,01–12,33
Гранодиорит (2)	45,15–46,53	0,12 до 1,25	5,94–8,10	2,10–6,30	11,50–12,97
Гранит " (2)	45,73–47,42	До 1,43	6,77–8,42	0–4,94	9,68–10,39
Перидотитовый сланец " (1)	45,87	0,63	8,43	1,94	5,87
Габбро " (2)	48,40–48,71	0,32–1,08	7,27–9,48	2,33–2,44	9,12–9,53
Диорит VII (6)	48,44–53,84	0,57–1,58	3,79–8,13	2,69–6,71	6,57–14,18
Кварцевый " (2)	47,17–47,49	1,21–1,28	4,45–7,07	4,88–7,46	10,69–11,56
диорит					
Гранитоид " (1)	48,11	0,99	5,80	4,71	9,92
Гранит " (4)	47,92–51,69	0,14–1,43	4,17–6,43	2,34–5,45	0–9,83
Пегматит " (2)	49,72–52,00	0,11–0,47	3,03–4,78	2,68–4,48	5,55–5,66
скрещения					
Гипербазит " (1)	50,18	0,39	6,48	1,10	5,48
измененный					
Метасоматит " (1)	49,29	0,23	7,39	3,33	6,68
по габбро					

глиноземистая роговая обманка I, II III, V и VI типов. В гранитных пегматитах среди моноцитов Каджарана, (Армения) роговая обманка с железистостью 37,5% и 6% Al₂O₃ принадлежит к VII типу. К VII же типу относится и общеизвестная роговая обманка из копи № 13 Ильменского заповедника, описанная еще Д.С. Белянкиным [4]; ее состав: 49,72% SiO₂, 4,78 Al₂O₃ и 14,98% MgO. Формула: (Ca_{2,04}Na_{0,85}K_{0,26})_{3,15} × (Mg_{3,33}Mn_{0,05}Fe_{0,72}Fe_{0,51}Ti_{0,05}Al_{0,34})₅[(Si_{7,49}Al_{0,51})₈O₂₂](O_{1,46} × F_{0,54})₂; f – 26,4 мол.%. К ней близка по внешнему виду и по опти-

	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F
–	–	12,40–14,06	10,49–12,55	1,17–1,64	0,65–1,52	Не опр.
0,04–0,09	13,71–15,10	12,06–12,83	0,65–1,54	0,65–0,75	До 0,05	
Сл.–0,07	11,91–14,20	10,46–12,18	1,07–2,62	0,49–0,80	–	
0,07–0,19	15,26–16,05	9,84–13,78	0,79–1,55	0,12–0,92	До 0,05	
Не опр.	20,17	13,11	Сл.	Сл.	–	
Сл.–0,27	11,45–13,54	10,20–11,76	1,22–2,87	0,12–1,93	0–0,80	
0,12–0,26	10,94–14,24	11,36–12,00	1,34–3,19	0,10–0,79	0–0,22	
–	19,37	11,05	Нет	Нет	Нет	
Сл.–0,31	9,66–14,02	10,70–13,06	1,41–2,38	0,02–1,21	До 0,06	
0,15–0,18	14,40–14,78	10,16–12,64	1,62–3,12	0,34–0,39	–	
0,06	6,56	11,15	1,42	0,94	–	
0,09–0,20	2,78–7,86	11,24–11,62	0,50–2,38	1,58–1,69	0,52–1,20	
До 0,59	7,68–18,51	9,25–14,46	1,01–2,49	0–2,27	0–1,40	
0,45–0,60	9,72–10,25	8,91–11,31	1,15–1,71	0,78–1,12	До 0,07	
0,22	4,85	10,33	1,25	0,49	0,18	
0,25–3,22	7,59–12,56	8,95–12,51	0,90–1,81	0,78–0,99	–	
0,30	11,05	11,29	0,55	0,54	–	
0,25–0,31	2,25–10,41	11,00–12,11	0–0,97	Сл.–0,76	–	
0,30	13,16	12,88	1,03	0,54	0,53	
0,43–0,57	11,15–14,08	10,62–10,71	1,03–1,39	0,02–0,26	–	
0,03–0,47	11,43–13,68	11,51–12,12	0,90–1,40	0,75–0,87	0–0,06	
0,45–0,48	13,30–13,87	12,25–12,84	0,66–1,25	0–0,32	До 0,10	
0–0,54	12,32–15,28	11,25–12,95	0,77–2,97	0–1,22	До 0,28	
0,07	21,79	12,22	1,04	0,34	–	
0,10–0,23	14,43–15,86	11,25–11,93	1,16–1,90	0,15–0,17	До 0,23	
0,17–0,65	10,93–19,50	10,32–11,94	0,95–1,52	0,46–0,74	До 0,27	
0,09–0,51	13,06–13,27	11,92–12,17	0,75–1,04	0,49–0,79	До 0,06	
0,44	14,43	11,05	1,42	0,73	–	
0–0,51	13,41–23,37	11,76–12,42	0,75–0,99	0,67–0,99	Сл.	
0,38–0,51	14,98–19,77	12,33–12,73	2,45–2,93	0,69–1,33	До 1,14	
0,23	19,61	12,51	0,74	0,08	–	
0,05	17,50	11,85	1,13	0,41	–	

ческим свойствам зеленая роговая обманка из 15-й копи заповедника [34]. Она содержит 52% SiO₂, 3,03 Al₂O₃ и 19,77% MgO при железистости 15,8 мол.%, вследствие чего она не рассчитывается на амфибол. По-видимому, мы здесь имеем дело с распадом твердого раствора, наличие которого в богатых магнием малоглиноземистых Са-амфиболах установлено довольно отчетливо [1, 26]. По Л.Э. Ротман [34], этот амфибол определен как паргасит с положительным оптическим знаком. Расчет на "смесь" на [Ca₂(MgFe²⁺)₅Si₈O₂₂OH₂] и [Mg₇Si₈O₂₂OH₂] дает 62% роговой обманки и 38% куммингтонита, что объясняет и положительный оптический знак.

Т а б л и ц а 6. Оптические константы роговой обманки магматических пород

Порода	N_g	N_m	N_p
Базальт I (1)	1,710	1,701	1,685
Пироксенит I (3)	1,651–1,685	–	1,648–1,661
Горнблендит I (2)	1,652–1,678	1,630	1,627–1,659
Габбро I (4)	1,654–1,680	1,665–1,671	1,695–1,663
Горнблендит II (3)	1,663–1,694	1,667–1,688	1,645–1,675
Перидотит I, II (3)	1,656–1,682	1,648–1,678	1,640–1,664
Габбро II (3)	1,662–1,685	1,651–1,665	1,647–1,665
V (1)	1,660	1,656	1,644
Норит III (1)	–	–	–
Горнблендит V (1)	1,670	1,656	–
Монзонит II (2)	1,705–1,716	1,688–1,702	1,690
Диорит II (3)	1,675–1,685	1,666–1,680	1,654–1,665
Гранодиорит II, V (4)	1,668–1,681	1,672	1,640–1,650
Кварцевый диорит II, III (4)	1,672–1,677	1,661–1,670	1,646–1,666
Перидотит VI (1)	–	1,655	–
Габбро VI (2)	1,652–1,661	1,642–1,652	1,629–1,638
Диорит и кварцевый диорит VI (2)	1,676	1,668	1,634
Гранодиорит VI (2)	1,673	1,665	1,649–1,652
Гибридный сиенит VI (1)	1,680	–	1,658
Измененный гипербазит VII(1)	1,653	–	–
Габбро VII (1)	1,657	1,646	1,632
Диорит VII (4)	1,664–1,685	1,655–1,669	1,643–1,659
Гранитоид VII (2)	1,670–1,671	1,663	1,643–1,653
Пегматит VII (2)	1,635	1,620	1,615

Табл. 6 приводит имеющиеся данные оптических констант роговой обманки магматических пород. Как видим, они довольно однообразны и всецело подчинены общей железистости, а также и цвету роговой обманки.

Роговая обманка пород регионального метаморфизма. Еще шире, чем в магматических, роговая обманка распространена в различных метаморфических породах. В зависимости от первоначального субстрата породы, от характера условий и степени метаморфизма меняются состав и свойства слагающих породу минералов и в первую очередь – роговой обманки. Вместе с плагиоклазом она является главным минералом амфиболитов, постоянно входит в состав различных сланцев, гнейсов, чарнокитов, роговиков, скарнов и многих других пород [16, 36].

В основной ткани метаморфических пород, всегда более или менее мелкозернистой, роговая обманка и плагиоклаз большей частью находятся в равных количествах. К ним примешиваются другие минералы. Роговая обманка, чаще всего зеленая с разной интенсивностью окраски, в тесных сростаниях с плагиоклазом образует вытянуто-призматические кристаллы или слегка вытянутые зерна, удлиненные по сланцеватости породы. Часто роговая обманка наблюдается в виде значительно более крупных, по-разному ориентированных порфиробластов.

В породах регионального метаморфизма резко преобладает средне-

$N_g - N_p$	$cN_g, ^\circ$	Цвет по оси N_g	$2V_{Np}, ^\circ$	D
0,025	13	Густо-зеленый	61	3,225
0,022–0,024	18–22	Бледно-буровато-зеленый	85–90	3,16
0,19–0,025	16–18	Густо-зеленый	–	–
0,012–0,017	19–30	Бледно-зеленовато-бурый	80–89	3,217–3,222
0,012–0,019	19–25	Коричневый	79–84	–
0,018–0,025	16–19	Бледно-зеленый	77–94,5	3,11–3,20
0,015–0,020	14–20	Зеленый	68–78	3,21
0,016	–	Бледно-зеленый	72	–
–	4–8	Буровато-зеленый	81	–
–	22–23	Светло-зеленый	59–62	–
0,015	До 15	Темно-зеленый	До 46	3,35
0,018–0,020	15–23	Зеленый	66–90	3,20–3,28
0,020–0,029	14–17	Светло-зеленый	76–81	3,2–3,243
0,011–0,026	13–16	Зеленый	58–70	–
–	–	"	–	–
0,023	15–25	Бледно-зеленый	78–84	–
0,022	13–23	Зеленый	67–89	3,21
0,021–0,024	22	"	69	–
0,022	23	"	67	–
–	20	Светло-зеленый	–	–
–	15–16	"	84	–
0,013–0,021	15–24	"	66–80	3,159
0,018–0,021	22–23	Зеленый	66–68	–
0,020	17–21	Бледно-зеленый	60–76	–

глиноземистая роговая обманка II типа с содержанием SiO_2 в основном от 36–40% до 45% и Al_2O_3 – 10–14%. Высокоглиноземистая встречается редко, при условии насыщенной глиноземистости окружающей среды или привноса глинозема, как в породах с кианитом, силлиманитом и др. Иногда, главным образом в зеленых сланцах, сохраняется реликтовая бледноокрашенная роговая обманка I типа, замещающаяся более поздней роговой обманкой стадий метаморфизма. III и IV типы, как и в магматических породах, встречаются редко. III тип отличается повышенной железистостью, повышенным содержанием титана и темно-зеленой окраской, V и VI – преимущественно развиты в амфиболитовой фации и в фации зеленых сланцев. В гранулитовой – оба типа редки. VII – распространен в фации зеленых сланцев, меньше в амфиболитовой, а в гранулитовой не встречен вовсе.

В эклогитовой фации роговая обманка встречается редко и существенной роли в составе пород не играет.

На рис. 1–3 видно, что самая распространенная, среднеглиноземистая роговая обманка кислее в фации зеленых сланцев (максимальный пик на графике SiO_2 на 44–45%). Дальше ее основность повышается: в амфиболитовой фации резкий пик виден на 43% SiO_2 , а в гранулитовой – на 41–42%. Наглядно прослеживается резкое падение количества и кислотности малоглиноземистой роговой обманки. Количество Al_2O_3 в фа-

циях регионального метаморфизма у роговой обманки упорно держится в основном на 11–13% в среднеглиноземистой, а в малоглиноземистой в низкотемпературных типах VI и VII — от 6 до 10%, очень редко опускаясь ниже только в амфиболитовой фации. Распределение роговой обманки по щелочности (см. рис. 3) показывает, что в фации зеленых сланцев, как и в магматических породах преобладает щелочность до 0,20. В амфиболитовой фации максимум щелочности перемещается на 0,20–0,25, а в гранулитовой фации — резко перемещен на 0,25. Верхним пределом нормальной щелочности, как и в магматических породах, следует считать 0,35. Выше этого до 0,50 — редкие, единичные случаи. Исключение составляет роговая обманка фации зеленых сланцев в Ильменских горах на Урале (СССР) и на о. Сикоку в Японии, где породы подверглись в какой-то мере воздействию щелочного метасоматоза.

В породах регионального метаморфизма роговая обманка имеет те же 5 цветовых разновидностей, что и в магматических породах. Бледно-зеленая роговая обманка — маложелезистая. Характерна для самых низкотемпературных фаций метаморфизма, где сохраняется как реликтовая или образуется вновь при низкотемпературных процессах регрессивного метаморфизма. Железистость ее не более 30 мол.%, диапазон содержания кремния и алюминия очень велик. Зеленая возникает при возрастающих T и P в условиях прогрессирующего регионального метаморфизма, образует периферические ореолы вокруг актинолита и реликтовой бледно-зеленой роговой обманки, резко количественно преобладает во всех породах амфиболитовой фации. Она может принадлежать всем типам роговой обманки от I до VII со средней железистостью от 30 до 55 мол.%. Сине-зеленая роговая обманка — специфическая разновидность фации зеленых сланцев, где она количественно преобладает над роговыми обманками других окрасок. Реже встречается в породах амфиболитовой фации и может принадлежать к любому типу роговой обманки. Имеет ту же железистость и те же оптические свойства, что и зеленая и темно-зеленая роговые обманки, отличаясь от них только цветом. В зеленых сланцах, где темно-зеленая роговая обманка почти отсутствует, сине-зеленая ее как бы замещает. Создается впечатление, что эти разновидности цвета образуются при одних и тех же условиях, но при этом какая-то разница в этих условиях определяет цвет роговой обманки. Повышенная щелочность (больше 0,35) наблюдается только у сине-зеленой роговой обманки.

Из работ Д.С. Коржинского [19] мы знаем, что разнообразие минералов фаций метаморфизма существенно определяется значительной подвижностью щелочных металлов Na и K. Синюю окраску мы наблюдаем не только при амфиболитизации пород при чисто региональном метаморфизме, но и в контактовых зонах. Во внешней зоне щелочных пород Южного Урала синяя роговая обманка является переходной к субщелочным разновидностям амфиболов. Это же можно наблюдать и в Японии [47].

Темно-зеленая роговая обманка с железистостью выше 50–55% встречается редко на Урале, в Сибири, один раз в Норвегии. Зеленая и темно-зеленая роговые обманки часто обнаруживают несколько повышенную щелочность в гнейсах по сравнению с амфиболитами и сланцами. Возможно, здесь сказывается более лейкократовый состав гнейсов с большим

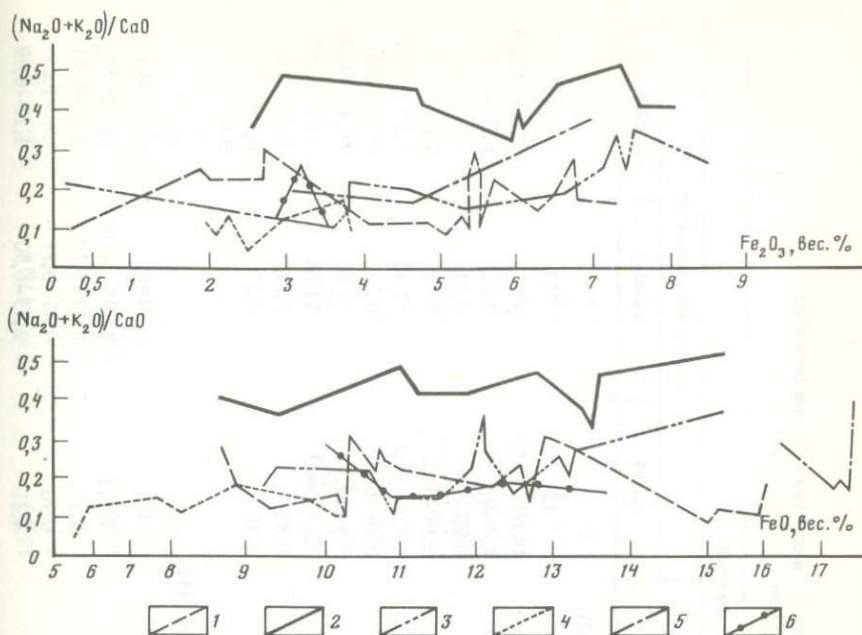


Рис. 4. Зависимость окраски роговой обманки от содержания железа (63 ан. роговой обманки фации зеленых сланцев)

1—2 — сине-зеленая роговая обманка (33 ан.): 1 — нормальная роговая обманка, 2 — роговая обманка повышенной щелочности; 3 — зеленая роговая обманка (14 ан.); 4 — бледно-зеленая роговая обманка (7 ан.); 5 — темно-зеленая роговая обманка (5 ан.); 6 — коричневая роговая обманка (4 ан.)

количеством Na и K в полевых шпатах. Коричневая роговая обманка развита мало, известна в районе Такозу в Японии. Чаше она встречается в породах гранулитовой фации, очевидно образуясь при повышенных T и P в условиях обогащения глиноземом, где она принадлежит к I, II и III типам.

В фации зеленых сланцев химический состав роговой обманки довольно однообразен. Встречаются все типы, но преобладает II, а за ним VII тип. Из окрасок больше всего распространена сине-зеленая, потом зеленая, остальные редки. Бледноокрашенная роговая обманка почти вся относится к VII и редко — к I типу.

В табл. 7, 8 приведены интервалы колебаний содержания окислов раздельно по группам горных пород: сланцам, амфиболитам, гнейсам и по типам роговой обманки, но без разделения на районы.

Влияние железистости на окраску роговой обманки хорошо видно на рис. 4. Окраски дают следующие содержания железа (в вес.%):

	Fe_2O_3	FeO
Бледноокрашенная	2—4	5,5—10
Сине-зеленая	0—8	8,5—16
Зеленая	0—8,5	9—15,5
Коричневая	3—3,5	10—13,5
Темно-зеленая	3—7	16,5—18

Т а б л и ц а 7. Интервалы содержания окислов (в вес.%) в составе роговой обманки фации зеленых сланцев (63 ан.)

Компоненты	Роговая обманка						
	высокоглиноземистая		среднеглиноземистая		малоглиноземистая		
	I(3)	IV(1)	II(27)	V(7)	III(5)	VI(6)	VII(14)
Зеленые сланцы (22)							
	(1)	—	(11)	(3)	(2)	(1)	(4)
SiO ₂	43,99	—	40,68–45,36	45,70–49,49	44,69–44,78	46,78	48,24–50,55
Al ₂ O ₃	16,1	—	10,48–13,95	10,08–10,67	8,6–9,1	8,62	6,51–8,53
TiO ₂	0,65	—	0,46–1,70	0,51–2,34	0,93–1,1	0,84	Нет–0,55
Fe ₂ O ₃	2,02	—	2,25–7,430	3,01–5,56	2,11–5,12	3,82	2,88–5,40
FeO	12,6	—	9,60–16,02	9,26–11,25	10,15–14,9	11,45	7,67–11,58
MnO	0,12	—	0,08–0,54	0,10–0,38	0,16–0,26	0,15	0,18–0,35
MgO	10,1	—	6,44–14,20	9,43–12,77	9,8–16,1	12,40	10,45–16,05
CaO	10,2	—	8,97–12,42	7,88–12,20	12,3–14,3	11,68	9,77–12,10
Na ₂ O	1,84	—	0,99–3,70	1,38–3,55	0,80	1,21	1,05–1,51
K ₂ O	0,51	—	0,28–1,79	0,09–0,63	0,32	0,55	0,15–0,51
F	—	—	0–0,16	—	—	—	0,89
Эпидотовые амфиболиты (35)							
	(1)	(1)	(14)	(4)	(1)	(4)	(10)
SiO ₂	43,7	48,00	40,34–44,95	46,46–47,85	45,12	45,95–47,35	46,72–51,63
Al ₂ O ₃	15,04	17,50	10,31–14,03	10,28–11,22	8,46	8,47–9,70	5,82–9,71
TiO ₂	0,64	0,98	0,29–1,89	0,39–0,73	0,90	0,41–0,91	Сл.–1,25
Fe ₂ O ₃	2,72	Нет	2,68–7,36	1,89–5,52	4,81	2,83–6,50	1,27–8,09
FeO	12,84	10,58	8,63–17,64	10,48–11,01	15,23	8,82–17,16	5,30–17,79
MnO	0,16	0,18	0,15–0,57	0,20–0,33	0,37	0,25–0,35	0,15–0,41
MgO	9,98	8,28	5,02–14,12	10,47–13,19	9,45	8,83–11,11	7,08–18,09
CaO	10,66	10,66	8,95–12,73	9,03–12,00	11,90	9,40–12,07	7,63–12,47
Na ₂ O	2,53	2,04	1,51–4,49	1,16–2,09	1,03	0,62–2,12	0,61–3,23
K ₂ O	0,58	0,37	0,21–0,91	0,24–0,54	0,43	0,22–1,34	0–0,88
F	—	—	—	0,24	—	—	0,08
Гнейсы (6)							
	(1)	—	(2)		(2)	(1)	
SiO ₂	41,35	—	40,0–41,7		39,1–41,3	50,50	
Al ₂ O ₃	17,60	—	10,13–12,28		9,5–9,7	9,03	
TiO ₂	0,82	—	0,96–1,25		1,68–2,01	3,10	
Fe ₂ O ₃	5,37	—	7,0–8,6		7,01–7,56	5,86	
FeO	14,83	—	12,1–17,9		12,02–15,21	16,41	
MnO	0,20	—	0,72–0,73		0,87–1,22	0,24	
MgO	6,68	—	4,98–8,6		8,45–11,23	0,57	
CaO	11,38	—	10,2–11,1		11,1–11,6	9,89	
Na ₂ O	1,12	—	1,17–1,45		1,59–2,19	0,89	
K ₂ O	Нет	—	1,45–1,79		1,50–1,93	1,89	
F	—	—	—		—	—	

Т а б л и ц а 8. Интервалы содержания окислов в составе роговой обманки фации зеленых сланцев в числах атомов катионов

Компо- ненты	Высокогли- ноземистая		Среднеглиноземистая		Малоглиноземистая		
	I(3)	IV(1)	II(27)	V(7)	III(5)	IV(6)	VII(14)
Зеленые сланцы (22)							
	(1)	(-)	(2)	(3)	(2)	(1)	(4)
Si	6,31		5,92-6,85	6,63-7,25	6,53-6,37	6,87	6,91-7,45
Al ^{IV}	1,69		1,58-2,08	0,75-1,37	1,33-1,47	1,13	0,55-1,09
Al ^{VI}	1,02		0,21-1,12	0,42-0,99	0-0,25	0,35	0,35-0,58
TiO	0,08		0,05-0,18	0,05-0,26	0,10-0,1	0,09	0-0,06
Fe ³⁺	0,21		0,02-0,88	0,33-0,60	0,23-0,57	0,42	0,30-0,60
Fe ²⁺	0,51		1,23-2,00	1,2-1,37	1,24-1,86	1,41	0,91-1,42
Mn	0,12		0,01-0,54	0,01-0,05	0,02-0,03	0,02	0,03-0,04
Mg	2,17		1,45-3,06	2,06-2,76	2,17-3,51	2,71	2,36-3,37
Ca	1,57		1,45-1,90	1,23-1,90	1,96-2,27	1,84	1,47-1,86
Na	0,52		1,28-1,09	0,37-1,00	~0,23	0,34	0,29-0,42
K	0,09		0,03-0,35	0,02-0,12	~0,06	0,10	0,03-0,09
F	-		0,03-0,35	Не опр.	-	-	0,40
Эпидотовые амфиболиты (35)							
	(1)	(1)	(14)	(4)	(1)	(4)	(10)
Si	6,29	6,87	6,18-6,70	6,67-6,90	8,72	6,78-7,03	6,73-7,23
Al ^{IV}	1,71	1,13	1,30-1,82	1,10-1,33	1,28	0,47-1,22	0,77-1,27
Al ^{VI}	0,88	1,83	0,26-0,81	0,56-1,72	0,20	0,44-0,69	0,05-0,81
Ti	0,07	0,11	0,03-0,21	0,04-0,08	0,10	0,05-0,10	0-0,14
Fe ³⁺	0,30	Не опр.	0,29-0,85	0,21-0,60	0,53	0,31-0,75	0,13-0,91
Fe ²⁺	1,57	1,27	1,04-2,55	1,29-1,31	1,90	1,11-2,13	0,61-2,25
Mn	0,02	0,02	-	0,02-0,05	0,17	0,03-0,04	Сп.-0,05
Mg	2,16	1,77	1,16-3,02	2,29-2,81	2,10	1,45-2,36	1,60-3,73
Ca	1,67	1,63	1,39-1,98	1,42-1,84	1,90	1,48-1,96	1,21-1,87
Na	0,71	0,57	0,44-1,35	0,32-0,59	0,30	0,19-0,60	0,17-0,93
K	0,11	0,06	0,03-0,18	0,04-0,10	0,08	0,04-0,26	0-0,18
F	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,11	-	-	0,03
Гнейсы							
	(1)	(-)	(2)	(-)	(2)	(1)	(2)
Si	6,02		6,11-6,53		6,05-6,20	7,95	
Al ^{IV}	1,98		1,47-1,89		1,68-1,76	0,05	
Al ^{VI}	1,04		0,33-0,41		-	1,62	
Ti	0,09		0,11-0,15		0,19-0,23	0,37	
Fe ³⁺	0,59		0,83-0,98		0,79-0,88	0,69	
Fe ²⁺	1,80		1,54-2,35		1,51-1,97	2,16	
Mn	0,03		0,09		0,11-0,16	0,03	
Mg	1,45		1,17-1,95		1,95-2,17	0,13	
Ca	1,78		1,71-1,82		1,84-1,88	1,67	
Na	0,31		0,35-0,43		0,47-0,85	0,27	
K	-		0,34-0,36		0,29-0,38	0,38	
F	-		-		-	-	

относящиеся к I типу, — высокожелезистые, значительно более кислые. Их общая формула: $(Ca_{1,62}Na_{0,615}K_{0,10})_{2,34}(Mg_{2,16}Mn_{0,02}Fe_{1,54}^{2+}Fe_{0,26}^{3+}Ti_{0,07}Al_{0,95})_5[(Si_{6,30}Al_{1,70})_8(O_{21,61}OH_{0,39})_{22}](OH)_2$; $f - 51,16$ мол.%.
Типы V и VI роговой обманки мало распространены и довольно близки между собой; V тип близок и ко II типу. Средняя формула (8 ан.) синезеленой роговой обманки V и VI типа из Японии: $(Ca_{1,56}Na_{0,57}K_{0,08})_{2,21}(Mg_{2,46}Mn_{0,03}Fe_{1,33}^{2+}Fe_{0,51}^{3+}Ti_{0,08}Al_{0,57})_5[(Si_{6,87}Al_{1,13})_8(O_{21,89}OH_{0,11})_{22}](OH)_2$; $f - 42,36$ мол.%. Она чрезвычайно близка роговой обманке V и VI типов, зеленой, синезеленой и темно-зеленой Конкского района УССР, Алтая (СССР), Шотландии и Финляндии. Средняя формула (4 ан.): $(Ca_{1,80}Na_{0,31}K_{0,11})_{2,22}(Mg_{2,52}Mn_{0,03}Fe_{1,49}^{2+}Fe_{0,43}^{3+}Ti_{0,07}Al_{0,46})_5[(Si_{6,80}Al_{1,20})_8(O_{21,84}OH_{0,16})_{22}(OH_{1,97}F_{0,03})_2]$; $f - 43,20$ мол.%. К этому же V типу относится синезеленая роговая обманка из амфиболитов Вороньей тундры Кольского полуострова, описанная В.В. Андроновым [1]. Она содержит 48,30% SiO₂ и 12,14% Al₂O₃. Формула: $(Ca_{1,38}Na_{0,22}K_{0,03})_{1,63}(Mg_{1,97}Mn_{0,03}Fe_{1,66}^{2+}Fe_{0,30}^{3+}Ti_{0,19}Al_{0,85})_5[(Si_{6,82}Al_{1,18})_8(O_{21,38}OH_{0,62})_{22}](OH_{1,98}F_{0,02})_2$; $f - 49,57$ мол.%. Состав этой роговой обманки признается стандартным для эпидотовых амфиболитов фации зеленых сланцев [1, 15, 20].

При электронно-микроскопическом и рентгеноструктурном исследовании [1] оказалось, что эта роговая обманка не однофазная. Она содержит тонкие вроски и пластинки куммингтонита, ориентированные параллельно (101) или (100). По всей вероятности, распад роговой обманки на 2 фазы происходит при понижении температуры после кристаллизации. Содержание магния в роговой обманке из Вороньей тундры меньше, чем в роговых обманках V и VI типа, описанных выше. Очень возможно, что и они являются двухфазными, хотя нормально рассчитываются на амфибол на основе $(Y + Z)/13$, так же как рассчитана и роговая обманка Вороньей тундры.

Особняком стоят две высокожелезистые роговые обманки VI типа с повышенным содержанием SiO₂ и Al₂O₃: темно-зеленая — из гнейсодиорита Воронежской антеклизы с 50,50% SiO₂ и 9,05% Al₂O₃ [16] и синезеленая — из зеленого сланца района Адула в Швейцарии [21, № 508], с 49,49% SiO₂ и 10,08% Al₂O₃. Их формула: воронежская — $(Ca_{1,67}Na_{0,27}K_{0,38})_{2,32}(Mg_{0,13}Mn_{0,03}Fe_{2,16}^{2+}Fe_{0,69}^{3+}Ti_{0,37}Al_{0,05})_5[(Si_{7,95}Al_{0,05})_8O_{22}](O)_2 + 1,85\% H_2O$; $f - 94,65$ мол.%; швейцарская — $(Ca_{1,32}Na_{1,00}K_{0,12})_{2,44}(Mg_{2,06}Mn_{0,01}Fe_{1,39}^{2+}Fe_{0,33}^{3+}Ti_{0,26}Al_{0,99})_5[(Si_{7,25}Al_{0,75})_8O_{22}](OH_{1,17}O_{0,83})_2$; $f - 44,84$ мол.%. Последняя имеет повышенную щелочность — 0,50.

Сравнительно редко встречается малоглиноземистая роговая обманка III типа с низким содержанием кремния: синезеленая известна в породах вулканогенной формации Верховцевского района УССР, бледно-зеленая в Ревдинском массиве Урала, в гнейсах горного Алтая (СССР) и зеленая — в гнейсах Тронтгейма (Норвегия). Их общая формула: $(Ca_{1,96}Na_{0,13}K_{0,16})_{2,25}(Mg_{2,46}Mn_{0,08}Fe_{1,71}^{2+}Fe_{0,60}^{3+}Ti_{0,15})_5[(Si_{6,45}Al_{1,55})_8O_{21,77}OH_{0,23}]_2(OH)_2$; $f - 29-71$ мол.%.
Она чрезвычайно близка роговой обманке V и VI типов, зеленой, синезеленой и темно-зеленой Конкского района УССР, Алтая (СССР), Шотландии и Финляндии. Средняя формула (4 ан.): $(Ca_{1,80}Na_{0,31}K_{0,11})_{2,22}(Mg_{2,52}Mn_{0,03}Fe_{1,49}^{2+}Fe_{0,43}^{3+}Ti_{0,07}Al_{0,46})_5[(Si_{6,80}Al_{1,20})_8(O_{21,84}OH_{0,16})_{22}(OH_{1,97}F_{0,03})_2]$; $f - 43,20$ мол.%. К этому же V типу относится синезеленая роговая обманка из амфиболитов Вороньей тундры Кольского полуострова, описанная В.В. Андроновым [1]. Она содержит 48,30% SiO₂ и 12,14% Al₂O₃. Формула: $(Ca_{1,38}Na_{0,22}K_{0,03})_{1,63}(Mg_{1,97}Mn_{0,03}Fe_{1,66}^{2+}Fe_{0,30}^{3+}Ti_{0,19}Al_{0,85})_5[(Si_{6,82}Al_{1,18})_8(O_{21,38}OH_{0,62})_{22}](OH_{1,98}F_{0,02})_2$; $f - 49,57$ мол.%. Состав этой роговой обманки признается стандартным для эпидотовых амфиболитов фации зеленых сланцев [1, 15, 20].

При электронно-микроскопическом и рентгеноструктурном исследовании [1] оказалось, что эта роговая обманка не однофазная. Она содержит тонкие вроски и пластинки куммингтонита, ориентированные параллельно (101) или (100). По всей вероятности, распад роговой обманки на 2 фазы происходит при понижении температуры после кристаллизации. Содержание магния в роговой обманке из Вороньей тундры меньше, чем в роговых обманках V и VI типа, описанных выше. Очень возможно, что и они являются двухфазными, хотя нормально рассчитываются на амфибол на основе $(Y + Z)/13$, так же как рассчитана и роговая обманка Вороньей тундры.

Низкотемпературная роговая обманка VII типа широко распространена повсюду, где развиты породы фации: на Урале, на Становом хребте (СССР), в Японии и Новой Каледонии (Франция), во многих странах Европы и даже в породах Гвинейско-Либерийского щита, где ее образование связано с процессами регрессивного метаморфизма.

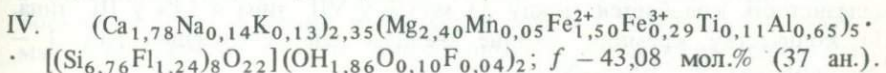
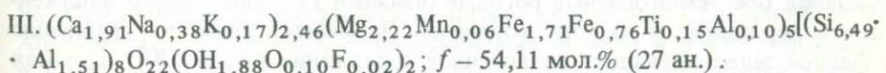
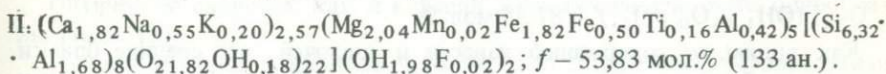
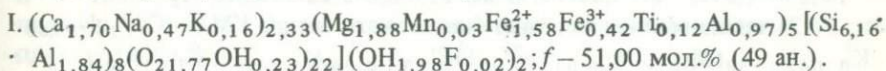
Средняя формула японской роговой обманки VII типа в эпидотовых амфиболитах: $(Ca_{1,39}Na_{0,61}K_{0,05})_{2,05}(Mg_{2,62}Mn_{0,03}Fe_{1,27}^{2+}Fe_{0,67}^{3+}Ti_{0,05} \cdot Al_{0,26})_5[(Si_{7,14}Al_{0,86})_8(O_{21,68}OH_{0,32})_{22}](OH)_2$; $f - 42,09$ мол.%. К японской роговой обманке близки и роговые обманки всех других районов. Их общая формула (6 ан.): $(Ca_{1,81}Na_{0,30}K_{0,06})_{2,16}(Mg_{3,27} \cdot Mn_{0,03}Fe_{0,89}^{2+}Fe_{0,29}^{3+}Ti_{0,04}Al_{0,48})[(Si_{7,06}Al_{0,94})_8O_{21,90}OH_{0,10}]_{22} \cdot (OH_{1,93}F_{0,07})_2$. В роговой обманке из Японии значительно выше железистость и щелочность. Понижено содержание кальция. В уральско-европейской роговой обманке железистость колеблется от 19 до 31 мол.%. В роговой обманке со Станового хребта показано 0,89% фтора. Единственная роговая обманка VII типа из эпидотовых амфиболитов Арахози (Шотландия) отличается темно-зеленой окраской и железистостью, $f - 61,42$ мол.%. Ее формула: $(Ca_{1,69}Na_{0,40}K_{0,16})_{2,25}(Mg_{1,60} \cdot Mn_{0,03}Fe_{2,25}^{2+}Fe_{0,34}^{3+}Ti_{0,14}Al_{0,64})_5[(Si_{7,23}Al_{0,77})_8O_{22}](OH_{1,58}O_{0,42})_2$. Эта роговая обманка ближе к японской, но еще кислее. Оптические свойства роговых обманок фации сведены в табл. 9.

В амфиболитовой фации во всех широко распространенных районах ее развития типоморфным минералом является обыкновенная зеленая или темно-зеленая роговая обманка, тесно ассоциирующая со средним плагиоклазом до № 50 и гранатом $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$, т.е. почти чистым альмандином. Поэтому часто амфиболитовую фацию называют альмандин-амфиболитовой.

Различные типы роговой обманки и разновидность разной окраски имеют в этой фации примерно следующие процентные соотношения: типы — I — 20, II — 51, III — 10, IV — 1, V — 5, VI — 7, VII — 6; окраска — бледно-зеленая — 7, зеленая — 50, темно-зеленая — 31, сине-зеленая — 11, коричневая — 1.

Интервалы колебаний содержания окислов (в вес.%) и катионов (в формульных единицах) для каждого типа роговой обманки даны в табл. 10, 11. Разница между составом роговой обманки в амфиболитах, сланцах и гнейсах, как и в фации зеленых сланцев — минимальная.

Средние формулы роговой обманки разных типов:



Т а б л и ц а 9. Таблица оптических свойств роговой обманки пород фации зеленых сланцев

Цвет под микроскопом		<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>
Бледно-зеленый	VII, III, V	1,638–1,663	1,627	1,610–1,637
Коричневый	II	1,673–1,680	–	1,647–1,654
Зеленый	VII,	1,669	1,661	1,648
	III	–	–	–
	II, V	1,664–1,682	1,672	1,644–1,664
Темно-зеленый	VII	1,687–1,695	1,686	1,663–1,673
	II	1,708	–	1,688
Зеленый	II, III, VI	–	–	–
Темно-зеленый	II–VI	1,703–1,708	–	1,678
Сине-зеленый*	VII	1,666–1,670	1,658–1,662	1,651–1,654
	III, VI	1,671–1,680	1,666	1,652–1,661
	III, V	1,662–1,693	1,652–1,687	1,641–1,679
	I	1,673–1,678	1,667–1,671	1,650–1,663
То же ^{2*}	VII	1,667–1,672	1,665	1,693–1,655
	II, V	1,663–1,696	1,660–1,675	1,637–1,676

* Нормальная щелочность.

^{2*} Повышенная щелочность.

VI. $(Ca_{1,87}Na_{0,35}K_{0,11}Mn_{0,04})_{2,38}(Mg_{2,68}Mn_{0,01}Fe_{1,45}^{2+}Fe_{0,50}^{3+}Ti_{0,10}Al_{1,26})_6 [(Si_{6,74}Al_{1,26})_8(O_{21,94}OH_{0,06})_{22}](OH)_{1,98}F_{0,02}; f - 41,29$ мол.% (25 ан).

VII. $(Ca_{1,80}Na_{0,31}K_{0,12})_{2,23}Mg_{3,13}Mn_{0,02}Fe_{1,20}^{2+}Fe_{0,39}^{3+}Ti_{0,05}Al_{0,19})_5 [(Si_{7,02}Al_{0,98})_8(O_{21,75}OH_{0,25})_{22}](OH)_2; f - 33,70$ мол.% (15 ан.).

Наиболее высокоглиноземистый и высококремнистый IV тип здесь встречен только 3 раза, и все 3 анализа очень разные: 1) зеленая роговая обманка из амфиболита Восточного Саяна: $(Ca_{1,39}Na_{0,65}K_{0,09})_{2,33}(Mg_{1,34}Mn_{0,01}Fe_{0,84}^{2+}Fe_{0,41}^{3+}Ti_{0,08}Al_{2,32})_5 [(Si_{7,70}Al_{0,30})_8O_{22}](O)_2 + 2\%H_2O; f - 48,29$ мол.%; 2) темно-зеленая из амфиболита Енисейского горного района: $(Ca_{1,12}Na_{0,02}K_{0,09})_{1,23}Mg_{0,57}Mn_{0,05}Fe_{2,29}^{2+}Fe_{0,09}^{3+}Ti_{0,33}Al_{1,67})_5 [(Si_{7,01}Al_{0,99})_8(O_{21,78}OH_{0,22})_{22}](OH)_2; f - 79,32$ мол.%; 3) темно-зеленая из гранат-биотитового сланца КМА: $(Ca_{1,28}Na_{0,06}K_{0,04})_1,38(Mg_{0,37}Mn_{0,01}Fe_{1,91}^{2+}Fe_{0,73}^{3+}Ti_{0,04}Al_{1,94})_5 [(Si_{7,43}Al_{0,57})_8O_{22}](OH)_{1,15}O_{0,85})_2; f - 87,38$ мол. %.

Как видим, по содержанию извести и щелочей все средние близки, исключая обе темно-зеленые роговые обманки IV типа с резко пониженным содержанием и извести и щелочей. Замечается везде по сравнению с фацией зеленых сланцев повышенное содержание титана [20]. Средняя железистость колеблется между 33 мол % у VII типа и 54% у III типа. По количеству кремния средние анализы дают следующий ряд: I – $[Si_{6,16}Al_{1,84}]$; II – $[Si_{6,32}Al_{1,68}]$;

<i>Ng-Np</i>	<i>cNg, °</i>	$2V_{Np}, °$	<i>D</i>	Общая железистость
0,021–0,028	15–20	78–81	3,10–3,16	19,1–31,8
0,024–0,031	18–22	74–83	3,16–3,24	35–45
0,021	31	61–68	–	30,6–45,9
–	–	–	–	57,5
0,018–0,025	15–22	60–82	–	33,5–56,9
0,022	14–19	–	–	55,6–61,4
0,020	–	–	–	62,99
–	16	70	3,19	46,7–57,5
0,025	–	43–58	–	71,6–94,6
0,012–0,019	–	58–60	–	38,91–39,49
0,019–0,024	17–23	50–79	–	43,5–52,61
0,014–0,023	14–23	50–83	3,19–3,22	28,1–63,18
0,015–0,023	15–20	58–78	–	44,03–62,3
0,014–0,017	19–20	54–80	–	32,0–48,4
0,013–0,022	12–29	45–63	3,21	39,3–71,0

III – $[Si_{6,49}Al_{1,51}]$; V и VI – $[Si_{6,74}Al_{1,26}]$ и $[Si_{6,46}Al_{1,54}]$;

VII – $[Si_{7,02}Al_{0,98}]$ и $[Si_{7,01}Al_{0,99}]$ (енисейский);

IV₃ – $[Si_{7,43}Al_{0,57}]$ (КМА); IV₁ – $[Si_{7,70}Al_{0,30}]$ (саянский).

В роговой обманке пород этой фации так же отчетливо видна зависимость окраски от процента железистости (рис. 5). Бледные окраски развиты до 35%, зеленые – от 30 до 50%. Выше 50% доминирует темно-зеленая окраска. Зеленая окраска средней интенсивности полностью исчезает только после 60% железистости, а сине-зеленая появляется от 40%. Выше 55–60% это преимущественно очень густая сине-зеленая окраска по *Ng* до непрозрачной по *Nm*, со схемой абсорбции $Nm > Ng > Np$. Наиболее железисты темно-зеленые разности II типа, частично I и III и единично – IV типа. В зарубежных странах наиболее железиста роговая обманка II и I типов, в гранатовых амфиболитах и гнейсах Брокенхилла (Австралия) до 80 мол.% [51], в кристаллических сланцах Финляндии и Шотландии до 65 мол.%.

Оптические свойства, как и в фации зеленых сланцев, очень однообразны (табл. 12).

Роговая обманка гранулитовой фации – это прежде всего роговая обманка пород древних кристаллических щитов: Украинского, Скандинавского, Анабарского, Алданского, Гвинейско-Либерийского и плато Адирондак в Северной Америке. Встречаются породы гранулитовой фации также в Восточном Саяне, в Индии, в Австралии и даже в Антарктиде. Роговая обманка ассоциирует здесь с моноклинным и ромбическим пироксенами, средним и основным плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, гранатом

Т а б л и ц а 10. Содержание окислов (в вес.%) в составе роговой обманки
альмандин-амфиболитовой фации

Окислы	Высокоглиноземистая			
	I(49)		IV(4)	
	А	Б	А	Б
	Амфиболиты			
	(16)		(3)	
SiO ₂	40-44	36,4-45,0	46-49	46,68-52,22
Al ₂ O ₃	14-18	14,28-19,39	14-16	14,37-15,96
TiO ₂	Сл.-1	0,31-5,33	0,3-1	0,35-3,12
Fe ₂ O ₃	0-8	0,19-8,66	1-7	0,85-6,84
FeO	9-17	9,34-18,73	7-9	6,84-19,31
MnO	-	Сл.-0,83	-	0,07-0,41
MgO	6-11	5,08-11,94	10	2,68-11,71
CaO	8-12	8,79-12,50	10	7,41-10,76
Na ₂ O	0,8-3	0,80-3,12	1-2	0,06-2,41
K ₂ O	Сл.-1,5	Сл.-1,80	0,5	0,21-2,26
F	0-0,2	0-0,20	-	Сл.
	Сланцы			
	(14)		(1)	
SiO ₂	40-48	38,58-45,37		49,10
Al ₂ O ₃	14-17	14,09-22,73		14,15
TiO ₂	0,5-1,5	0,4-2,18		0,34
Fe ₂ O ₃	2-5	2,23-8,27		6,46
FeO	8-13	7,62-18,36		15,11
MnO	-	0,17-0,4		0,07
MgO	6-10	6,12-11,04		7,88
CaO	9-12	9,05-12,14		11,66
Na ₂ O	1-2	1,02-2,3		0,24
K ₂ O	До 1	0,03-1,70		0,27
F	-	0-0,14		-
	Гнейсы			
	(19)		(-)	
SiO ₂	40-44	40,5-44,52		
Al ₂ O ₃	14-17	14,10-20,88		
TiO ₂	0,4-1	0,38-1,90		
Fe ₂ O ₃	2-8	0-7,94		
FeO	8-15	8,79-15,63		
MnO	-	Сл.-0,66		
MgO	4-10	4,57-12,96		
CaO	9-12	9,80-12,13		
Na ₂ O	1-2	1,03-2,47		
K ₂ O	До 1	Сл.-1,80		
F	До 0,5	0-0,45		

Примечание. Здесь и далее: А — оптимальные содержания окислов, Б — предельные.

Среднеглиноземистая				Малоглиноземистая	
II(133)		V(37)		III(27)	
А	Б	А	Б	А	Б
	Амфиболиты				
	(90)		(31)		(11)
39-45	37,00-44,94	45-47	45,00-48,84	41-45	41,42-44,91
10-14	9,95-13,72	11-13	10,12-14,48	5-9	5,48-9,83
0,5-1,75	0,12-3,09	До 1	0,10-1,98	-	0,52-2,60
2-3	1,29-8,42	2-3	0,41-6,57	4-7	3,21-11,92
9-16	1,13-22,15	9-16	4,51-19,33	9-13	9,08-18,36
-	0,07-1,31	-	0-0,75	-	0,06-0,45
8-12	3,80-14,68	8-14	5,20-17,29	9-13	8,02-14,56
8-12	8,63-13,45	9-12	8,93-12,62	10-12,5	10,56-12,76
1-2	0,68-2,87	1-2	0,72-2,41	1-2	0,57-2,80
0,5-1	0,14-1,60	-	0,08-1,38	-	1,19-2,70
-	0-0,58	-	0-0,61	-	0,02-0,40
	Сланцы				
	(14)		(4)		(3)
40-45	40,37-44,86	45-48	45,28-48,35		39,7-44,20
10,14	10,27-13,35	10-12	10,00-11,71		8,58-9,65
-	0,46-3,75	~1	0,61-1,01		0,70-4,20
2-6	2,76-5,96	3-4	0,94-4,42		5,70-9,06
-	8,55-18,0	9-11	9,30-10,69		8,90-16,16
-	0,05-0,41	-	0,17-0,28		0,20-0,42
-	7,54-13,57	10-14	10,06-14,09		7,10-14,69
-	10,78-12,36	10-14	10,59-14,42		10,57-12,75
-	0,98-1,96	1,2	1,18-2,29		0,67-1,65
-	0,24-0,97	До 1	0,24-0,97		0,34-1,26
-	0-0,84	-	0-0,31		-
	Гнейсы				
	(29)		(2)		(13)
37,30-43,92		45,08-45,09		38-45	38,02-44,72
10,02-13,31		10,43-10,81		-	8,00-9,50
0,03-3,00		0,84-0,99		-	0,15-1,50
2,43-11,60		3,22-3,90		7-9	4,96-10,36
7,26-21,56		10,14-16,65		9-18	6,32-24,30
Сл.-0,42		0,22-0,24		-	0,30-2,63
6,60-14,90		8,88-12,52		-	1,75-13,26
10,27-13,91		10,93-13,29		10-13,5	11,18-12,54
0,92-2,98		1,17-1,60		0,7-2,5	0,18-4,36
0,43-2,87		0,53-0,78		0,6-2	0,63-1,97
0-0,07		0-0,28		-	0-1,10

Таблица 10 (продолжение)

Окислы	Малоглиноземистая			
	VI(25)		VII(15)	
	А	Б	А	Б
	Амфиболиты			
	(17)		(10)	
SiO ₂	45,47	45,20-48,64	48-50	47,85-51,5
Al ₂ O ₃	8-10	6,12-9,69	6-8,5	2,88-9,42
TiO ₂	-	0,09-1,36	02-09	0,23-0,88
Fe ₂ O ₃	1-6	0,99-9,94	1-6	0,09-7,20
FeO	8-15	3,94-17,18	5-12	5,3912,39
MnO	-	0,14-1,16	-	0,05-0,39
MgO	10-15	9,52-20,58	11-18	11,59-18,47
CaO	11-13	10,86-12,07	11-13	7,99-13,26
Na ₂ O	До 3	0,66-3,47	1-3	0,74-2,92
K ₂ O	До 1	0,14-1,41	01-03	0-1,21
F	-	0,1-0,3	-	-
	Сланцы			
	(2)		(2)	
SiO ₂		45,20-45,28		48,40-48,83
Al ₂ O ₃		9,20-9,64		6,58-6,68
TiO ₂		0,46-1,41		0,31-0,78
Fe ₂ O ₃		5,34-5,85		1,02-3,47
FeO		9,65-11,85		8,64-12,76
MnO		0,15-0,24		0,15-0,34
MgO		11,20-12,93		13,98-16,28
CaO		10,84-12,82		12,64-12,88
Na ₂ O		0,64-1,11		0,58-1,24
K ₂ O		0,42-0,96		0,28-0,84
F		-		-
	Гнейсы			
	(6)		(3)	
SiO ₂		45,22-46,76	-	48,07-49,30
Al ₂ O ₃		6,15-9,50	-	6,46-7,34
TiO ₂		0,78-2,12	-	0-0,63
Fe ₂ O ₃		1,42-5,66	2-3	2,56-9,65
FeO		9,70-16,12	-	8,49-12,78
MnO		0,11-1,28	-	0,12-1,07
MgO		10,14-14,50	15-16	8,95-16,44
CaO		11,18-12,54	-	8,28-12,07
Na ₂ O		0,79-2,59	-	0,66-1,13
K ₂ O		0-1,20	-	0,47-1,73
F		До 0,71	-	0-0,24

том, биотитом, кварцем, апатитом, сфеном. Иногда встречается оливин и следы хрома и никеля в роговой обманке. По Ю.А. Кузнецову [24] в древних породах выделяются три метаморфогенные фации: верхняя — среднеглубинная складчатых зон; средняя — фация абиссальных гранитоидов, несущая все признаки метаморфогенного, метасоматического происхождения; нижняя — ультраабиссальная, чарнокитовая, фация сухого палингенеза, возникающего без участия летучих, лишь с некоторым привнесением щелочей. В условиях сухого палингенеза роговая обманка без воды существовать не может. Она должна заместиться пироксеном и пироп-альмандиновым гранатом. Присутствие роговой обманки в чарнокитах признак ретроградных, метаморфических явлений [16]. Тем не менее в чарнокитах и других кристаллических сланцах гранулитовой фации роговая обманка присутствует постоянно. Как и в амфиболитовой фации, здесь преобладает среднеглиноземистая, зеленая и темно-зеленая роговая обманка II типа, с примесью высокоглиноземистой I типа и высокожелезистой III типа. Остальные редки и не типичны. По количеству SiO_2 (см. рис. 1) роговая обманка гранулитовой фации находится как бы между роговой обманкой магматических пород и пород амфиболитовой фации. Максимум случаев приходится на 41–42% SiO_2 . Количество алюминия не изменилось. Щелочность в гранулитовой фации повысилась; чаще всего — 0,20–0,37, но поднимается и до 0,40–0,42. Действительно, возможно влияние Na-метасоматоза.

В породах гранулитовой фации роговая обманка везде чрезвычайно однообразна. Резко преобладает II тип, имеющий повсюду исключительно постоянный состав: SiO_2 —39–43%, редкие случаи 37–39%, Al_2O_3 —11–12%, железистость — 35–60 мол.%. Эта роговая обманка распространена повсюду, во всех регионах развития пород гранулитовой фации. Окраска в основном зеленая и темно- или густо-зеленая. Чаще чем в амфиболитовой фации на всем интервале железистости встречается коричневая окраска. Состав во всех породах фации остается постоянным. Интересно, что роговая обманка в амфиболитах и кристаллических сланцах гранулитовой фации описана только в СССР и странах Северного полушария: в Скандинавии и на плато Адирондака, в США [52], а в гнейсах — почти исключительно в Южном полушарии: в Австралии, Африке, Антарктиде. Только в чарнокитах (где нет воды!) она описана везде (табл. 13).

Средние формулы для роговой обманки II типа разных районов: Украинский щит (4 ан.) — $(\text{Ca}_{1,86}\text{Na}_{0,48}\text{K}_{0,23})_{2,57}\text{Mg}_{2,47}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,55}^{2+}\text{Fe}_{0,58}^{3+} \cdot \text{Ti}_{0,26}\text{Al}_{0,11})_5[(\text{Si}_{6,18}\text{Al}_{1,82})_8(\text{O}_{21,82}\text{OH}_{0,18})_{22}](\text{OH})_2; f=43,95$ мол.%.

Скандинавский щит (4 ан.) — $(\text{Ca}_{1,81}\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,18})_{2,49}(\text{Mg}_{2,28}\text{Mn}_{0,02} \cdot \text{Fe}_{1,72}^{2+}\text{Fe}_{0,41}^{3+}\text{Ti}_{0,25}\text{Al}_{0,32})_5[(\text{Si}_{6,26}\text{Al}_{1,74})_8(\text{O}_{21,80}\text{OH}_{0,20})_{22}](\text{OH})_2; f=47,82$ мол.%.

Восточный Саян (4 ан.) — $(\text{Ca}_{1,84}\text{Na}_{0,47}\text{K}_{0,21})_{2,52}(\text{Mg}_{2,42}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{1,61}^{2+} \cdot \text{Fe}_{0,41}^{3+}\text{Ti}_{0,22}\text{Al}_{0,31})_5[(\text{Si}_{6,16}\text{Al}_{1,84})_8(\text{O}_{21,74}\text{OH}_{0,26})_{22}](\text{OH})_2; f=45,20$ мол.%. [42].

Анабарский щит (10 ан.) — $(\text{Ca}_{1,76}\text{Na}_{0,52}\text{K}_{0,21})_{2,49}(\text{Mg}_{2,37}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,59}^{2+} \cdot \text{Fe}_{0,58}^{3+}\text{Ti}_{0,23}\text{Al}_{0,20})[(\text{Si}_{6,03}\text{Al}_{1,97})_8(\text{O}_{21,49}\text{OH}_{0,51})_{22}](\text{OH})_2; f=47,24$ мол.%.

Т а б л и ц а 11. Содержание окислов в составе роговой обманки альмандин-амфиболитовой фации
в числах атомов катионов на формульную единицу

Компоненты	Высокоглиноземистая		Среднеглиноземистая		Малоглиноземистая		
	I(27)	IV(4)	II(133)	V(37)	III(27)	VI(25)	VII(15)
Амфиболиты							
	(11)	(3)	(90)	(31)	(11)	(17)	(10)
Si	5,62-6,63	6,63-7,70	5,81-6,75	6,40-7,09	6,37-6,82	6,45-7,04	6,85-7,47
Al ^{IV}	1,37-2,38	0,30-1,37	1,26-2,05	0,91-1,60	1,18-1,63	0,96-1,55	0,49-1,11
Al ^{VI}	0,24-1,15	1,05-2,32	0-1,20	0,19-1,36	0-0,48	0-0,48	0-0,63
Ti	0,04-0,62	0,04-0,33	0,01-0,34	0,01-0,24	0,05-0,30	0,01-0,16	0,03-0,10
Fe ²⁺	0,02-1,00	0,09-0,43	0,14-2,90	0,05-0,72	0,37-0,92	0,10-1,08	0,01-0,78
Fe ³⁺	1,12-2,44	0,84-2,29	0,13-2,83	0,54-2,35	1,10-2,35	0,46-2,10	0,65-1,54
Mn	Сл.-0,10	0,01-0,05	0,01-0,17	0-0,10	0,01-0,05	0,02-0,13	Сл.-0,05
Mg	1,15-2,54	0,57-2,41	0,86-3,21	1,17-3,64	1,82-3,14	2,14-4,35	2,51-3,83
Ca	1,37-2,00	1,19-1,64	1,36-2,18	1,36-2,01	1,69-2,06	1,70-2,06	1,21-2,06
Na	0,24-0,86	0,02-0,67	0,12-0,92	0,20-0,67	0,16-0,83	0,13-1,04	0,20-0,84
K	0-0,34	0,04-0,42	0-0,28	0,01-0,27	0,03-0,53	0,03-0,27	0-0,22
F	0-0,10	Сл. Cl	0-0,30	0-0,28	0,01-0,18	0-0,14	-
Сланцы							
	(14)	(1)	(14)	(4)	(3)	(2)	(2)
Si	5,96-6,40	7,74	6,05-6,54	6,45-7,18	6,13-6,46	6,56-6,66	6,93-7,07
Al ^{IV}	1,60-2,04	0,26	1,46-1,95	0,82-1,55	1,54-1,59	1,34-1,35	0,93-1,07
Al ^{VI}	0,54-1,83	2,36	0,05-0,63	0,41-0,93	0-0,06	0,25-0,32	0,07-0,20
Ti	0,04-0,24	0,04	0,16-0,41	0,07-0,12	0,08-0,49	0,05-0,16	0,03-0,09
Fe ²⁺	0,25-0,89	0,77	0,30-0,67	0,10-0,49	0,57-1,09	0,59-0,65	0,11-0,37
Fe ³⁺	0,90-2,38	1,98	1,04-2,27	1,10-1,32	1,08-2,09	1,19-1,46	1,03-1,55
Mn	0,01-0,35	0,01	Сл.-0,05	0,02-0,03	0,02-0,05	0,02-0,03	0,02-0,04
Mg	1,41-2,34	0,39	1,69-2,94	2,22-2,99	1,63-3,18	2,45-2,83	3,01-3,48
Ca	1,49-2,02	1,33	1,70-1,94	1,65-2,19	1,74-1,99	1,70-2,01	1,94-2,00
Na	0,29-0,65	0,07	0,28-0,55	0,29-0,62	0,19-0,46	0,19-0,32	0,17-0,34
K	0,05-0,33	0,05	0,06-0,32	0,04-0,18	0,06-0,24	0,42-0,96	0,05-0,06
F	0-0,08	-	-	0-0,15	-	-	-
Гнейсы							
	(2)	(-)	(29)	(2)	(13)	(6)	(3)
Si	5,93-6,36		5,87-6,56	6,56	6,17-6,77	6,62-6,99	6,97-7,05
Al ^{IV}	1,64-2,07		1,44-2,13	1,35-1,36	1,23-1,76	1,09-1,38	0,97-1,03
Al ^{VI}	0,37-1,74		0-0,82	0,46-0,52	0-0,30	0-0,48	0,06-0,33
Ti	0,04-0,21		0,11-0,34	0,09-0,11	0,02-0,18	0,09-0,23	0-0,07
Fe ²⁺	0-0,89		0,28-1,36	0,35-0,42	0,54-0,82	0,16-0,65	0,27-1,06
Fe ³⁺	1,07-1,97		0,87-2,89	1,25-2,04	0,82-3,34	1,19-1,99	1,01-1,57
Mn	Сл.-0,08		Сл.-0,19	0,03-0,04	0,04-0,35	0,01-0,16	0,01-0,13
Mg	1,03-2,68		1,53-3,17	1,94-2,74	0,43-2,92	2,28-3,16	1,95-3,49
Ca	1,48-1,81		1,63-2,32	1,72-1,94	1,70-2,26	1,74-2,04	1,30-1,84
Na	0,48-0,69		0,26-0,89	0,33-0,46	0,05-1,29	0,23-0,76	0,18-0,33
K	0,03-0,34		0,08-0,32	0,10-0,15	0,12-0,38	0-0,23	0,20-0,47
F	0-0,20		0-0,31	0-0,13	0-0,27	0,33	0-0,24

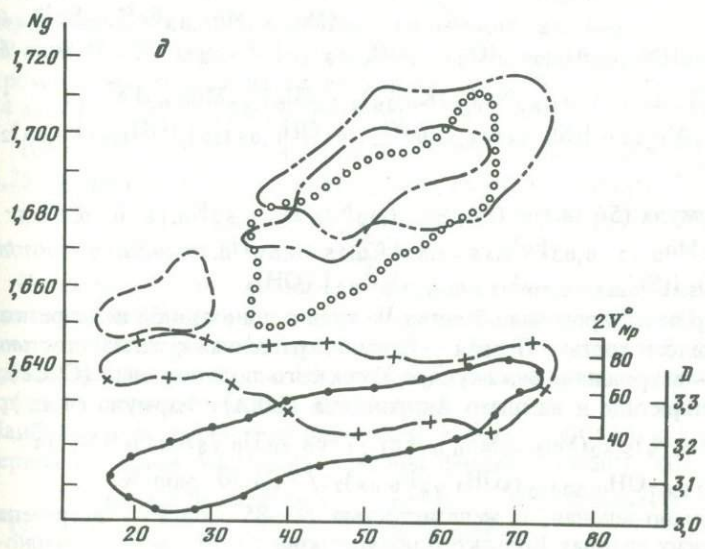
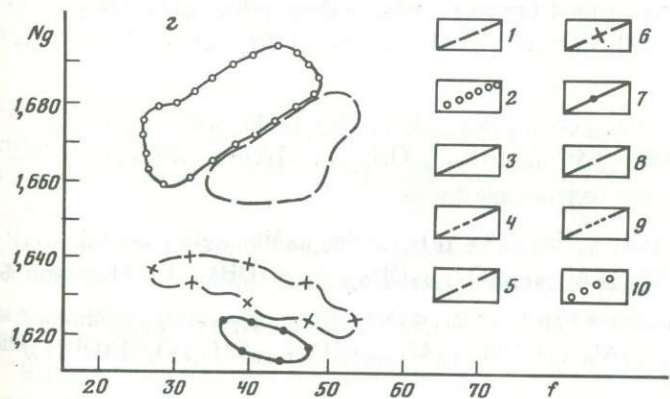
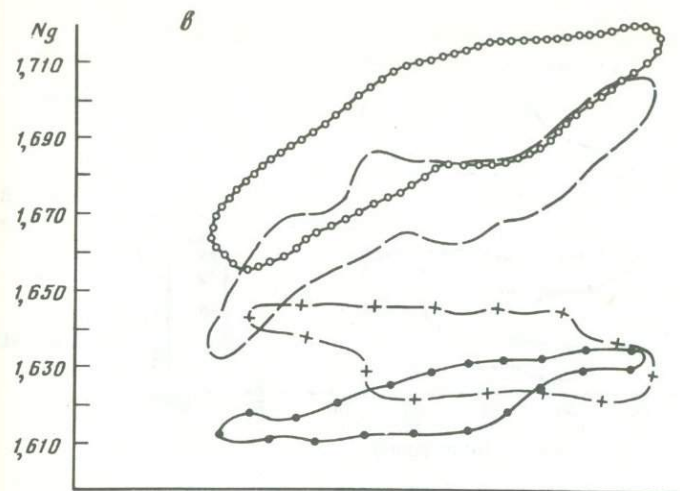
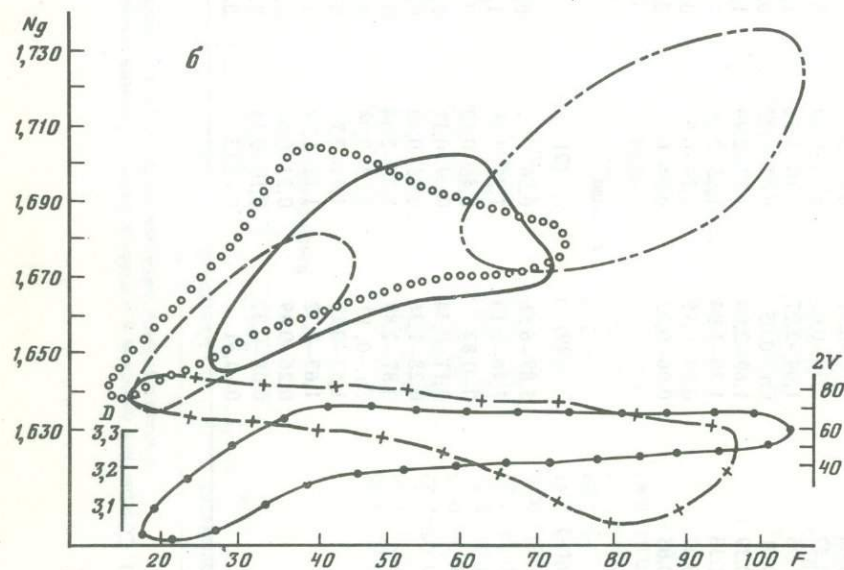
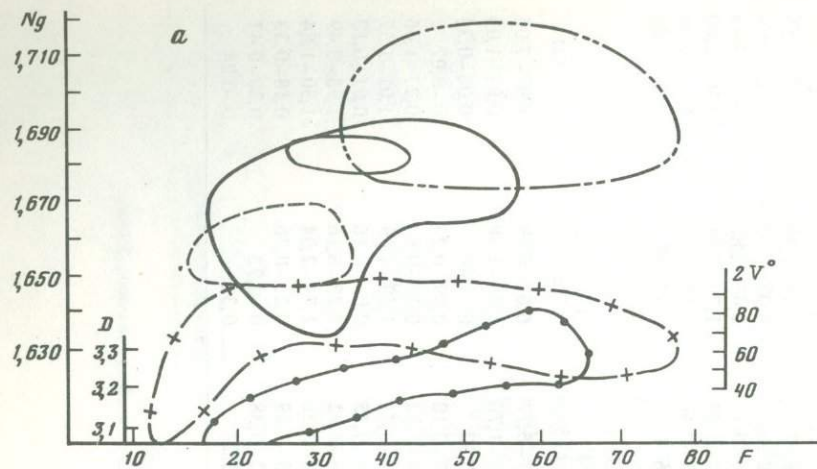


Рис. 5. График зависимости оптических свойств роговой обманки и ее плотности от ее железистости (395 ан.)

Соотношение железистости, Ng , $2V$, D и окраски: *a* — роговых обманок магматических пород (53 ан.); *б* — роговых обманок пород контактового метаморфизма (45 ан.); *в* — разноокрашенной роговой обманки фации зеленых сланцев (33 ан.) и гранулитовой фации (58 ан.); *г* — разноокрашенной роговой обманки альмандин-амфиболитовой фации (102 ан.); *д* — зеленой роговой обманки альмандин-амфиболитовой фации (78 ан.); *е* — общая железистость по В.С. Соболеву; *ж* — ареалы распространения роговой обманки разных окрасок по величине Ng : 1 — бледно-зеленой, 2 — сине-зеленой, 3 — зеленой, 4 — темно-зеленой, 5 — коричневой; 6 — $2V$ всех цветов роговой обманки; 7 — D всех цветов роговой обманки; *з* — ареалы распространения роговых обманок в породах: 8 — фации зеленых сланцев, 9 — альмандин-амфиболитовой фации, 10 — гранулитовой фации

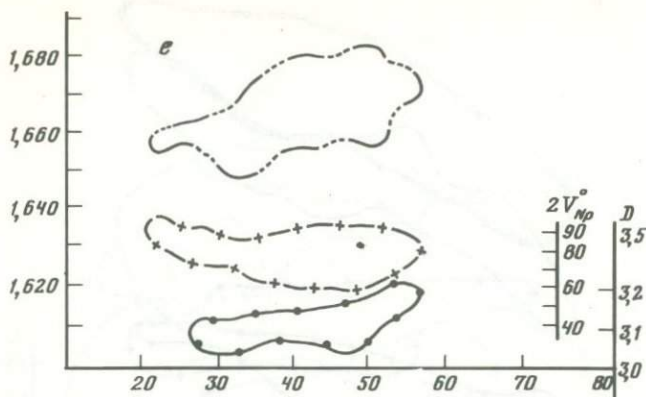


Рис. 5. (окончание)

Якутия, Алданский район (14 ан.) — $(Ca_{1,93}Na_{0,45}K_{0,26})_{2,64}(Mg_{2,31} \cdot Fe_{1,52}^{2+}Fe_{0,67}^{3+}Ti_{0,17}Al_{0,30})_5[(Si_{6,27}Al_{1,73})_8O_{22}](OH_{1,66}O_{0,18}F + Cl_{0,16})_2$; $f - 48,58$ мол. %.

Индия (1 ан.) — $(Ca_{1,88}Na_{0,57}K_{0,26})_{2,71}(Mg_{2,49}Mn_{0,03}Fe_{1,70}^{2+}Fe_{0,50}^{3+} \cdot Ti_{0,23}Al_{0,05})_5[(Si_{6,20}Al_{1,80})_8(O_{21,80}OH_{0,20})_{22}](OH_{1,29}F_{0,71})_2$ $f - 46,56$ мол. %. Высокое содержание фтора.

Африка (2 ан.) — $(Ca_{1,82}Na_{0,46}K_{0,30})_{2,58}(Mg_{2,04}Mn_{0,02}Fe_{1,87}^{2+}Fe_{0,28}^{3+} \cdot Ti_{0,24}Al_{0,55})_5[(Si_{6,20}Al_{1,80})_8(O_{21,91}OH_{0,09})_{22}](OH)_2$; $f - 51,33$ мол. %

Австралия, Брокенхилл (3 ан.) — $(Ca_{1,73}Na_{0,46}K_{0,16})_{2,35}(Mg_{2,35}Mn_{0,03} \cdot Fe_{1,83}^{2+}Fe_{0,25}^{3+}Ti_{0,22}Al_{0,32})_5[(Si_{6,40}Al_{1,60})_8(O_{21,58}OH_{0,42})_{22}](OH)_2$; $f - 46,79$ мол. % [51].

Антарктида (3 ан.) — $(Ca_{1,78}Na_{1,47}K_{0,30})_{2,55}(Mg_{2,14}Mn_{0,03}Fe_{1,82}^{2+}Fe_{0,49}^{3+} \cdot Ti_{0,25}Al_{0,27})_5[(Si_{6,01}Al_{1,99})_8(O_{21,57}OH_{0,43})_{22}](OH)_2$ $f - 51,58$ мол. %.

Адирондак (12 ан.): $(Ca_{1,82}Na_{0,44}K_{0,26})_{2,52}(Mg_{2,15}Mn_{0,03}Fe_{1,75}^{2+} \cdot Fe_{0,37}^{3+}Ti_{0,26}Al_{0,44})_5[(Si_{6,28}Al_{1,72})_8(O_{21,95}OH_{0,05})_{22}](OH_{1,91}F_{0,09})_2$; $f - 48,58$ мол. %.

Сводная формула (56 ан.) — $(Ca_{1,79-1,93}Na_{0,44-0,52}K_{0,16-0,30})_{2-2,5} \cdot (Mg_{2,04-2,49}Mn_{0,02-0,03}Fe_{1,55-1,87}^{2+}Fe_{0,25-0,67}^{3+}Ti_{0,17-0,26} \cdot Al_{0,05-0,55})_5[(Si_{6,01-6,40}Al_{1,60-2,0})_8O_{22}](OH)_2$.

Изредка встречается роговая обманка II типа с пониженной или с резко повышенной железистостью. Первая — бледноокрашенная с железистостью 30–40 мол. % — встречена в Вежа-гундре Кольского полуострова (СССР), в Индии, в Антарктиде и на плато Адирондака (США). Формула (4 ан.): $(Ca_{1,89}Na_{0,54}K_{0,19})_{2,62}(Mg_{2,89}Mn_{0,01}Fe_{1,21}Fe_{0,30}Ti_{0,18}Al_{0,41})_5[(Si_{6,34} \cdot Al_{1,66})_8(O_{21,67}OH_{0,33})_{22}](OH_{1,92}F_{0,08})_2$; $f - 34,50$ мол. %.

Вторая — темно-зеленая, с железистостью 60–85 мол. % — встречена в кристаллических сланцах Кольского полуострова, $f = 73,7$ мол. % в черно-

Т а б л и ц а 12. Оптические свойства роговой обманки пород
алмадин-амфиболитовой фации

Окраска		<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>	<i>cNg</i> ^o	<i>2V_{Np}</i> ^o	<i>D</i>
	I	—	—	—	18–20	72–78	—
Бледно-зеленая	V	1,651–1,656	1,643	1,628–1,633	17	75–84	3,07
	VI	1,651–1,661	1,643–1,651	1,633–1,638	—	75–88	3,10
	VII	1,653–1,660	1,644–1,645	1,626–1,643	15–22	83	3,17–3,22
	I	1,670–1,678	1,663–1,673	1,645–1,659	13–23	70–84	3,17–3,22
Зеленая	II	1,666–1,692	1,647–1,682	1,638–1,666	12–23	68–90	3,23–3,25
	III	1,675–1,683	—	1,649–1,663	18	77	3,21–3,34
	IV	1,667–1,687	1,678	1,652–1,653	—	до 86	—
	V	1,660–1,682	1,651–1,673	1,634–1,661	10–34	72–90	3,19–3,21
	VI	1,668–1,687	1,657–1,668	1,640–1,664	17–26	65–80	3,19–3,21
	VII	1,666–1,673	от 1,657	1,642–1,648	23	76	3,19
	I	1,686–1,710	1,668–1,701	1,653–1,685	13–19	61–86	3,236–3,24
Темно-зеленая	II	1,679–1,705	1,674–1,693	1,660–1,680	13–27	56–85	3,19–3,35
	III	1,683–1,730	—	1,668–1,690	18	77	3,21–3,34
	IV	1,715	—	—	—	—	—
	V	1,689–1,698	1,681	1,668–1,675	—	—	—

китах Украины — 85,49, в мигматитах р. Учур на Алдане (СССР) — 73%, в гнейсах Уганды — 60%. Ее средняя формула (7 ан.): $(Ca_{1,68}Na_{0,43} \cdot K_{0,31})_{2,42}(Mg_{1,32}Mn_{0,04}Fe_{2,54}^{3+}Fe_{0,66}^{3+}Ti_{0,25}Al_{0,19})_5 [(Si_{6,13}Al_{1,87})_8 \cdot (O_{21,58}OH_{0,42})_{22}] (OH)_2; f - 70,17 \text{ мол. \%}$.

Та и другая роговые обманки близки к наиболее распространенной среднежелезистой. Первая немного кислее: $SiO_2 - 42-44\%$, а вторая основнее: $SiO_2 - 37,7-42\%$.

Высокоглиноземистая роговая обманка I типа встречается изредка во всех породах. От минерала II типа она отличается только повышенным содержанием алюминия, достигающим иногда 20%. Железистость колеблется от 23 до 59 мол.%. Окраска разная, как и во II типе. По содержанию кремния разделяется на более основную, $Si - 5,73-5,85$ средняя формула (4 ан.): $(Ca_{1,90}Na_{0,64}K_{0,24})_{2,78}(Mg_{2,68}Mn_{0,02}Fe_{1,13}^{2+}Fe_{0,43}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,54})_5 \cdot [(Si_{5,84}Al_{2,16})_8(O_{21,88}OH_{0,12})_{22}] (OH)_2$ и более кислую, $Si - 6,08-6,25$, формула (6 ан.): $(Ca_{1,85}Na_{0,78}K_{0,18})_{2,81}(Mg_{2,54}Mn_{0,03}Fe_{1,03}^{2+}Fe_{0,45}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,75})_5 [(Si_{0,14}Al_{1,86})_8O_{22}] (OH_{1,86}O_{10,9}F_{0,05})_2$. Железистость у обеих от 23 до 45%; $f_{cp} - 36,74 \text{ мол. \%}$.

Очень редко в тех же породах встречается бледноокрашенная, или зеленая роговая обманка V типа, содержащая от 45 до 48% SiO_2 , но в остальном очень близкая ко II типу: $Al_2O_3 - 12-13\%$, титана 0,5–1,7%, с разной железистостью от 20 до 50 мол.%. Такая роговая обманка встречена в кристаллических сланцах Анабарского массива и на Алдане (СССР). Наиболее железистая в амфиболах р. Колымы (СССР) и в чарнокитовых сериях Западной Австралии. Средняя формула (4 ан.): $(Ca_{1,85}Na_{0,48} \cdot K_{0,14})_{2,47}(Mg_{2,62}Mn_{0,02}Fe_{1,07}Fe_{0,30}Ti_{0,10}Al_{0,89})_5 [(Si_{6,72}Al_{1,28})_8 \cdot O_{22}] (O_{0,40}OH_{1,52}F_{0,06})_2; f - 35,95 \text{ мол. \%}$.

Т а б л и ц а 13. Содержание окислов (в вес.%) в составе роговой обманки гранулитовой фации

Окислы	Высокоглине-земистая	Среднеглинеземистая		Малоглинеземистая		
	I (10)	II (68)		V (3)	III (12)	VI (3)
		A	Б			
1	2	3	4	5	6	7
Амфиболиты (23)						
	(2)	(19)		(1)	(0)	(1)
SiO ₂	39,28–40,56	41–42,5	40,12–44,62	47,82		46,80
Al ₂ O ₃	15,08–16,66	11,12–13,0	10,13–13,57	13,45		9,82
TiO ₂	1,40–1,64	1–2	0,44–2,71	0,95		0,68
Fe ₂ O ₃	2,53–4,92	3–4	2,37–9,58	2,49		3,04
FeO	6,32–10,05	9–14	7,20–15,84	12,52		8,62
MgO	11,29–15,80	9–12	8,87–14,25	7,98		14,3
CaO	12,32–12,80	11–12	10,58–12,69	10,44		11,57
Na ₂ O	2,31–2,43	1–2	1,22–2,53	1,67		2,53
K ₂ O	0,64–1,36	1–1,5	0,55–1,69	0,57		0,70
F	–	0,01–0,03	Сл. – 0,05	–		0,23
Кристаллические сланцы (26)						
	(2)	(17)	(1)	(4)	(2)	
SiO ₂	40,86–43,72	40–43,5	40,13–45,1	46,68	41,13–43,70	45,50–47,20
Al ₂ O ₃	14,43–14,62	11–13	10,11–13,16	12,38	6,44–9,76	7,82–8,42
TiO ₂	0,95–3,02	0,5–2,4	0,57–2,40	0,49	1,31–3,59	0,45–1,38
Fe ₂ O ₃	1,07–5,04	1–6	0,63–8,68	4,35	5,04–7,36	3,03–3,76
FeO	8,44–12,14	10–16	6,48–20,99	9,93	8,41–16,28	6,47–11,14
MgO	9,03–14,42	9–13	4,77–14,90	9,52	7,92–12,94	11,59–23,31
CaO	10,36–10,87	11–12	10,20–13,35	12,11	12,10–14,61	8,32–12,87
Na ₂ O	1,95–3,68	1–2	1,18–2,04	2,34	1,48–2,80	0,64–1,00
K ₂ O	1,67–1,52	0,5–2	0,52–2,16	0,66	1,44–1,92	0,26–0,60
F	0–0,70	До 1,35	0–1,35	–	0,11–1,52	0–0,35
Гнейсы и мигматиты (22)						
	(3)	(15)	(0)	(4)	(0)	
SiO ₂	41,12–43,50	40–43	37,77–44,73		44,27–44,76	
Al ₂ O ₃	14,92–20,57	11–12	10,67–13,82		9,56–9,96	
TiO ₂	0,75–2,07	1,8–3,0	0,93–3,37		1,51–2,36	
Fe ₂ O ₃	2,15–7,44	2–4	1,80–6,78		0,11–2,24	
FeO	6,43–9,05	13–20	9,30–22,62		16,55–19,16	
MgO	5,28–13,20	5–13	5,13–13,53		8,95–10,93	
CaO	10,98–11,40	9–12	9,02–12,04		10,93–11,30	
Na ₂ O	1,92–3,88	1–2	0,95–1,91		1,19–1,58	
K ₂ O	0,38–1,22	0,5–1,8	0,14–3,08		0,21–0,75	
F	–		0–0,94		–	

Таблица 13 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Чарнокиты (25)						
	(3)	(17)	(1)	(4)	(0)	
SiO ₂	40,04-42,02	38-43	38,40-43,74	45,90	41,88-43,46	
Al ₂ O ₃	14,12-16,78	10-13,9	10,24-13,88	12,75	7,23-9,44	
TiO ₂	2,04-2,28	1-2,7	1,06-3,22	0,62	1,92-5,70	
Fe ₂ O ₃	4,27-4,83	3,6-6,6	1,86-12,30	3,11	4,50-8,65	
FeO	6,15-11,20	10-17	8,67-20,32	4,52	9,26-16,32	
MgO	10,02-11,73	8-12	2,70-13,73	16,38	7,53-12,24	
CaO	11,00-15,32	10-11	8,00-13,98	12,63	10,06-12,07	
Na ₂ O	1,56-2,02	1,4-2,4	1,41-2,42	0,76	1,46-2,38	
K ₂ O	0,25-1,88	0,1-0,3	0,42-1,53	0,48	0,42-1,38	
F	-	-	0-1,50	0,41	0-Сл.	
Cl	Сл.	-	0-0,12	-	-	

Компо- ненты	Высоко- глинозе- мистая	Среднеглиноземистая		Малоглиноземистая			
		I	II		V	III	VI
			A	Б			
1	2	3	4	5	6	7	

Амфиболиты (23)

	(2)	(19)	(1)	(0)	(1)
Al ^{IV}	5,73-5,85	6,05-6,40	5,95-6,51	7,00	6,78
Al ^{VI}	2,15-2,27	1,60-1,95	1,49-2,05	1,00	1,22
Ti	0,50	0,25-0,45	0,18-0,52	1,31	0,45
Fe ³⁺	0,15-0,18	0,1-0,2	0,04-0,31	0,11	0,08
Fe ²⁺	1,27-0,54	0,3-0,5	0,26-1,07	0,28	0,33
Mg	0,75-1,25	1,0-1,75	0,89-1,96	1,53	1,04
Ca	2,50-3,33	2,25	1,98-3,01	1,74	3,07
Na	1,93-1,96	1,7-1,9	1,61-2,01	1,64	1,79
K	0,63-0,71	0,40-0,60	0,35-0,70	0,47	0,71
F	0,11-0,26	0,2-0,3	0,10-1,32	0,10	0,12
	-		0,02-0,40	-	0,03

Кристаллические сланцы (26)

	(2)	(17)	(1)	(4)	(2)	
Al ^{IV}	6,05-6,25	6,0-6,5	5,94-6,57	6,93	6,51-6,64	6,66-6,98
	1,75-1,95	1,45-1,87	1,43-2,00	1,07	1,21-1,48	1,02-1,34
Al ^{VI}	0,56-0,70	0,2-0,5	0-0,56	1,10	0-0,28	0-0,44
Ti	0,10-0,34	0,1-0,2	0,06-0,27	0,05	0,15-0,28	0,04-0,16

Т а б л и ц а 13 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
Fe ³⁺	0,11–0,56	0,5	0,07–1,00	0,49	0,58–0,85	0,33–0,42
Fe ²⁺	1,00–1,51	1,3–2	0,81–2,74	1,23	1,07–2,16	0,79–1,37
Mg	1,99–3,07	1–3	1,11–3,19	2,10	1,87–2,93	2,56–3,82
Ca	1,63–1,66	1,6–1,9	1,62–2,24	1,94	1,96–2,37	1,30–2,03
Na	0,56–1,02	0,3–0,5	0,36–0,56	0,67	0,46–0,82	0,18–0,28
K	0,11–0,28	0,1–0,4	0,09–0,41	0,12	0,30–0,37	0,04–0,11
F	0–0,09	–	До 0,17	–	0,01–0,19	0,05

Гнейсы и мигматиты (22)

	(3)	(15)	(0)	(4)	(0)
	6,13–6,37	6,0–6,5	5,76–6,49	6,54–6,64	
Al ^{IV}	1,63–1,87	1,5–2	1,51–2,16	1,36–1,47	
Al ^{VI}	0,69–1,91	0–0,5	0–0,53	0,20–0,34	
Ti	0,08–0,23	0,2–0,36	0,11–0,38	0,17–0,26	
Fe ³⁺	0,23–0,86	0,3–0,6	0,20–0,78	0,01–0,25	
Fe ²⁺	0,80–1,11	1,8–2,2	1,11–2,82	2,04–2,36	
Mg	1,15–2,87	1,2–2,9	1,19–2,88	1,96–2,39	
Ca	1,72–1,86	1,5–1,9	1,49–1,93	1,72–1,78	
Na	0,55–1,12	0,3–0,5	0,28–0,58	0,34–0,45	
K	0,07–0,23	0,1–0,3	0,03–0,60	0,04–0,27	
F	–		0–0,43	–	

Чарнокиты (25)

	(3)	(17)	(1)	(4)	(0)
Si	5,95–6,18	5,6–6,4	5,65–6,43	6,47	6,26–6,53
Al ^{IV}	1,82–2,05	1,6–2,4	1,77–2,10	1,53	1,27–1,68
Al ^{VI}	0,60–1,01	–	0–0,61	0,59	0–0,09
Ti	0,22–0,26	0,1–0,3	0,13–0,36	0,07	0,22–0,63
Fe ³⁺	0,47–0,53	0,4–0,6	0,20–1,45	0,32	0,50–0,94
Fe ²⁺	0,76–1,39	1,3–2,3	1,02–2,66	0,53	1,16–2,03
Mg	2,22–2,57	1,6–2,8	0,63–2,97	3,44	1,73–2,73
Ca	1,80–2,42	1,6–1,9	1,35–2,21	1,92	1,59–1,99
Na	0,44–0,57	0,4–0,7	0,41–0,70	0,20	0,42–0,69
K	0,04–0,36	–	0,07–0,30	0,08	0,07–0,27
F	–	–	0–0,71	0,19	–
Cl	–	–	0–0,03	–	–

Малоглиноземистые роговые обманки также встречаются очень редко, чаще других – III тип и 2 раза – VI; VII тип не встречен ни разу.

III тип распространен в кристаллических сланцах с диопсидом на Алдане, в основных гнейсах Брокенхилла, в Австралии [51] и встречается также в чарнокитовых породах на Кольском п-ове (СССР), в Индии и в Уганде. Для этой роговой обманки характерно высокое содержание титана –

1,3–3,88% и железистость – 35–61%. В районе Алдана роговая обманка содержит SiO_2 – 43,7%, Al_2O_3 – 6,5–9,5%. Исключительно высоко содержание фтора – 0,11–1,51%, также высок процент CaO. Средняя формула (4 ан.): $(\text{Ca}_{2,19}\text{Na}_{0,60}\text{K}_{0,32})_{3,11}(\text{Mg}_{2,48}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{1,43}^{+2}\text{Fe}_{0,72}^{+3}\text{Ti}_{0,23}\text{Al}_{0,10})_5[(\text{Si}_{6,55}\text{Al}_{1,45})_8\text{O}_{22}](\text{O}_{1,09}\text{OH}_{0,43}\text{F}_{0,48})_2$; f – 45,89 мол. %.

Во всех других районах роговая обманка III типа несколько кислее: SiO_2 – 42,4–44,75%, Al_2O_3 – 7–10%. Фтор не показан вообще. Общая формула (7 ан.): $(\text{Ca}_{1,77}\text{Na}_{0,43}\text{K}_{0,11})_{2,31}(\text{Mg}_{2,16}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{1,98}^{+2}\text{Fe}_{0,40}^{+3}\text{Ti}_{0,33}\text{Al}_{0,11})_5[(\text{Si}_{6,53}\text{Al}_{1,47})_8(\text{O}_{21,78}\text{OH}_{0,22})_{22}](\text{OH})_2$; f – 45,89 мол. %.

На Алдане в тех же диопсидо-плаггиоклазовых кристаллических сланцах и в амфиболитах встречается роговая обманка VI типа, зеленая и коричневая, 46–47% – SiO_2 и 8–10% – Al_2O_3 . Здесь также много титана – 0,45–1,38%. Железистость – 30–40 мол. %. Формула (2 ан.): $(\text{Ca}_{1,90}\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,11})_{2,51}(\text{Mg}_{2,82}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{1,20}\text{Fe}_{0,38}\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,44})_5[(\text{Si}_{6,88}\text{Al}_{0,12})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,58}\text{O}_{0,37}\text{F}_{0,05})_2$; f – 35,70 мол. %.

Роговая обманка в породах гранулитовой фации по количеству кремния в формуле дает следующий ряд:

- | | |
|--|--|
| 1. $[\text{Si}_6\text{-Al}_2] - [\text{Si}_{6,1}\text{Al}_{1,9}]$ | I тип – наиболее основная разновидность роговой обманки. |
| 2. $[\text{Si}_{6,0}\text{-Al}_2] - [\text{Si}_{6,2}\text{-Al}_{1,8}]$ | I тип – более кислая разновидность. |
| 3. $[\text{Si}_{6,0}\text{-Al}_2] - [\text{Si}_{6,2}\text{-Al}_{1,8}]$ | II тип – высоко- и среднежелезистые разновидности в такой последовательности: район Антарктиды, Анабарского щита, Восточных Саян, Украинского щита, Индии, Африки. |
| 4. $[\text{Si}_{6,2}\text{-Al}_{1,8}] - [\text{Si}_{6,4}\text{-Al}_{1,6}]$ | II тип – маложелезистая разновидность II типа: Скандинавия, Якутия, плато Адирондака. |
| 5. $[\text{Si}_{6,53}\text{-Al}_{1,47}] - [\text{Si}_{6,55}\text{-Al}_{1,45}]$ | III тип роговой обманки |
| 6. $[\text{Si}_{6,7}\text{-Al}_{1,3}]$ | V тип. |
| 7. $[\text{Si}_{6,8}\text{-Al}_{1,2}] - [\text{Si}_{6,9}\text{-Al}_{1,1}]$ | VI тип. |

В табл. 14 приведены интервалы колебаний величины оптических констант по окраскам роговой обманки и по типам. Как видим, эти данные очень однообразны.

В эклогитовой фации роговая обманка встречается редко, в ассоциации с гранатом и пироксенами. Большей частью она здесь реликтовая, весьма близкая роговой обманке гранулитовой и амфиболитовой фаций, относится к I и II типам, содержит 41–42% SiO_2 , 10–19% Al_2O_3 . Железистость – 10–50 мол.%; 11–12% кальция с небольшой щелочностью. Окраска – от бледно-буровато-зеленой до зеленой и коричневой. При развитии регрессивных явлений метаморфизма роговая обманка замещает омфациит; при прогрессирующем влиянии щелочного метасоматоза теряет

Т а б л и ц а 14. Оптические свойства роговой обманки пород гранулитовой фации (сводка)

Окраска под микроскопом		N_g	N_m	N_p	$cN_g, ^\circ$	$2V_{Np}, ^\circ$	D
Бледно-буро-зеленая	I	1,679	—	1,654	—	—	—
	II	1,666	—	1,650	13	89	—
	VI	1,660	—	1,644	—	—	—
	I	1,678–1,688	—	1,688	15–23	80–82	—
Зеленая	II	1,679–1,700	1,665–1,682	1,650–1,680	8–23	70–84	3,20–3,243
	III	1,679–1,687	—	1,654–1,670	14–16	76–86	—
	V	1,692	1,684	1,674	—	—	—
	I	1,678	—	—	23	80	—
Темно-зеленая	II	1,679–1,715	1,683–1,700	1,663–1,685	11–17	60–81	3,21–3,364
	III	1,689	1,678	1,663	14	77	3,293
Коричневая	I	1,670–1,714	—	1,646–1,690	15–21	58–76	—
	II	1,676–1,698	1,671	1,655–1,674	13–25	64–88	3,17–3,28
	III	1,686–1,697	1,675–1,676	1,661–1,674	12–25	78–88	—
	VI	1,694	—	1,669	—	—	—
Сине-зеленая	II	1,690	1,679	1,666	24	80	—
	V	1,667	1,660	1,655	16	75	—

часть кальция, обогащается щелочами до 4%. В дальнейшем при последующих изменениях состава породы замещается каринтином или щелочно-кальциевыми амфиболами: катафоритом и сцехенинитом.

Роговая обманка пород контактового метаморфизма. В условиях контактового и контактово-метасоматического метаморфизма роговая обманка или образуется самостоятельно в ассоциации с пироксенами, средним плагиоклазом, биотитом, кварцем, гранатом и другими минералами, или замещает пироксен, если в образующихся породах сухой метасоматоз обогащается парами воды.

Состав роговой обманки в разных контактовых породах неодинаков. Особенно большие колебания имеет количество железа и магния, а также кремния и алюминия. Как и в породах регионального метаморфизма здесь преобладает среднеглиноземистая роговая обманка II типа, а в скарнах появляется низкотемпературная, малоглиноземистая роговая обманка VI и VII типов. На рис. 6 показано распределение типов по SiO_2 , Al_2O_3 и щелочности. Сравнение с рис. 1–3 показывает, что по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 роговая обманка контактовых пород ближе всего к роговой обманке фации зеленых сланцев. Щелочность у роговой обманки в контактовых породах выше — преимущественно между 0,20 и 0,35.

В роговиках встречается роговая обманка двух разновидностей: высокоглиноземистая, более основная, и малоглиноземистая, более кислая. Первая, I и II типов, содержит SiO_2 — 39–42%, Al_2O_3 — 12–16%, ассоциирует с моноклинным пироксеном, плагиоклазом от № 35–40 до № 62, кварцем,

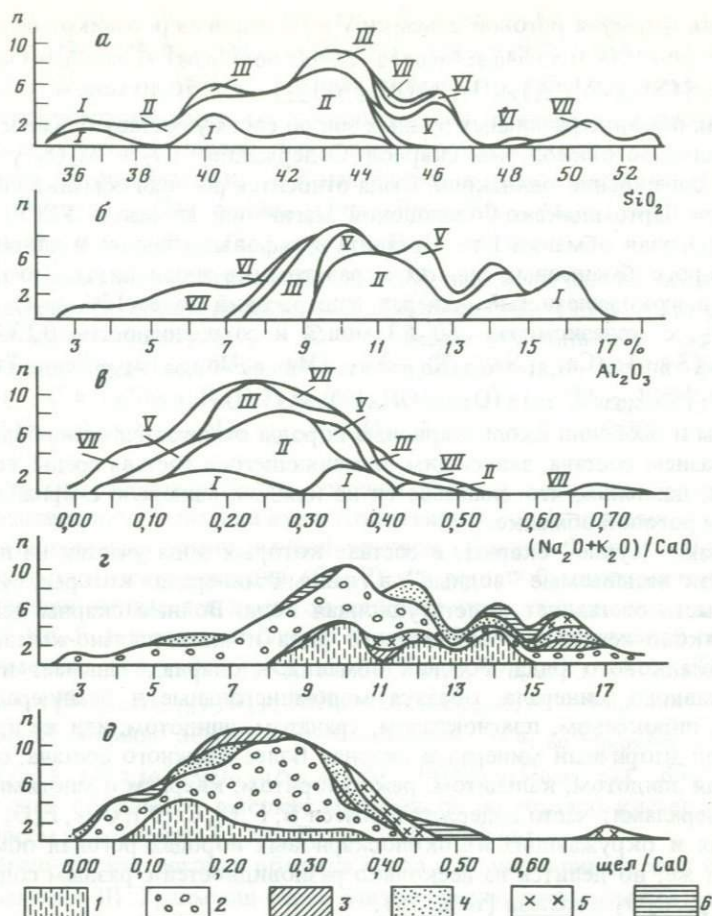


Рис. 6. Распределение типов роговой обманки в контактовых породах (66 ан.) (в вес.%)

a — по содержанию в них кремнезема, *б* — по содержанию в них глинозема, *в* — по характеру их щелочности, *г* — распределение количества алюминия в роговой обманке разных контактовых пород, *д* — распределение щелочности в роговой обманке разных контактовых пород; 1 — роговая обманка роговиков (11 ан.), 2 — роговая обманка скарнов (38 ан.), 3 — роговая обманка пород контактовых зон (3 ан.), 4 — роговая обманка пород рудных зон (8 ан.), 5 — роговая обманка жадеититов (3 ан.), 6 — марганцевая роговая обманка (3 ан.); I—VII — выделенные типы роговых обманок; *n* — число измерений

сфеном, магнетитом. Вторая, V и III типов, ассоциирует уже не с пироксеном, а с андезином № 35—40, биотитом, кварцем, магнетитом. Формула роговой обманки I типа из пироксеновых роговиков Южного Уэльса в Австралии: $(\text{Ca}_{2,01}\text{Na}_{0,35}\text{K}_{0,55})_{2,91}(\text{Mg}_{0,75}\text{Mn}_{0,10}\text{Fe}_{3,07}^{2+}\text{Fe}_{0,54}^{+}\text{Ti}_{0,11}\text{Al}_{0,43})_5 \cdot [(\text{Si}_{5,80}\text{Al}_{2,20})_8(\text{O}_{21,43}\text{OH}_{0,07})_{22}](\text{OH})_2$; *f* — 80,86%.

Средняя формула II типа, 5 ан. из тех же пироксеновых роговиков Южного Уэльса (Австралия), Тагила и Украины (СССР): $(\text{Ca}_{1,98}\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,12})_{2,58}(\text{Mg}_{2,21}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{0,78}\text{Fe}_{0,31}\text{Ti}_{0,17}\text{Al}_{0,49})_5 [(\text{Si}_{6,27}\text{Al}_{1,79})_8(\text{O}_{21,99}\text{OH}_{0,01})_{22}](\text{OH})_2$. Средняя общая железистость 50,10 мол.%. 51

Средняя формула роговой обманки V и III типов из роговиков без пироксена (5 ан.): $(\text{Ca}_{1,73}\text{Na}_{0,31}\text{K}_{0,07})_{2,11}(\text{Mg}_{2,20}\text{Mn}_{0,05}\text{Fe}_{1,90}^{2+}\text{Fe}_{0,33}^{3+}\text{Ti}_{0,10}\text{Al}_{0,42})_5[(\text{Si}_{6,62}\text{Al}_{1,38})_8(\text{O}_{21,34}\text{OH}_{21,34})_{22}]$; $f - 50,40$ мол. %.

Роговая обманка различных рудных зон по своему составу ближе к роговой обманке роговиков, чем скарнов. Содержание SiO_2 и Al_2O_3 у той и у другой совершенно одинаково. Сюда относится роговая обманка контактовых зон Чартомлыкско-Соленовской магнитной аномалии УССР. Одна и та же роговая обманка I типа развита в туфовых сланцах, в хлоритово-кварцево-рогообманковых сланцах с гранатом и в апоспилитах. Это темно-зеленый высокожелезистый минерал, содержащий более 15% Al_2O_3 , 40–42% SiO_2 , с железистостью 60–83 мол. % и со щелочностью 0,13–0,16. Формула (3 ан.): $(\text{Ca}_{1,81}\text{Na}_{0,33}\text{K}_{0,07})_{2,21}(\text{Mg}_{0,89}\text{Mn}_{0,04}\text{Fe}_{2,37}\text{Fe}_{0,57}\text{Ti}_{0,05}\text{Al}_{1,08})_5[(\text{Si}_{6,23}\text{Al}_{1,77})_8(\text{O}_{21,99}\text{OH}_{0,01})_{22}](\text{OH})_2$.

Скарны и особенно околоскарновые породы отличаются очень большим разнообразием состава, зависящим от меняющегося состава среды, ее температуры, давления, что сказывается на каждом минерале скарна, в том числе и на роговой обманке.

Различают "сухие" скарны, в составе которых вода участия не принимает, и так называемые "водные", в главных минералах которых существенную часть составляет конституционная вода. Водные скарны делятся на известково-железистые эпидотового ряда и магнезиально-железистые роговообманкового ряда. Роговая обманка в скарнах занимает иногда место главного минерала, образуя мономинеральные и биминеральные скарны с пироксеном, плагиоклазом, гранатом, эпидотом, или же присутствует как вторичный минерал в скарнах более сложного состава, сопровождаемая эпидотом, кальцитом, реже хлоритом, кварцем и многими другими минералами; часто содержит примеси В, F, Cl, Cr, Ni, CO_2 , P_2O_5 и др. В скарнах и окружающих их околоскарновых породах роговая обманка одна и та же, но делится на несколько разновидностей с разным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и железа (табл. 15).

Полнее всего роговая обманка скарнов охарактеризована в работах по Алданскому району Сибири. Там распространены три ее разновидности: высокоглиноземистая I типа, среднеглиноземистая II и III типов и малоглиноземистая VII типа. Во всех скарнах и околоскарновых породах преобладает среднеглиноземистый тип, синевато-зеленая роговая обманка II и III типа, содержащая 39–44% SiO_2 , 9–14% Al_2O_3 и имеющая от 28 до 55% железистости. Это самая распространенная роговая обманка регионального метаморфизма. Средняя формула II типа (12 ан.): $(\text{Ca}_{1,90}\text{Na}_{0,47}\text{K}_{0,31})_{2,68}(\text{Mg}_{2,83}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{1,31}^{2+}\text{Fe}_{0,51}^{3+}\text{Ti}_{0,08}\text{Al}_{0,25})_5[(\text{Si}_{6,21}\text{Al}_{1,79})_8(\text{O}_{21,73}\text{OH}_{0,27})_{22}](\text{OH}_{1,74}\text{F}_{0,23}\text{Cl}_{0,01})_2$; $f - 39,30$ мол. %.

Формула III типа: $(\text{Ca}_{1,75}\text{Na}_{0,45}\text{K}_{0,24})_{2,44}(\text{Mg}_{3,10}\text{Mg}_{0,02}\text{Fe}_{1,21}^{2+}\text{Fe}_{0,64}^{3+}\text{Ti}_{0,03})_5[(\text{Si}_{6,21}\text{Al}_{1,55}\text{Fe}_{0,24}^{3+})_8(\text{O}_{21,10}\text{OH}_{0,90})_{22}](\text{OH}_{1,62}\text{F}_{0,34}\text{Cl}_{0,04})_2$; $f - 39,8$ мол. %.

Как видим, обе роговые обманки имеют одинаковое содержание кремния, железа, щелочей. III тип беднее кальцием, глиноземом, целиком размещающемся в кремнекислородных тетраэдрах.

Сюда близка зеленая роговая обманка III типа из Прибайкалья (р. Слю-

дянка) [25], но она богаче железом, $f - 57,8$ мол.%. Ее формула: $(Ca_{1,69} \cdot Na_{0,59} K_{0,41})_{2,69} (Mg_{2,15} Mn_{0,03} Fe_{2,0} Fe_{0,71}^{3+} Ti_{0,21})_5 [(Si_{6,26} Al_{1,61} Fe_{0,13}^{3+})_8 \cdot (O_{21,77} OH_{0,23})_{22}] (OH)_2$. Роговая обманка I типа встречается только в магнетит-роговообманковых прослоях на месторождении Таежном [37] и в околоскарновой породе передового фронта карбонатизации, где она образуется по фассаит-авгиту. Общая формула обоих анализов: $(Ca_{2,06} \cdot Na_{0,38} K_{0,46})_{2,90} (Mg_{2,76} Mn_{0,02} Fe_{1,06} Fe_{0,60} Ti_{0,16} Al_{0,40})_5 (Si_{5,73} Al_{2,24} \cdot V_{0,03})_8 O_{22} (OH_{1,80} O_{0,16} Cl_{0,04})_2$; $f - 37,22$ мол.%.

Малоглиноземистая роговая обманка VII типа встречается на месторождениях Таежном и Железорудном [43] (Марковкина, 1964)¹. Эта роговая обманка много кислее, $SiO_2 - 50-51\%$, беднее алюминием, $Al_2O_3 - 2,6-5,0\%$, бледноокрашена и очень железиста — $22-27$ мол.%. Средняя формула (3 ан.): $(Ca_{1,88} Na_{0,38} K_{0,14})_{2,30} (Mg_{3,78} Mn_{0,02} Fe_{1,00} Fe_{0,20})_5 [(Si_{7,27} \cdot Al_{0,67} Fe_{0,06})_8 (O_{21,28} OH_{0,72})_{22}] (OH_{1,93} F_{0,07})_2$; $f - 25,00\%$ (табл. 16, 17).

Для других районов развития роговой обманки в скарнах получаем еще 55 ее разновидностей, так или иначе отличающихся от Алданских.

1. Разновидность темно-зеленой роговой обманки I типа в Приморье на Першинском месторождении (СССР) и в роговообманковом моноскарне Финляндии отличается высокой железистостью, повышенным содержанием Ti, Mn, F, в остальном близка алданской. Формула роговой обманки из Приморья: $(Ca_{2,16} Na_{0,29} K_{0,64})_{3,09} (Mg_{1,26} Mn_{0,16} Fe_{1,76} Fe_{0,66} Ti_{0,12} \cdot Al_{1,04})_5 [(Si_{5,82} Al_{2,18})_8 O_{22}] (OH_{0,72} O_{0,01} F_{0,27})_2$; $f - 62,8$ мол.%.

Формула роговой обманки из Финляндии: $(Ca_{1,80} Na_{0,05} K_{0,02})_{1,87} \cdot (Mg_{0,64} Fe_{2,54} F_{2,54}) [(Si_{6,60} Al_{1,40})_8 O_{22}] (OH_{1,91} O_{0,09})_2$; $f - 83,29$ мол.%. Эта роговая обманка высокоглиноземиста, но гораздо кислее, $SiO_2 - 44\%$, совсем не содержит Ti, Mn, F, щелочей почти нет.

2. Темно-зеленая роговая обманка Урала и Японии принадлежит ко II типу с примесью III. Уральская очень близка среднеглиноземистой разновидности, встречающейся на Алдане, но более железиста. Содержит $35-40\%$ SiO_2 , около 10% Al_2O_3 ; щелочность до 0,30. Формула (5 ан.): $(Ca_{1,93} \cdot Na_{0,56} K_{0,20})_{2,69} (Mg_{1,02} Mn_{0,02} Fe_{2,80} Fe_{1,06} Ti_{0,10})_5 [(Si_{6,11} Al_{1,98} Fe_{0,01} \cdot O_{22})] (OH_{1,65} F_{0,20} O_{0,15})_2$; $f - 79,7$ мол.%.

Эта же роговая обманка развита в скарне рудника Обира (Obira) в Японии. Она содержит $38,8\%$ SiO_2 и $9,07\%$ Al_2O_3 , железистость $89,37\%$, щелочность 0,315.

3. Малоглиноземистая, но высокожелезистая темно-зеленая роговая обманка встречается в скарнах Амурской области на Лянгарском месторождении (СССР) и на о-ве Кинг в Бассовом проливе (Австралия).

Несмотря на их территориальную разобщенность, все три роговые обманки очень близки по составу, почти тождественны. Кроме низкого процента алюминия и высокой железистости их отличает также предельно малая щелочность. Только в роговой обманке Лянгара содержится $0,75\%$ $Na_2O + K_2O$. В роговых обманках Амурской области и о-ва Кинг щелочей нет совсем.

¹ Образцы пород предоставлены Н.П.Перцевым и Л.И.Шабыниным.

Т а б л и ц а 15. Содержание окислов (в вес.%) главнейших элементов в составе роговой обманки контактовых пород (63 ан.)

Окислы	Высокоглиноземистая	Среднеглиноземистая		Малоглиноземистая	
	I (6)	II (6)	V (7)	III (2)	VII (1)
Роговики (41)					
	(1)	(5)	(4)	(1)	
SiO ₂	36,34	40,96-43,38	45,12-46,14	44,46	
Al ₂ O ₃	14,06	10,21-14,12	9,83-11,98	9,33	
TiO ₂	0,94	1,18-2,75	0,54-1,11	1,84	
Fe ₂ O ₃	4,38	1,49-5,39	1,14-5,51	3,85	
FeO	22,99	12,96-16,88	14,37-16,96	16,36	
MgO	3,14	7,71-12,57	9,69-12,15	8,94	
CaO	11,82	10,68-13,96	10,01-11,77	11,69	
Na ₂ O	1,14	0,96-2,54	0,95-1,28	1,14	
K ₂ O	2,66	0,16-1,42	0,03-0,36	0,30	
F	0,02	Нет	0-0,03	0,06	
Породы контактовой зоны (3)					
	(1)	(1)		(1)	
SiO ₂	41,72	44,60		44,86	
Al ₂ O ₃	15,86	11,00		9,10	
TiO ₂	0,81	1,65		1,65	
Fe ₂ O ₃	3,36	3,40		10,48	
FeO	6,03	11,80		9,55	
MgO	14,14	12,60		8,01	
CaO	12,92	10,70		13,12	
Na ₂ O	1,42	2,10		2,05	
K ₂ O	2,60	0,20		Нет	
F	0,16	0,50		Нет	
Cl	0,46	-		"	
	(4)	(0)	(3)	-	(1)
SiO ₂	38,48-42,74		45,50-46,09		46,28
Al ₂ O ₃	14,46-16,37		12,18-12,93		6,20
TiO ₂	0,39-0,60		0-0,68		0,20
Fe ₂ O ₃	4,81-5,42		0,28-0,79		3,55
FeO	10,22-21,11		0-0,75		20,80
MgO	2,47-12,19		20,63-20,82		8,16
CaO	10,81-12,22		12,91-13,31		11,22
Na ₂ O	1,12-1,62		2,36-2,76		Нет
K ₂ O	0,20-3,07		1,76-1,84		Нет
F	-		2,80-2,84 (!)		-
Cl	0-0,08				-

Высокоглиноземистая	Среднеглиноземистая	Малоглиноземистая			
		I (4)	II (17)	III (9)	VI (1)
Скарны					
(2)	(7)	(4)	(1)	(10)	
36,86-44,09	37,36-43,50	35,84-43,90	45,21	45,35-52,91	
14,60-17,26	10,00-12,27	7,93-9,95	8,33	2,68-7,91	
0-1,05	0,12-2,27	0,22-1,28	0,02	Сл. -1,16	
5,59-5,79	4,27-10,11	4,64-13,93	5,92	0-4,00	
13,39-20,29	7,58-21,62	4,20-25,87	71,86	2,37-29,20	
2,85-5,38	2,52-16,29	1,65-13,1	7,16	2,28-20,52	
11,23-12,83	9,34-12,69	9,31-13,80	12,39	10,11-4,00	
0,14-0,96	0,91-2,89	0,80-2,79	Сл.	0,26-2,71	
0,14-3,23	0-2,25	0,47-1,60	Сл.	0-2,34	
-	0-1,61	-	-	0-0,58	
Околоскарновые породы					
(1)	(8)	(5)			
38,26	39,98-44,36	39,80-44,21			
15,50	9,98-13,47	7,38-9,37			
2,48	0,48-1,23	0,07-1,80			
5,89	3,36-5,14	4,70-11,42			
6,75	6,02-13,73	8,61-21,84			
12,66	10,00-15,34	3,21-15,60			
13,52	11,75-12,92	9,92-13,86			
1,20	1,01-1,93	0,81-2,26			
1,78	1,14-3,60	1,09-2,17			
0,61	0-1,42	0-1,52			
		0-0,51			
Жадентиты					
(1)	(2)				
39,69	41,57-43,23				
16,20	10,90-11,81				
1,01	0,67-0,91				
2,90	2,60-6,06				
10,00	6,47-10,92				
12,61	11,96-16,30				
11,15	9,39-9,64				
3,77	3,71-5,12				
0,54	0,40-1,39				
-	-				
-	-				

Т а б л и ц а 16. Содержание главных элементов в составе роговой обманки контактовых пород (в числа атомов катионов на формульную единицу)

Компо- ненты	Высокоглино- земистая	Среднеглиноземистая		Малоглиноземис- тая	
	I (5)	II (6)	V (7)	III (4)	VII (1)

Роговики (10)

	(1)	(5)	(4)	(1)	-
Si	5,80	6,02-6,70	6,56-6,75	6,66	
Al ^{IV}	2,20	1,30-1,98	1,25-1,44	1,39	
Al ^{VI}	0,43	0,01-0,92	0,33-0,61	0,31	
Ti	0,11	0-0,31	0,06-0,12	0,20	
Fe ³⁺	0,54	0,16-0,61	0,13-0,60	0,38	
Fe ²⁺	3,07	1,62-2,11	1,73-2,06	2,06	
Mg	0,75	1,77-2,71	2,11-2,61	2,00	
Ca	2,01	1,65-2,30	1,56-1,86	1,87	
Na	0,35	0,28-0,74	0,27-0,35	0,33	
K	0,55	0,06-0,24	Сл.-0,06	0,05	
F	0,01	Нет	Нет	0,03	

Породы контактовой зоны (4)

	(1)	(1)	(2)
Si	6,05	6,38	6,89
Al ^{IV}	1,95	1,62	1,11
Al ^{VI}	0,76	0,26	0,53
Ti	0,09	0,18	0,19
Fe ³⁺	0,36	0,37	1,22
Fe ²⁺	0,79	1,43	1,23
Mg	3,05	2,72	1,83
Ca	2,01	1,66	2,16
Na	0,40	0,59	0,61
K	0,49	0,03	Нет
F	0,09	0,23	Нет
Cl	0,11	-	-

Рудные (8)

	(3)	(1)
Si	5,76-6,22	7,06
Al ^{IV}	1,69-2,17	0,94
Al ^{VI}	0-1,16	0,18
Ti	0,05-0,07	0,03
Fe ³⁺	0,53-0,63	0,41
Fe ²⁺	1,27-2,73	2,65
Mg	0,56-2,72	1,85
Ca	1,77-1,96	1,83
Na	0,30-0,43	Нет
K	0,04-0,58	Нет
F	Нет	-
Cl	0-0,02	-

	Высокоглино- земистая	Среднеглино- земистая	Малоглиноземистая		
	I (5)	II (17)	III (8)	VI (1)	VII (10)

Скарны (24)

	(2)	(7)	(4)	(1)	(10)
	5,82-6,66	5,98-6,31	5,99-6,51	6,90	7,21-7,45
	1,34-2,18	1,62-1,91	1,60-1,96	1,10	0,45-0,79
	1,04-1,26	0-0,40	0-0,16	0,40	0-0,74
	0-0,12	0,01-0,25	0,02-0,15	Сл.	Сл. -0,13
	0,65-0,66	0,48-1,26	0,53-1,54	0,68	0-0,45
	0,66-2,56	0,92-2,95	0,51-3,57	2,28	0,27-3,90
	0,64-1,26	0,62-3,50	0,41-2,96	1,63	0,54-4,22
	1,82-2,16	1,50-2,02	1,51-2,42	2,03	1,59-2,23
	0,05-0,29	0,29-0,86	0,26-0,89	Сл.	0,04-0,78
	0,02-0,64	0-0,46	0,08-0,33	Сл.	0-0,43
	0-0,27	0-0,79	-	-	0-0,25

Околоскарновые породы (14)

	(2)	(8)	(4)
	5,69	6,05-6,48	5,93-6,40
	2,31	1,52-1,95	1,52-1,63
	0,41	0,10-0,40	0-0,29
	0,26	0,04-0,13	0,01-0,21
	0,66	0,38-0,57	0,51-0,85
	0,84	0,94-1,73	1,05-2,98
	2,81	2,25-3,30	0,77-3,36
	2,15	1,81-2,06	1,58-2,42
	0,34	0,29-0,58	0,25-0,63
	0,34	0,22-0,44	0,20-0,41
	Сл.	0-0,65	0-0,72
	-	Нет	0-0,12

Жадентиты (3)

	(1)	(2)
	5,80	6,22-6,26
	2,20	1,74-1,78
	0,59	0,14-0,30
	0,11	0,08-0,10
	0,31	0,28-0,68
	1,22	0,78-1,36
	2,74	2,66-3,52
	1,75	1,46-1,54
	1,06	1,08-1,44
	0,10	0,07-0,26
	-	-
	-	-

Т а б л и ц а 17. Характеристика роговых обманок из скарнов

Цвет		SiO ₂ , %	Al ₂ O ₃ , %	f, мол.%	n
Буро- и синевато-зеленый	I	38	14–15	34–39	1,684–1,691
Темно-зеленый		36–44	14–17	63–83	
Буро-зеленый, синезеленый	II, IV	39–44	87–14	28–55	1,666–1,701
Темно-зеленый		35–40	10–11	62–92	1,692–1,730
Темно-зеленый	VII, VI	45–46	5–8	61–92	1,680
Зеленый	VII	48–50	6–7	48	1,670–1,678
Бледно-зеленый	VII	50–53	6,5–8	8–26	1,637–1,638

4. К ним очень близка роговая обманка VII типа на Урале и в Горной Шории, — она лишь немного кислее и менее железиста. Общая формула темно-зеленой роговой обманки VII типа (3 ан.): $(Ca_{1,91}Na_{0,04}K_{0,03} \times Mn_{0,11})_{2,09}(Mn_{0,03}Mg_{1,33}Fe_{2,93}Fe_{2,93}Ti_{0,01}Al_{0,24})_5[(Si_{7,04}Al_{0,9})_8 \times (O_{21,80}OH_{0,20})_{22}](OH)_2$; f — 72,75 мол.%. Формула зеленой уралосибирской (2 ан.): $(Ca_{1,91}Na_{0,41}K_{0,06})_{2,33}(Mg_{2,30}Mn_{0,05}Fe_{1,75}^{2+}Fe_{0,41}^{3+} \times Ti_{0,07}Al_{0,42})_5[(Si_{7,27}Al_{0,42})_{58}](OH_{1,43}O_{0,55}F_{0,02})_2$, f — 48,00 мол.%. В роговой обманке из Горной Шории также нет щелочей и только в уральской щелочность 0,26.

5. Разновидность бледно-зеленой роговой обманки VII типа из европейских и индийских скарнов очень близка малоглиноземистой разновидности на Алдане (СССР). Содержание SiO₂ и железистость у обеих одинаковые, только алданская беднее алюминием, а европейская имеет пониженную величину показателей преломления и очень малую железистость. Средняя формула (3 ан.): $(Ca_{1,93}Na_{0,26}K_{0,14})_{2,38}(Mg_{3,75}Fe_{0,65}^{2+}Fe_{0,04}^{3+}Al_{0,54} \times Ti_{0,02})_5[(Si_{7,37}Al_{0,63})_8O_{22}](OH_{1,52}O_{0,38}F_{0,10})_2$; f ср. — 16,74 мол.%. Средние формулы доказывают большое постоянство выделенных разновидностей роговой обманки в скарнах разных районов.

Роговая обманка жадеититов. Сами жадеититы — продукты интенсивного гидротермального натриевого метасоматоза — роговой обманки не содержат, но в их контактовых оторочках вместе с карбонатами роговая обманка присутствует [12]. Минерал принадлежит к I и II типам, содержит 39–43% SiO₂, 10–16% Al₂O₃, 9–11% извести, 4–6% щелочей с резким преобладанием натрия. Формула роговой обманки I типа из карбонатно-амфиболовой породы месторождения жадеититов Прибалхашья: $(Ca_{1,75}Na_{1,06} \times K_{0,10})_{2,91}(Mg_{2,74}Mn_{0,03}Fe_{1,22}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Ti_{0,11}Al_{0,59})_5[(Si_{5,80}Al_{2,20})_8 \times (O_{21,58}OH_{0,42})_{22}](OH)_2$; f — 35,71 мол.%; щелочность — 0,38. Средняя формула роговой обманки из оторочки тела жадеититов на Полярном Урале (8 ан.): $(Ca_{1,50}Na_{1,26}K_{0,16})_{2,82}(Mg_{3,09}Mn_{0,05}Fe_{1,07}^{2+}Fe_{1,48}^{3+}Ti_{0,09} \times Al_{0,22}[Si_{0,24}Al_{1,76}]_5(O_{21,55}OH_{0,45})_{22}](OH)_2$; f — 32,94 мол.%; щелочность — 0,42–0,69.

Повышенное содержание натрия при невысокой извести, а также близость жадеититов к эклогитам часто ставит под сомнение принадлежность

этого амфибола к роговой обманке. Этот амфибол значительно основное каринтина, что скорее приближает его к паргаситу, но оптические свойства — целиком роговообманковые. Большая основность, сравнительно малая железистость и большой угол оптических осей позволяют предположить, что эта роговая обманка реликтовая и возникла за счет основных магматических пород. При дальнейшем развитии метасоматоза в роговой обманке повышается процент кремнезема и она переходит в каринтин или сцехениит.

Существует 13 синонимов названия "роговая обманка", постепенно выходящих из употребления (Штрунц, 1962): бредальбанит, валериан, вейншенкит, гастальдит, диастатит, ксифонит, наурудит, норалит, римпилит, соретит, фасцикулит, филипстадит, черманит.

Разновидности роговой обманки. Марганцевая роговая обманка, развивающаяся в марганцевых месторождениях разных генезисов, первоначально была описана (Breithaupt, 1847; Dana, 1920) в Гамсиграде из долины Тимон в Югославии, где и была названа гамсиградитом (Gamsigradit). Она имеет бархатно-черный цвет и вместе с белым полевым шпатом образует особую породу тимацит. Имеющиеся анализы из Гамсиграда, из Аосты в Италии и с р. Бузулук на Украине (СССР) [21, № 932 и 933] показывают, что она содержит до 7% MnO, 40–48% SiO₂ и 8–15% Al₂O₃, т.е. может относиться к V, VI и I типам (табл. 18). Общая средняя формула: (Ca_{1,57}Na_{0,81}K_{0,11})_{2,49}(Mg_{1,91}Mn_{0,75}Fe_{1,16}²⁺Fe_{0,29}³⁺Ti_{0,03}Al_{0,86})₅ × [(Si_{6,68}Al_{1,32})₈O₂₂](OH_{1,80}O_{0,20})₂. Железистость колеблется чрезвычайно широко: от 3,51 в итальянской VI типа до 76,50 в украинской I типа. Минерал ассоциирует с браунитом, спессартином и Mn-гематитом. Оптические свойства приведены в табл. 19. Окраска под микроскопом очень разнообразна в зависимости от сочетания количества марганца с окисным и закисным железом.

Дашкесанит (Daschkesanite) является Cl-разновидностью высокоглиноземистой и высокожелезистой роговой обманки II типа. Найден и описан К.А. Крутовым [22] и другими на Дашкесанском железорудном месторождении. Щелочей содержит мало, Na/K = 1 : 1, и очень богат извостью; вместо фтора имеет до 7% хлора. Состав очень постоянен и может быть выражен общей формулой (21 ан.): (Ca_{1,99}Na_{0,39}K_{0,34})_{2,72}(Mg_{0,87} × Mn_{0,07}Fe_{2,92}²⁺Fe_{0,81}³⁺Ti_{0,06}Al_{0,27})₅ [(Si_{6,12}Al_{1,88})₈(O_{21,98}OH_{0,02})₂₂] × (OH_{1,49}Cl_{0,53}F_{0,04})₂; f — 79,69 мол.%. По оптическим свойствам дашкесанит также близок роговой обманке II типа. Отличается густой темно-синие-зеленой окраской с плеохроизмом Ng ≥ Nm > Np; от густо-синие-зеленого по Ng, темно-зеленого до непрозрачного по Nm и светло-оранжево-желтого по Np.

Образуется минерал в контактово-метасоматических скарных породах железорудных и других месторождений, где слагает почти мономинеральные участки, прожилки, пропластки, часто в ассоциации с эпидотом, хлоритом, кварцем, актинолитом, гематитом, кобальтином и другими сульфидами. Иногда находится в парагенезисе со скаполитом и гранатом [15].

Гудзонит (Gudsonit, Hudsonit) найден Ч.Хортоном в 1942 г. в кварцевых жилах Корнуолла (штат Нью-Йорк, США). Определен на Кусинском месторождении Южного Урала [22]. Встречается редко. Очень близок даш-

Т а б л и ц а 18. Химический состав разновидностей роговой обманки в интервалах колебания количества окислов

Разновидности роговой обманки	Окислы	Весовые проценты окислов			Числа атомов катионов в формульных единицах		
		I	V	VI	I	V	VI
		(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)
Гамсиградит	Общая железистость	76,50	36,9	3,51	6,59	6,71	6,79
	SiO ₂	40,86	46,58	48,28	1,47	1,29	1,21
	Al ₂ O ₃	15,13	13,63	8,55	1,38	1,01	0,20
	TiO ₂	0,92	—	—	0,10	—	—
	Fe ₂ O ₃	5,62	—	1,58	0,67	—	0,17
	FeO	15,08	12,29	—	2,02	1,47	—
	MnO	5,47	6,00	6,76	0,74	0,72	0,80
	MgO	0,37	8,44	18,29	0,09	1,80	3,83
	CaO	11,12	8,83	9,46	1,90	1,37	1,43
	Na ₂ O	1,51	3,17	3,94	0,46	0,89	1,08
	K ₂ O	0,44	1,00	0,26	0,09	0,19	0,04
	F	—	—	—	—	—	—
	H ₂ O ⁺	2,55	Не опр.	2,44	23,13	21,54	21,94
	Щелочность/CaO	0,08	0,47	0,44	—	—	—
		—	(19)	(2)	—	(19)	(2)
Дашкесанит	Общая железистость		54,31–93,50	81,31–90,87		5,92–6,38	6,10–6,23
	SiO ₂		36,13–39,69	37,41–38,10		1,62–2,08	1,77–1,79
	Al ₂ O ₃		10,17–13,85	9,36–9,68		0–0,61	0–0,10
	TiO ₂		0–2,00	0,22–0,49		0–0,25	0,03–0,06
	Fe ₂ O ₃		3,10–11,34	7,38–7,94		0,36–1,38	0,89–0,90
	FeO		14,31–27,28	23,24–25,56		1,82–3,62	3,16–3,50
	MnO		Сл. –2,45	0,21–1,37		0–0,34	0,03–0,19
	MgO		1,07–8,89	1,07–3,81		0,25–2,02	0,25–0,92
	CaO		9,72–12,76	11,30–11,43		1,70–2,19	1,98–2,0
	Na ₂ O		0,47–1,59	1,06–1,34		0,15–0,50	0,38–0,43
K ₂ O		0,66–3,14	1,76–2,33		0,13–0,66	0,36–0,48	
F		0–0,18	0,02–0,05		0–0,09	0,01–0,03	
Cl		0,51–7,24	1,42–2,77		0,14–2,05	0,39–0,76	
H ₂ O ⁺		0,90–2,16	0,70–1,07				
Щелочность/CaO		0,16–0,386	0,28–0,30		20,45–23,10	21,83–22,12	
		(1)	(4)	(1)	(1)	(4)	(1)
Гудзонит	Общая железистость	56,8	84,00–94,2	83,5	5,54	5,69–6,12	6,29
	SiO ₂	37,44	36,86–37,90	39,30	2,46	1,88–2,25	1,71
	Al ₂ O ₃	17,44	11,05–12,10	9,78	0,60	0–0,30	0,14
	TiO ₂	0,97	0–1,04	—	0,10	0–0,12	—
	Fe ₂ O ₃	5,03	0–7,41	—	0,55	0–0,89	—
	FeO	15,18	23,35–36,8	30,40	1,88	3,14–4,63	4,06
	MnO	0,12	0–2,24	0,67	0,01	0–0,10	0,09
	MgO	8,48	0–3,02	2,98	1,87	0–0,73	0,71
	CaO	11,76	10,32–12,71	10,39	1,86	1,75–2,15	1,78
	Na ₂ O	2,47	0–3,20	1,66	0,70	0–0,66	0,51
	K ₂ O	0,49	0–1,20	2,48	0,09	0–0,33	0,51
	F	—	—	—	—	—	—
	Cl	0,03	—	—	0,01	—	—
	H ₂ O ⁺	0,40	1,30–1,95	1,95	19,43	19,24–22,05	20,99
Щелочность/CaO	0,25	0–0,41	0,40	—	—	—	

Т а б л и ц а 19. Оптические свойства гамсиграта, дашкесанита и гудзонита

Константа	Гамсигратит		Дашкесанит		Гудзонит [30]
	Италия, Аоста [29]	Югославия, Гамсиград	Дашкесан [30]	Табрат [21] и другие месторож- дения	
<i>Ng</i>	от 1,641 Голубова- то-зеле- ный	Бутылоч- но-зеленый	1,751–0,002	1,713–1,737	Густо-олив- ково-зеле- ный
<i>Nm</i>	1,636	Зеленый	Темно-зеле- ный до черного	1,710–1,725	Буро-зеле- ный
<i>Np</i>	1,627 Светло- голубова- то-желтый	Бледно- желтый	1,728–0,002 Светло-оран- жево-желтый	1,692–1,713	Бледно- оливково- зеленый
Абсорбция	<i>Ng</i> > <i>Nm</i> > > <i>Np</i>	–	<i>Ng</i> ≥ <i>Nm</i> >> >> <i>Np</i>	<i>Ng</i> ≥ <i>Nm</i> >> <i>Np</i>	–
<i>Ng</i> – <i>Np</i>	0,014	–	0,023	0,014–0,024	–
$2V_{Np}^{\circ}$	70	–	$15 \pm 5^{\circ}$	От малого до 48	–
<i>cNg</i> , °	20	30	11	11–23	10
Дисперсия	Нет	Слабая	Заметная	<i>r</i> > <i>v</i>	–
<i>D</i>	от 3,05	3,119	<i>r</i> > <i>v</i>	3,34–3,50	3,5
Железистость, %	3,51	3,69	82	54,30–93,50	56,8–94,2

кесаниту, но более железист и основен. Средняя формула (6 ан.): $(Ca_{1,87} \cdot Na_{0,59}K_{0,36})_{2,82}(Mg_{0,69}Mn_{0,09}Fe_{3,72}Fe_{0,24}Ti_{0,05}Al_{0,21})_5[(Si_{5,93} \cdot Al_{2,07})_8(O_{20,55}OH_{1,45})_{22}](OH_{1,99}Cl_{0,01})_2$; *f* – 82,95 мол.%. Самый железистый гудзонит из Корнуолла имеет *f* – 94,2 мол.%, в нем полностью отсутствует магний. Кусинский гудзонит менее железист, *f* – 56,8%, содержит 17% Al_2O_3 и очень основен – $Si_{5,54}Al_{2,46}$ может считаться высокожелезистой роговой обманкой I–II типа, развивающейся в кварцевых жилах железорудных месторождений.

Оптические свойства всех трех разновидностей повторяют особенности роговой обманки: форма кристаллов призматическая, вытянутая по оси *c*, *Nm* || *b*, плоскость оптических осей || (010), удлинение всегда положительное, оптический знак – минус; окраска, величина двупреломления, угла угасания и угла оптических осей – подчинены железистости.

**Кальциевые амфиболы, подвергнувшиеся щелочному
(натриевому) метасоматозу,
в метаморфических породах нормального ряда**

Паргасит образуется при сложных метасоматических процессах в контактовых зонах карбонатных и магнезиальных пород в тесной взаимосвязи с диопсидом, флогопитом и сопровождающими их минералами. Изучен на о-ве Паргас (Финляндия) [59], на Слюдянке [17, 39], на Алдане (СССР) [9, 44] и во многих других местах. Минерал очень богат Al, Ca и Mg, относится к I, IV, реже II типу роговой обманки; сравнительно беден железом. Общая железистость не больше 38 мол. %; щелочность низкая (табл. 20). Средняя кристаллохимическая формула (35 ан.): $(\text{Ca}_{1,91}\text{Na}_{0,53}\text{K}_{0,28})_{2,72}(\text{Mg}_{9,75}\text{Mn}_{0,01}\text{Cr}_{0,01}\text{Fe}_{0,36}\text{Fe}_{0,19}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,64})_5[(\text{Si}_{6,20}\text{Al}_{1,80})_8(\text{O}_{21,76}\text{OH}_{0,24})_{22}](\text{OH}_{1,66}\text{F}_{0,34})_2$; средняя железистость — 12,72 мол. %. Эталон паргасита из Паргаса немного беднее Mg, Al и богаче железом (25,15 мол. %), чуть богаче Ca и K. Слюдянский паргасит ближе к эталону Паргаса, а Алданский — беден кремнием (Si — 5,92), немного богаче Ca, K, Mg и Fe^{2+} — в общем близок к средней формуле.

От роговой обманки отличается, кроме парагенезиса, преимущественно короткопризматической и даже плоскотаблитчатой формой кристаллов, с бледной серовато-зеленой окраской, отчетливым плеохроизмом $Ng \approx Nm > Np$ и положительным оптическим знаком при той же оптической ориентировке плоскости оптических осей (пл. о.о.) (010) и $Nm \parallel b$ (табл. 21).

Эденит и каринтин — Ca-амфиболы, образующиеся в контактово-метаморфических породах, но при участии натриевого метасоматоза.

Эденит (Edenit) образуется в богатых Mg и Ca серпентинизированных гипербазитах и измененных карбонатных породах [60, 63] в первой стадии развития натриевого метасоматоза, когда диопсид замещается жадеитом, а тремолит — эденитом. Позднее при прогрессирующем Na-метасоматозе жадеит переходит в эгирин-авгит и эгирин, а эденит — в щелочно-кальциевые амфиболы. Средняя формула природных эденитов (3 ан.): $(\text{Ca}_{1,53}\text{Na}_{0,97}\text{K}_{0,11})_{2,64}(\text{Mg}_{3,26}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,07}^{2+}\text{Fe}_{0,30}^{3+}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,30})_5[(\text{Si}_{7,22}\text{Al}_{0,30})_8\text{O}_{22}](\text{OH})_{1,78}\text{O}_{0,19}\text{Fe}_{0,03}$; $f_{\text{ср.}}$ — 29,34 мол. %. По составу и по оптическим свойствам эденит близок роговой обманке VII типа, но богаче натрием. По содержанию извести и щелочей этот амфибол находится между малоглиноземистыми VI и VII типами роговой обманки и катафоритом. Плеохроизм по В. Бернесу [48]: Ng — фиолетово-голубой, Nm — светло-фиолетовый, Np — бесцветный. Оптический знак в Японском эдените, в синтетических бор- и фтор-эденитах и в эдените из Эденвилля по У. Диру и др. (1965) — отрицательный, а в справочниках А.Г. Бетехтина, Л. Винчелла — положительный, хотя и те и другие ссылаются на В. Бернеса.

Каринтин (Karintine) — амфибол эклогитовой фации регионального метаморфизма: при развитии Na-метасоматоза, при высоком давлении и сравнительно низкой температуре, диопсид замещается омфацитом, а роговая обманка — каринтином. Первичной разностью амфибола в новообразованных эклогитах вместе с омфацитом, гранатом, иногда кианитом является только каринтин [40, 41, 56]. По трещинам в экзоконтактных

Т а б л и ц а 20. Химический состав (в вес. %) высокоглиноземистых Са-амфиболов в интервале колебания содержания окислов

Компоненты	Паргасит	Эденит	Каринтин	
			н.щ.	п.щ.
	I, IV, II(V) (35)	VII 3(без синт.)	I, IV, V (14)	V(VII) (8)
SiO ₂	39,34–48,38	47,60–52,37	43,18–49,33	46,45–52,1
TiO ₂	0–1,23	0,18–0,60	0,18–1,75	0,31–2,39
Al ₂ O ₃	10,83–18,20	4,10–8,68	11,54–16,84	8,51–12,69
Fe ₂ O ₃	0–8,90	0,69–6,07	0,55–4,55	2,40–5,57
FeO	0–9,92	3,61–11,90	3,59–8,94	2,19–9,57
MnO	Сл.–3,24	0,12–0,38	0–0,17	0–0,14
MgO	13,01–11,94	11,94–19,38	10,81–18,03	11,8–18,19
CaO	10,23–14,99	9,40–11,46	8,97–11,58	6,38–9,22
Na ₂ O	0,82–3,80	3,38–3,64	2,18–3,61	3,27–4,79
K ₂ O	0,08–3,54	0,11–1,49	0,20–1,17	0,15–0,77
F	0–3,06	До 0,20	0–0,21	0–0,09
H ₂ O*	0,10–2,42	0,50–1,80	0,08–3,89	0,59–1,91
Общая желе- зистость	4,37–38,0	12,7–43,20	12,96–36,64	16,86–36,90
Щелочность (СаО)	0,12–0,43	0,34–0,52	0,21–0,49	0,43–0,65
Si	5,62–6,70	7,02–7,57	6,29–6,72	6,51–7,36
Al ^{IV}	1,30–2,38	0,43–0,98	1,28–1,71	0,64–1,49
Al ^{VI}	0,08–1,20	0,21–0,42	0,65–1,16	0,35–1,11
Ti	0–0,13	0,01–0,07	0,02–0,19	0,03–0,25
Fe ³⁺	0–1,05	0,07–0,68	0,06–0,50	0,25–0,58
Fe ²⁺	0–1,98	0,42–1,44	0,41–1,06	0,26–1,12
Mn	Сл.–0,06	Сл.–0,04	0–0,2	0–0,02
Mg	2,83–4,26	2,64–3,98	2,33–3,74	2,49–3,66
Ca	1,53–2,11	1,30–1,77	1,33–1,78	0,96–1,35
Na	0,23–1,05	0,91–1,02	0,60–1,02	0,80–1,29
K	0,02–0,66	0,10–0,29	0,05–0,22	0,03–0,14
F	0–1,37	До 0,10	0–0,05	0–0,04
O	20,78–23,17	21,57–22,62	21,16–22,66	20,82–22,20

П р и м е ч а н и е. Дополнительные примеси (в вес.%) : к паргаситу: Cr₂O₃ – 0,03–1,02 (смарagdит), Li₂O – 0,06, ВаО – 0,06–0,28, Cl – 0,01–0,41, S – 0,07, P₂O₅ – 0,011, CO₂ – до 0,40; к каринтину: Cr₂O₃ – до 2,75 (смарagdит), V₂O₅ – до 0,04, P₂O₅ – до 0,05; к базальтической роговой обманке: NiO – до 0,13, P₂O₅ – до 0,87;

зонах эклогитов и в мусковит-кварцевых жилах развивается более поздний каринтин, значительно более щелочной. Он замещает омфациит и развивается по первичному каринтину. Каринтин широко известен в Альпах, в Каринтии (Швейцария) [46, 56], в эклогитах Полярного [40, 41] и Южного Урала (СССР) [2].

Различаются три разновидности каринтина: высокоглиноземистая (1), близкая роговой обманке I и IV типов, среднеглиноземистая (2) V типа и та же V типа, но с повышенной щелочностью (3). Их химический состав (в формульных единицах):

Базальтическая рого- вая обманка	Керсутит	Баркевикит	Гастингсит
I, II, III (VI) (27)	I, II (15)	II, III, (I) (13)	I, II, III (52)
38,30–45,17	38,63–41,46	36,86–42,58	33,83–45,01
0,30–7,55	4,35–10,33	0,2–0,43	Сл.–5,94
7,68–17,58	10,62–17,12	4,84–17,65	6,33–17,78
2,56–17,70	0–7,81	2,58–11,47	3,75–12,62
1,56–19,02	1,58–12,04	15,04–25,49	7,00–26,54
0–1,51	0–0,79	0,15–1,32	Сл.–3,71
9,10–16,5	9,74–14,92	1,11–9,67	0,24–13,95
10,47–14,5	9,32–13,14	8,42–12,42	8,20–13,41
1,35–4,3	1,74–3,82	1,20–6,08	0,68–5,83
0–3,37	0,72–2,80	0,58–3,20	0,07–3,63
До 0,35	0–1,00	До 0,27	Сл.–1,82
0,19–1,92	0,12–1,97	0–2,88	0–3,52
22,2–56,78	22,9–46,8	50,60–90,54	26,61–96,27
0,20–0,43	0,28–0,38	0,27–0,73	0,28–0,65
5,70–6,60	5,65–6,14	5,85–6,94	5,38–6,88
1,31–2,34	1,96–2,35	0,88–2,15	1,11–2,62
0–0,86	0–1,07	0–1,15	0–0,97
0,04–0,85	0,45–0,96	0–0,30	Сл.–0,73
0,28–2,04	0–0,90	0,31–1,37	0,44–1,55
0–2,34	0,19–1,44	1,87–3,42	0,84–3,50
0–0,19	0–0,09	0,02–0,17	Сл.–0,32
2,61–3,66	2,23–3,18	0,26–2,29	0,06–3,44
1,66–2,32	1,43–1,94	1,39–2,04	1,41–2,36
0,16–1,14	0,50–1,08	0,48–1,03	0,21–1,81
0–0,60	0,18–0,54	0,11–0,66	0,10–0,62
До 0,16	До 0,19	0–0,14	Сл.–0,58
21,00–23,93	20,49–23,94	20,28–24,65 (!)	20,99–23,84

к керсутиту: SnO₂ – до 0,026, NiO – до 0,03, ВаО – 0,03, P₂O₅ – 0,63; к гастингситу: Cl – до 0,77, P₂O₅ – до 0,15, CO₂ – до 0,46. Здесь и далее: н.щ. – нормальная щелочность, п.щ. – повышенная.

Si	Ca	Na + K
1. 6,26	1,33–1,76	0,78–1,19
2. 6,66–6,80	1,44–1,78	0,68–0,86
3. 6,51–7,36	1,02–1,24	0,92–1,31

Один раз среди эклогитов Южного Урала встретился амфибол с Na + K – 1,83 и Ca – 0,96, близкий катафориту, но с 11% Al₂O₃, так что, очевидно, это тоже каринтин. Средние формулы: высокоглиноземистый (9 ан.) – (Ca_{1,48}Na_{1,05}K_{0,24})_{2,77}(Mg_{2,83}Mn_{0,01}Fe_{0,79}Fe_{0,34}Ti_{0,11}Al_{0,73})₅

Т а б л и ц а 21. Оптические свойства высокоглиноземистых Са-амфиболов

Константа	Паргасит	Эденит	Каринтин	
			н.ц.	п.ц.
<i>Ng</i>	1,633–1,674	1,641–1,670	1,651–1,663	1,651–1,674
<i>Nm</i>	1,618–1,662	1,625–1,666	1,638–1,648	1,649–1,666
<i>Np</i>	1,613–1,656	1,618–1,654	1,630–1,640	1,622–1,652
<i>Ng-Np</i>	0,017–0,033	0,016–0,023	0,015–0,027	0,021–0,032
Плоскость оптических осей	(010)	(010)	(010)	(010)
Удлинение	+	+	+	+
2 <i>V</i> , °	56–86	60–82	74–86	62–72
Оптический знак	+	+ –	–	–
Оптическая ориентировка	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>
Погасание, °	14–32	18–32	17–30	11–22
Дисперсия	Слабая, <i>r</i> > <i>v</i>	Заметная, <i>r</i> > <i>v</i>	Слабая, <i>r</i> > <i>v</i>	Заметная, <i>r</i> > <i>v</i>
Удельный вес	2,97–3,17	3,0–3,06	3,09–3,24	3,14

• $[(\text{Si}_{6,42}\text{Al}_{1,58})_8(\text{O}_{21,80}\text{OH}_{0,20})_{22}](\text{OH}_{1,99}\text{F}_{0,01})_2$; $f_{\text{ср}} - 29,25$ мол.%; преимущественно развит в Альпах; среднеглиноземистый V типа, наименее щелочной (5 ан.): $(\text{Ca}_{1,58}\text{Na}_{0,65}\text{K}_{0,08})_{2,32}$

• $(\text{Mg}_{3,48}\text{Fe}_{0,59}\text{Cr}_{0,01}\text{Fe}_{0,17}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,73})_5[(\text{Si}_{6,79}\text{Al}_{1,27})_8(\text{O}_{21,88}\text{OH}_{0,12})_{22}](\text{OH}_{1,99}\text{F}_{0,01})_2$; $f_{\text{ср}} - 18,4\%$; развит на Полярном Урале (СССР), встречен в Японии и в Каринтии; каринтин V типа с повышенной щелочностью (8 ан.): $(\text{Ca}_{1,13}\text{Na}_{1,10}\text{K}_{0,13})_{2,36}(\text{Mg}_{2,87}\text{Fe}_{0,82}^{2+}\text{Fe}_{0,46}^{3+}\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,76})_5[(\text{Si}_{6,97}\text{Al}_{1,03})_8(\text{O}_{21,75}\text{OH}_{0,25})_{22}](\text{OH})_2$; $f_{\text{ср}} - 31,14$ мол.%

По низкой железистости и высокому содержанию Al каринтин близок паргаситу, но гораздо беднее известью и богаче щелочами, что приближает его к щелочно-кальциевым амфиболом.

У каринтина с нормальной щелочностью преобладает зеленовато-серовато-, иногда голубовато-коричневая окраска по *Ng* с преобладанием красно-коричневых оттенков по *Nm* и бледно-зеленых по *Np*. При повышенной щелочности красно-коричневые оттенки сменяются голубовато-серовато-зелеными по *Ng* и бледными желтовато-зеленоватыми по *Np*, $Ng = Nm \gg Np$.

С м а р а г д и т (Smaragdit). Под этим названием многими авторами, начиная с Соссюра (1779–1796) и кончая современными справочниками, описывается изумрудно-зеленый амфибол, замещающий во многих породах пироксены и амфиболы. В эклогитах он замещает омфацил, гранат и каринтин, образуя листовато-пластинчато-призматические скопления и сростки, по форме близкие пироксену и связанные с продуктами этапов регрессивного метаморфизма [40, 41]. Состав смарагдита очень разный: он отвечает то каринтину, то паргаситу, то роговой обманке, то актинолиту. Зеленую окраску ему придает хром, содержащийся в количестве до

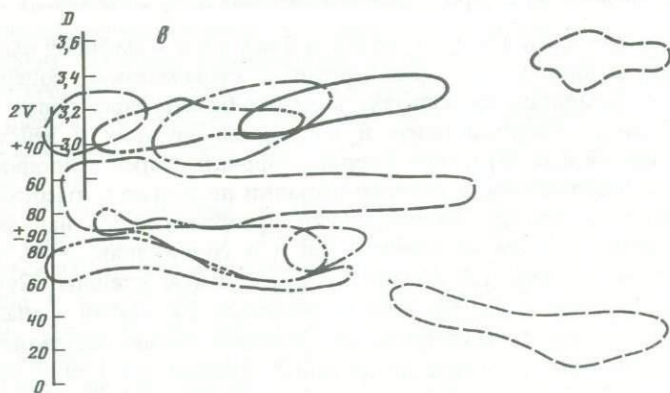
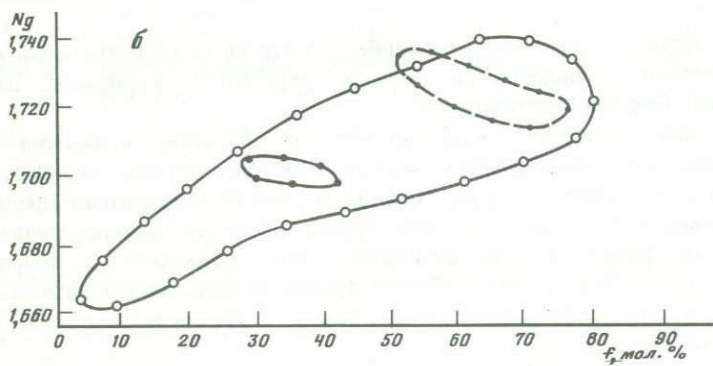
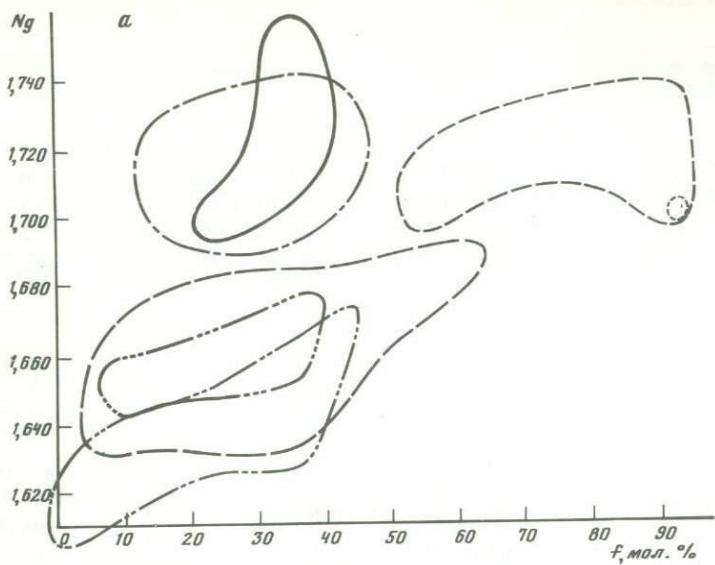
Базальтическая роговая обманка	Керсутит	Баркевикит	Гастингсит
1,693–1,772	1,700–1,772	1,698–1,710	1,670–1,737
1,690–1,715	1,690–1,711	1,690–1,700	1,663–1,730
1,57–1,689	1,670–1,689	1,679–1,694	1,653–1,720
0,036–0,083 (010)	0,019–0,051 (010)	0,014–0,026 (010)	0,08–0,030 (010)
+	+	+	+
79–90	66–83	31–71	0–70–83
–	–	–	–
<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i> , <i>Ng</i> <i>b</i>
1–10	0–9	7–28	<i>cNg</i> – 10–33 <i>cNm</i> – 5–15
–	Заметная, <i>r</i> > <i>v</i> 3,13–3,28	Слабая, <i>r</i> > <i>v</i> До 3,41	Очень сильная, <i>r</i> > <i>v</i> 3,20–3,45

4,5% состава. Создается впечатление, что это не самостоятельный минерал, а хромовая разновидность четырех амфиболов: каринтина, паргасита, роговой обманки и актинолита.

Во всех амфиболах, как и в роговой обманке, оптические свойства тесно связаны с содержанием железа, главным образом закисного. Интенсивность и густота окраски под микроскопом, показатели преломления и удельный вес увеличиваются прямо пропорционально железистости. Напротив, величина угла оптических осей уменьшается с возрастанием железистости. Эта прямая и обратно пропорциональная зависимость прослеживается как для роговых обманок (см. рис. 5), так и для всех Са-амфиболов (рис. 7).

Са-амфиболы в породах, недосыщенных SiO₂ и щелочных

Базальтическая роговая обманка – амфибол высокотемпературных основных лав, недосыщенных кремнеземом, содержится в лейцитовых базальтах, фонолитах, андезито-базальтовых лавах Везувия и Монте-Соммы, Килиманджаро и множества древних и действующих вулканов Южной и Центральной Европы, Африки, Кореи и Японии. Коренное отличие базальтической роговой обманки не только в высоком содержании окисного железа, количественно преобладающего над закисным (между прочим, совсем не всегда!), но и в содержании 2–7% титана и щелочности не меньше 1,5 атомов на формульную единицу. Суммарное количество щелочей – 1–3%, иногда достигает 5%. Калий в анализе из лавы Везувия иногда отсутствует, но большей частью составляет 1–3%. Общая железистость невысока, до 37 мол.% Относится к I типу, реже – к II, редко – к III и VI. Общая формула (25 ан.): $(\text{Ca}_{1,92}\text{Na}_{0,62}\text{K}_{0,24})_{2,78}(\text{Mg}_{2,75}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,62}\text{Fe}_{0,91}\text{Ti}_{0,34}\text{Al}_{0,36})_5[(\text{Si}_{5,92}\text{Al}_{2,08})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,30}\text{O}_{0,695}\text{F}_{0,005})_2$; $f_{\text{ср}} - 35,29$ мол.%



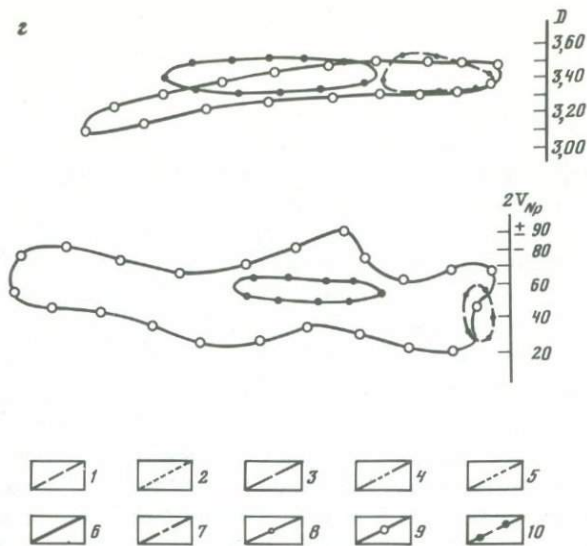


Рис. 7. Зависимость оптических свойств и плотности Са-амфиболов от их железистости (142 ан.) *a, б* — соотношение разных Са-амфиболов относительно величин Ng и общей железистости; *в, г* — соотношение разных Са-амфиболов относительно величин D , $2V$ и общей железистости; *F* — общая железистость по В.С. Соболеву

1 — дашкесанит (16 ан.), 2 — гудзонит (1 ан.), 3 — паргасит (27 ан.), 4 — эденит (5 ан.), 5 — каринтин со смарагдитом (24 ан.), 6 — базальтическая роговая обманка (12 ан.), 7 — керсутит (10 ан.), 8 — баркевекит (5 ан.), 9 — гастингсит (35 ан.), 10 — тарамит (7 ан.)

В литературе устойчиво держится мнение, что такого минерала вообще нет, что это обыкновенная роговая обманка, вторично окисленная в природных условиях (Охуhornblende) [48], однако в нормальных лавах она не окисляется (?).

Форма вкрапленников базальтической роговой обманки короткопризматическая, с сильным блеском на поверхностях изломов. Кристаллы часто корродированы, с фигурами травления на плоскостях; цвет густо-коричневый до черного; под микроскопом — с резким плеохроизмом, как у биотита. По оптическим свойствам резко отличается от роговой обманки двупреломлением до 0,085, большим отрицательным углом оптических осей и малыми углами угасания cNg . Показатели преломления по сравнению с паргаситами и каринтинами той же железистости значительно выше. Вероятно, это влияние высокого содержания титана.

Керсутит, как и базальтическая роговая обманка, развивается в базальтоидных, недосыщенных кремнеземом горных породах, но гипабиссального происхождения: камптонитах, мончикитах, дайках трахибазальтов, иногда в эссекситах и монзонитах. По составу керсутит близок базальтической роговой обманке. Он богаче титаном, а железистость несколько ниже, меньше Fe^{3+} . Содержание щелочей такое же, но Са меньше; щелочность несколько повышена (I и II типы роговой обманки). Средняя формула (15 ан.): $(Ca_{1,87}Na_{0,75}K_{0,30})_{2,92}(Mg_{2,56}Mn_{0,03}Fe_{1,05}Fe_{0,39}Ti_{0,71}Al_{0,26})_5 \times [(Si_{5,91}Al_{2,09})_8O_{22}](OH_{1,45}O_{0,53}F_{0,02})_2$; f_{cp} — 40–50 мол.%.

Оптические свойства также близки базальтической роговой обманке. Керсутит образует идиоморфные короткопризматические кристаллы и их сростки темно-бурого до черного, а в шлифах — желто-бурого, красновато- и зеленовато-бурого цвета. Плеохроизм по схеме: $Ng > Nm > Np$.

Баркевикит — еще один темно-бурый до черного амфибол изверженных и гипабиссальных щелочных пород габброидного и гипербазитового типа. От базальтической роговой обманки и керсутита резко отличается значительно более высокой железистостью, до 90%, небольшим содержанием титана и алюминия и большей щелочностью, часто обусловленной малым содержанием Са. Соответствует II, реже III типу роговой обманки и находится как бы между дашкесанитом и роговой обманкой, с одной стороны, и гастингситом — с другой. Формула (13 ан.): $(Ca_{1,72}Na_{0,91}K_{0,31})_{2,94} \cdot (Mg_{1,21}Mn_{0,12}Fe_{2,67}Fe_{0,70}Ti_{0,12}Al_{0,18})_5 [(Si_{6,39}Al_{1,61})_8O_{22}] \cdot (OH_{1,90}O_{0,09}F_{0,01})_2$. Средняя железистость — 72,03 мол. %.

В горных породах обычно заполняет промежутки между более идиоморфными кристаллами пироксена, полевых шпатов и других минералов. Иногда и сам образует идиоморфные, вытянуто-призматические и столбчатые кристаллы; обладает резким плеохроизмом и часто зонален. Показатели преломления ниже, чем у дашкесанита, базальтической роговой обманки и керсутита, хотя по железистости подходит к дашкесаниту. В якупирангитах Альне, в Швеции, образует каемки вокруг пижонита; в пикритах содержит включения оливина и пироксена; в камптонитах Шербрунна, в Квебеке, фенокристы его ассоциируют с эгирин-авгитом, оливином, апатитом.

Гастингсит — Са-амфибол щелочных и нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и сопровождающих их эндо- и экзоконтактовых пород. Отличается высокой железистостью и повышенной щелочностью. Детально изучен М. Биллингом [50], разделившим гастингсит на Mg и Fe разновидности, резко различные по составу, оптическим свойствам и генезису. Mg-гастингсит принадлежит к парагенетической ассоциации этапа фенитизации: калий-натриевый полевой шпат, олигоклаз, альбит, сфен, апатит. Fe-гастингсит принадлежит к ассоциации: полевые шпаты щелочных пород, нефелин, сфен, ильменит [14]. При интенсивном, прогрессирующем щелочном метасоматозе замещает в породах роговую обманку и даже катафорит. Состав гастингсита, кроме содержания железа и магния, в различных породах почти одинаков. Общая средняя формула (50 ан.): $(Ca_{1,72}Na_{0,79}K_{0,34})_{2,85} (Mg_{1,54}Mn_{0,09}Fe_{2,27}Fe_{0,75}Ti_{0,20}Al_{0,15})_5 \cdot [(Si_{6,12}Al_{1,88})_8(O_{21,99}OH_{0,01})_{22}] (OH_{1,84}Fe_{0,16})_2$; f — 64,5 мол. %. Максимальная железистость — 95 мол. %. Для гастингситов характерно повышенное содержание Fe^{3+} , K, Mn, Ti, F при очень низких содержаниях Si, Mg, что соответствует I, II, III типам роговой обманки. Обычно количество SiO_2 не ниже 35,5%, но среди нефелиновых сиенитов распространена и более основная разновидность гастингситов с 33–35% SiO_2 , больше ничем от остальных гастингситов не отличающаяся. Содержание извести обычно от 9 до 13%, но в щелочных гранитах и некоторых нефелиновых сиенитах иногда падает до 7 и 6%. Щелочность в гастингситах или нормальная, до 0,35, или повышенная, до 0,6–0,7. Естественно, что это сопряжено с потерей извести.

Наиболее щелочные гастингситы, тарамиты, несмотря на большую близость к гастингситам, должны быть отнесены к щелочно-кальциевым амфиболам, где и описаны.

По внешнему облику гастингситы почти ничем не отличимы от роговой обманки. Те же вытянуто-призматические или укороченные кристаллы с довольно сильным шелковистым блеском, темно-зеленой или черной окраски, но без примеси бурых оттенков. Под микроскопом обнаруживает целый ряд свойств, отсутствующих у роговой обманки и присущих только щелочным амфиболам; например сильная дисперсия двупреломления, маскирующая невысокую интерференционную окраску и сильно затрудняющая определение обычных констант. Углы погасания с осью c разные, часто значительно большие или наоборот меньшие, чем у роговой обманки. Плоскость оптических осей не только (010), но бывает и \perp (010), $cNg \parallel b$. При этом, если $Ng \parallel b$, то $cNm - 5-15^\circ$, а если $Nm \parallel b$, то cNg дает углы до 40° , особенно в бедных железом разновидях. Окраски у магнезиальных разновидей серо-зеленые, с резким плеохроизмом по схеме $Ng \geq Nm > Np$, у железистых — густые, почти непросвечивающие окраски: синевато-зеленая по Ng , по Nm несколько бурее, по Np светлая, зеленовато-желтая. Углы оптических осей колеблются в очень широких пределах, начиная от "псевдоодноосных" фигур.

Малоглиноземистые кальциевые амфиболы нормального ряда в насыщенных и пересыщенных SiO_2 горных породах

Тремолит (Tremolith) — низкотемпературный амфибол гидротермальных процессов. Образуется при наличии свободного Mg и Ca и, конечно, воды при изменении гипербазитов в различных зонах контактового или регионального метаморфизма. Ассоциирует с серпентином, тальком, хлоритом, кальцитом, эпидотом. Его формула очень близка теоретической: $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}OH_2$. Алюминия и железа тремолит почти не содержит. Максимальное количество примесей — не более 0,5 атомов на формульную единицу в четвертой координации и до 0,5 в шестерной. Из собранных по литературным источникам 29 анализов тремолита только 17 рассчитываются на амфибол. Это тремолиты из Слюдянского флогопитового месторождения в Прибайкалье, из разных мест Якутии (СССР), из Италии (Ведретта), Балкан, Швейцарии, Норвегии, США (штат Нью-Йорк). Их общая кристаллохимическая формула: $(Ca_{1,90}Na_{0,18}K_{0,04})_{2,12} \cdot (Mg_{4,75}Mn_{0,03}Fe_{0,13}Fe_{0,03}Ti_{0,01}Al_{0,05})_5 [(Si_{7,76}Al_{0,24})_8 (O_{21,92} \cdot OH_{0,08})_{22}] (OH_{1,91}F_{0,09})_2; f_{ср.} - 2,49$ мол.%; щелочность до 0,25.

Остальные анализы, даже синтетический анализ F-тремолита [53], ни на какой основе на амфибол не рассчитываются без помещения какой-то части магния в позицию M_4 ¹. Все они отличаются более низким содержанием железа и алюминия и очень высоким, 24–28%, магния. Не рассчитывающиеся анализы, главным образом старые [16, 49] европейские, а также асбестовидный тремолит из Якутии [53] и Уральский тремолит-асбест — все расчи-

¹ У. Дир, Р. Гаюи и Дж. Зуссман при расчете амфиболов (в формульных единицах) на 24 (O, OH, F) допускают Si — 7,96; Mg + Fe — 5,16; Ca + Na — 1,94.

Т а б л и ц а 22. Химический состав (в вес.%) тремолита, актинолита и щелочно-кальциевых амфиболов в интервалах колебания окислов

Компоненты	Малоглиноземистые			
	кальциевые		щелочно-кальциевые	
	тремолит (17)	актинолит (71)	натрий-тремолит (7)	винчит (8)
SiO ₂	54,75–59,45	46,70–59,50	55,08–59,06	52,84–55,64
TiO ₂	0–0,39	0–1,70	Сл.–0,41	0–0,87
Al ₂ O ₃	0–4,60	0–5,77	0–3,72	0–7,32
Fe ₂ O ₃	0–1,13	0–5,64	0,61–6,55	0–15,60
FeO	0–4,21	0–30,50	0,22–6,55	0–6,35
MnO	0–0,54	0–2,30	Сл.–1,08	0,07–5,36
MgO	17,22–25,19	0,66–24,39	19,51–21,95	6,29–22,16
CaO	11,63–15,55	9,34–16,68	5,23–9,02	6,75–8,68
Na ₂ O	0–2,13	0–2,48	4,36–7,20	2,09–3,37
K ₂ O	0–0,75	0–1,57	1,05–3,41	0,32–1,24
F	0–0,94	0–1,52	0,09–1,79	0–1,21
H ₂ O ⁺	0–2,46	0,60–3,57	0–2,88	0–3,63
Общая железистость	0–13,1	1,45–87,43	2,10–19,00	7,68–48,8
Щелочность/CaO	0–0,25	0–0,17	0,69–1,46	0,31–0,94
Дополнительные примеси				
До 0,23				
До 0,02				

тываются только на смесь Ca₂(Mg,Fe)₅Si₈O₂₂OH₂ и Mg₇Si₈O₂₂OH₂. Приходится допустить, что здесь так же, как и у некоторых маложелезистых и малоглиноземистых роговых обманок, имеется двухфазный амфибол [2, 88], при снижении температуры образования распадающийся на 2 компонента моноклинной сингонии: тремолит и куммингтонит, ранее находившиеся в состоянии равновесного твердого раствора. Особенно это интересно отметить для асбестовых разностей тремолита и актинолита, которые с еще большей вероятностью могут все оказаться двухфазными. При расчете на смесь всегда преобладает Са-амфибол. В процентных отношениях выдерживается: тремолита – 65,86%, куммингтонита – 14–35%; и только в двух анализах тремолитов из тальковых сланцев Ориерви (Финляндия) [21, № 419] и хромового тремолита из Западной Африки (Дир и др., с. 272) соотношение тремолита и куммингтонита – 50 : 50%, т.е. 1 : 1.

Химический состав тремолита в интервалах колебаний окислов и краткая характеристика оптических свойств даны в табл. 22–24. Облик кристаллов тремолита обычно длиннопризматический или игольчатый в тонколучистых, шестоватых, войлокоподобных агрегатах. Цвет белый, сероватый, зеленоватый, под микроскопом – бесцветный.

Существует марганцевая разновидность тремолита, называемая гексагонитом (Hexagonit), содержащая до 2,5 вес.% марганца.

Актинолит (Actinolite), как и тремолит, – минерал метаморфи-

Малоглиноземистые				Высокоглиноземистые	
рихтерит (5)	астохит (2)	щелочно-кальциевые		сцехениит (1)	тарамит (43)
		катафорит			
		Mg ²⁺ (13)	Fe ²⁺ (2)		
52,23–57,74	54,76–56,25	46,10–52,67	40,78–44,50	55,02	35,42–37,96
0–0,10	Нет	0,13–3,53	1,37–3,27	Нет	0,70–2,89
0–2,31	Нет	1,72–10,75	1,68–5,74	4,54	8,50–14,40
0–2,14	–	0,58–9,06	8,03–15,65	1,04	5,84–15,25
0–1,62	0,15–0,21	2,41–11,68	14,25–21,83	3,28	12,81–24,48
2,40–11,37	6,49–12,71	0,06–1,66	1,06–1,08	Нет	0,61–2,28
18,48–23,67	17,82–21,89	9,55–21,32	5,34–6,38	20,36	0,17–5,83
5,20–9,01	5,44–5,83	4,40–9,55	5,68–7,32	8,00	6,09–8,84
3,14–6,33	4,02–6,17	2,55–6,82	4,19–4,83	6,71	2,99–6,15
0–1,72	1,60–1,65	0,30–5,70	1,09–1,32	1,52	2,06–3,24
0–0,71	0,09–0,15	0–2,00	0–0,65	–	0–0,72
0,71–2,39	1,56–2,77	0,08–2,74	1,74–2,40	0,51	0,05–3,15
0,64–4,3	0,32–0,48	7,50–46,26	70,02–72,22	10,4	67,4–95,85
0,42–1,696	0,97–1,43	0,42–1,34	0,72–1,08	1,03	0,68–1,21
Дополнительные примеси					
До 0,66					
–0,05					
–0,03					
–0,008					

ческих процессов низких температур и низкого давления. Распространен очень широко, везде, где есть условия гидротерм, несущих свободную известь и железо. Типоморфный минерал фации зеленых сланцев. Ассоциирует с хлоритом, эпидотом, альбитом, кварцем. Образуется по роговой обманке и пироксену при гидротермальном метаморфизме магматических пород. Отличается от тремолита широким развитием процессов замещения: Mg²⁺ ⇌ Fe²⁺; 2 Mg²⁺ ⇌ R³⁺ + Na⁺; и 3 Si⁴⁺ ⇌ 4 Al³⁺.

Ближе всего к формуле тремолита, Ca₂Mg₅[Si₈O₂₂](OH)₂, подходит псевдоморфоза актинолита по пироксену и высокоглиноземистой роговой обманке I и II типа, называемая уралитом. Здесь формула может быть представлена так: Ca₂(Mg_{4,5}Fe_{0,3}Ro_{0,2})₅[(Si_{7,5}–8Al_{0,5})₈O₂₂](OH)₂, или средняя кристаллохимическая формула уралита (4 ан.) (Ca_{2,14}Na_{0,10}·K_{0,04})_{2,28}(Mg_{4,33}Mn_{0,01}Fe_{0,35}Fe_{0,13}Al_{0,18})₅[(Si_{7,64}Al_{0,36})₈O₂₂](OH_{1,75}·O_{0,25})₂.

В актинолитах зеленых сланцев низкотемпературной фации регионально-го метаморфизма железа и алюминия содержится больше. Средняя формула (18 ан.): (Ca_{1,77}Na_{0,24}K_{0,03})_{2,04}(Mg_{3,61}Mn_{0,03}Fe_{1,05}Fe_{0,20}Ti_{0,03}Al_{0,08})₅[(Si_{7,59}Al_{0,41})(O_{21,77}OH_{0,23})₂₂](OH_{1,97}F_{0,03})₂. Еще больше железа имеют актинолиты различных контактовых зон в породах железорудных и других месторождений, но алюминия в них меньше. Средняя формула

Т а б л и ц а 23. Химический состав тремолита, актинолита и щелочно-кальциевых амфиболов в интервалах колебаний чисел атомов катионов на формульную единицу

Компо- ненты	Малоглиноземистые				
	кальциевые		щелочно-кальциевые		
	тремолит (17)	актинолит (71)	натрий-тре- молит (7)	винчит (8)	рихтерит (5)
Si	7,56-7,98	6,98-7,98	7,74-8	7,08-8,0	7,61-8,0
Al ^{IV}	0,02-0,50	0-0,81	0-0,13	0-0,92	0-0,39
Al ^{VI}	0-0,56	0-0,60	0-0,62	0-0,44	0-0,23
Ti	0-0,05	0-0,18	Сл.-0,04	0-0,10	0-0,01
Fe ³⁺	0-0,11	0-0,77	0,07-0,70	0-1,72	0-0,23
Fe ²⁺	0-0,50	0,02-3,08	0,02-0,33	0-0,64	0-0,19
Mn	0-0,06	0-0,31	Сл.-0,13	0,01-0,65	0,28-1,47
Mg	4,05-4,99	1,42-4,55	4,18-4,49	2,48-4,49	3,96-4,89
Ca	1,59-2,02	1,37-2,45 (1 раз 3,06)	0,70-1,38	1,01-1,36	0,86-1,34
Na	0-0,56	0,01-0,66	1,15-1,77	0,59-0,71	0,85-1,75
K	0-0,13	0-0,20	0,20-0,61	0,05-0,24	0-0,31
F	0-0,41	0-0,68	0-0,81	0-0,55	0-0,17
O	20,68-23,74	20,68-23,89	20,94-22,91	20,45-22,97	21,90-22,68

Т а б л и ц а 24. Оптические константы тремолита, актинолита и щелочно-кальциевых амфиболов

Константа	Малоглиноземистые			
	кальциевые		щелочно-кальциевые	
	тремолит (17)	актинолит (71)	натрий-тре- молит (7)	винчит (8)
<i>Ng</i>	1,622-1,641	1,624-1,670	1,622-1,629	1,637-1,658
<i>Nm</i>	1,612-1,633	1,613-1,663	1,614	1,625-1,652
<i>Np</i>	1,581-1,617	1,601-1,650	1,603-1,620	1,610-1,636
<i>Ng-Np</i>	0,020-0,025	0,014-0,030	0,027	0,014-0,029
Плоскость опти- ческих осей	(010)	(010)	(010)	(010)
Удлинение	+	+	+	+
2 V, °	76-90	60-86	66-72	64-82
Оптическая ориен- тировка	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>
Погасание, °	12-25	12-24	15-26	16-26
Оптический знак	-	-	-	-
Дисперсия	-	-	Заметная	Заметная
<i>D</i>	2,97-3,2	2,98-3,30	3,05-3,12	2,96-3,12

	Малоглиноземистые			Высокоглино- земистые	
	щелочно-кальциевые				
	астохит (2)	катафорит			сцехениит (1)
Mg (13)		Fe (2)			
8,0	6,82-7,59	6,51-6,92	7,60	5,43-6,41	
Нет	0,29-1,18	0,32-1,05	0,40	1,59-2,57	
"	0-1,16	-	0,33	0-0,54	
"	0,02-0,17	0,16-0,38	Нет	0,09-0,34	
"	0,07-0,98	0,94-1,88	0,10	0,70-1,83	
0,02-0,03	0,29-1,40	1,91-2,83	0,38	1,70-3,51	
0,78-1,57	0-0,21	0,14	Нет	0,03-0,31	
3,88-4,64	2,05-4,27	1,28-1,47	4,19	0,04-1,47	
0,83-0,91	0,81-1,36	0,95-1,24	1,18	1,02-1,47	
1,14-1,69	0,68-1,67	1,27-1,45	1,79	0,44-1,89	
0,29-0,31	0,05-0,40	0,23-0,26	0,26	0,41-0,59	
0,04-0,07	0-0,94	0-0,35	-	0-0,35	
22,20-22,52	21,14-23,54	20,24-21,31	22,85	20,32-23,48	

	Малоглиноземистые			Высокоглино- земистые	
	щелочно-кальциевые				
	рихтерит (5)	астохит (2)	катафорит		сцехениит (1)
Mg (13)			Fe (2)		
1,627-1,641	Нет	1,632-1,681	1,660-1,705	1,640-1,642	1,693-1,733
1,635	"	-	-	1,632	-
1,605-1,622	"	1,616-1,654	1,652-1,696	1,620	1,682-1,709
0,019-0,022		0,007-0,021	0,007-1,021	0,020	0,006-0,024
(010)	(010)	(010), (010)	(010)	(010)	(010), (010)
+	+	+	+	+	+
66-68	-	22-80	45	-	0 "псевдо" до 58
<i>Nm</i> <i>b</i>		<i>Nm</i> <i>b</i> или <i>Ng</i> <i>b</i>	<i>Ng</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i>	<i>Nm</i> <i>b</i> или <i>Ng</i> <i>b</i>
16-19	-	<i>cNg</i> 22-39 <i>cNm</i> 36-40	-	-	<i>cNg</i> до 35 <i>cNm</i> до 16
-	-	-	-	-	-
Заметная	Заметная	Сильная, <i>r</i> > <i>v</i>	Сильная, <i>r</i> > <i>v</i>	-	Очень сильная, <i>v</i> > <i>r</i>
2,99-3,08	3,05	3,20-3,31	До 3,5	3,0333	До 3,476

(21 ан.): $(\text{Ca}_{1,87}\text{Na}_{0,21}\text{K}_{0,06})_{2,14}(\text{Mg}_{3,54}\text{Mn}_{0,06}\text{Fe}_{1,07}\text{Fe}_{0,30}\text{Ti}_{0,03})_5$
 $\cdot [(\text{Si}_{7,48}\text{Al}_{0,48}\text{Fe}_{0,04})_8(\text{O}_{21,91}\text{OH}_{0,09})_{22}](\text{OH}_{1,95}\text{F}_{0,05})_2$.

Как видим, щелочей мало. Отношение $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ едва достигает 0,17, в рудных и контактовых зонах обычно меньше 0,17, но иногда доходит до 0,25 и даже до 0,32, если актинолит подвергся воздействию щелочных растворов, как, например, в Ильменских горах Урала (СССР) или в Японии. В этих актинолитах количество щелочей достигает 3,5%, марганца — 3,5–7,5%, железа — 11–32,5%, магния от 0,66 до 13%. Средняя формула (9 ан.):
 $(\text{Ca}_{1,62}\text{Na}_{0,59}\text{K}_{0,08}\text{Mn}_{0,02})_{2,31}(\text{Mg}_{3,93}\text{Fe}_{0,69}\text{Fe}_{0,22}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,14})_5$
 $\cdot [(\text{Si}_{7,60}\text{Al}_{0,40})_8(\text{O}_{21,99}\text{OH}_{0,01})_{22}](\text{OH}_{1,88}\text{F}_{0,12})_2$.

По форме актинолит от тремолита не отличается, но окраска более густая, темно-зеленая. В шлифах — разные оттенки зеленого, буровато- и синевадно-зеленого, с отчетливым плеохроизмом $Ng > Nm > Np$. Иногда встречается ярко-зеленая хромовая разновидность — смарагдит. Часты морфологические игольчато-волокнистые разновидности: биссолит, рафилит, актинолит-асбест, именуемый амиантом, имеющий большое промышленное значение [3, 32]. Разновидностью актинолита является нефрит, образующий плотные, вязкие, почти мономинеральные скопления скрытокристаллического амфибола в виде желваков или "булок" в горных породах Сибири, Урала, Средней Азии (СССР), Китая, Новой Зеландии и некоторых других стран. Средняя формула нефрита (16 ан.):
 $(\text{Ca}_{1,94}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,05})_{2,02}(\text{Mg}_{4,47}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,38}\text{Fe}_{0,06}\text{Al}_{0,07})_5$
 $\cdot [(\text{Si}_{7,83}\text{Al}_{0,17})_8(\text{O}_{21,88}\text{OH}_{0,12})_{22}](\text{OH}_{1,99}\text{F}_{0,01})_2$; f 8,79 мол.%. Марганцевая разновидность актинолита, содержащая до 7,5% MnO, особого названия не имеет.

Среди актинолитов, как и среди тремолитов, часто встречаются анализы, не рассчитывающиеся на амфиболы, а только на смесь. Это анализы многих уралитов, тонковолокнистых и игольчатых разновидностей: актинолит-асбеста, биссолита, рафилита, нефрита. Соотношения актинолита и куммингтонита в этих смесях такие же, как и в тремолитах. Здесь процент Са-амфибола (актинолита) — 72–84% и куммингтонита — 16–28%. Только один анализ нефрита с р. Китой (Забайкалье) дает актинолита 60% и куммингтонита — 40%.

Щелочно-кальциевые амфиболы

Группа промежуточных амфиболов, между кальциевыми, с одной стороны, и щелочными — с другой, встречается не часто, только в контактовых зонах пород нормального ряда и щелочных, где создаются условия возникновения сложных метасоматических, метаморфизирующих процессов, в корне изменяющих как сами породы, так и слагающие их минералы. Среди давно известных амфиболов эти промежуточные выделены сравнительно недавно и изучены еще недостаточно. Некоторые из них, натрий-тремолит, винчит и рихтерит, по составу близки тремолиту и актинолиту, т.е. имеют высокое содержание кремния и почти лишены алюминия. Другие же, катафорит, сцехениит, тарамит, являются переходным звеном между роговой обманкой и гастингситом, с одной стороны, и арфведсонитом и рибекитом — с другой.

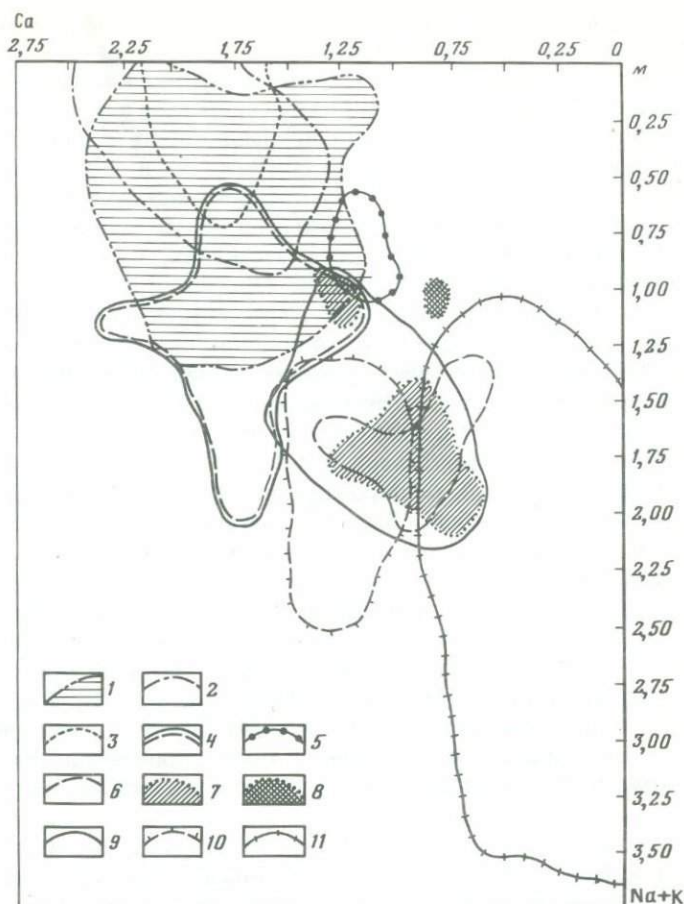


Рис. 8. Расположение щелочно-кальциевых амфиболов относительно кальциевых и щелочных (в числах атомов катионов)

1 — роговая обманка, 2 — актинолит, 3 — тремолит, 4 — гастингсит, 5 — винчит, 6 — натрий-тремолит, 7 — рихтерит, 8 — астохит, 9 — катафорит, 10 — тарамит, 11 — зона расположения щелочных амфиболов

Наиболее четкое отличие щелочно-кальциевых амфиболов — в различном содержании Ca и щелочей, в числах атомов катионов (рис. 8):

	Ca-амфиболы	Щелочно-кальциевые	Щелочные
Ca	1,45–2,40	0,5–1,40	0–0,75, очень редко до 1,0
Na + K	1–1,30	0,6–2,25	1–3,50

По содержанию остальных окислов и по внешнему виду щелочно-кальциевые амфиболы от близких к ним кальциевых отличить трудно. Под микроскопом их выделяет сильно выраженная дисперсия двупреломления с аномальными интерференционными окрасками низких разрезов.

Первым из щелочно-кальциевых амфиболов в конце прошлого века на марганцевых месторождениях Лонгбана и Пайсберга в Швеции был открыт

буро-красный марганцевый амфибол — рихтерит, названный в честь химико-минералога профессора И.Л. Рихтера. Позднее, там же в Лонгбане, была найдена синяя безалюминиевая марганцевая разновидность амфибола, ассоциирующая с родонитом. Сначала она фигурировала в печати как синий родонит, а когда была установлена ее принадлежность к амфиболам, — получила название астохит. Значительно позднее, уже в 40-х годах нашего века, появились сведения о тремолите, у которого часть кальция оказалась замещенной натрием. Такие натрий-тремолиты (Soda tremolith) встречались в контактово-метаморфизованных известняках, в карбонатных прожилках, секущих гипербазиты. В Инагли (Якутская АССР) натрий-тремолит в метасоматически измененных карбонатных породах замещает хромдиоксид, образуя светло-бурые, тонковолокнистые псевдоморфозы. Н. Сундиус [65] предполагал существование непрерывной серии твердых растворов между тремолитом, натрий-тремолитом и щелочными амфиболами с постепенным увеличением содержания щелочей.

Еще позднее, на о-ве Мадагаскар, Х. Винчем (Н.У. Winch), а затем в Индии, тоже на марганцевых месторождениях, был описан [49] еще один щелочно-кальциевый амфибол, близкий натрий-тремолиту, но менее щелочной: его называли винчитом. Иногда, но не всегда, он, как и рихтерит, был богат марганцем. Впоследствии эти три минерала стали называть рихтеритами независимо от содержания в них марганца. Название натрий-тремолит вышло из употребления совсем. Думается, надо оставить все три названия: натрий-тремолит как аналог тремолита, но обогащенный натрием за счет извести, винчит — менее щелочной, чем натрий-тремолит, но с меньшим содержанием извести, чем тремолит, а название рихтерит оставить для марганцевой разновидности обоих минералов. На рис. 8 очень отчетливо видна разница в составе этих трех щелочно-кальциевых амфиболов.

Винчит (Winchit) и натрий-тремолит (см. табл. 22–24) различаются количеством кремния, кальция и щелочей. Винчит основнее, несколько богаче Fe^{2+} и значительно беднее щелочами. Индийские винциты из месторождения Мадхья-Прадеш содержат 2–5,5% марганца, так что могут считаться рихтеритами, но в то же время среди магнетитовых кварцитов КМА [11] и в Вишневых горах на Урале (СССР)¹ в виде асбестовидных прожилков в пироксеновых фенитах встречен щелочно-кальциевый амфибол, по составу полностью отвечающий винчиту, но без марганца.

Средняя кристаллохимическая формула четырех индийских винцитов и одного итальянского (Аоста) [29, №№ 517–521]: $(Ca_{1,18}Na_{0,73}K_{0,14} \cdot Mn_{0,20})_{2,25} (Mg_{4,24}Mn_{0,12}Fe_{0,32}Fe_{0,30}Ti_{0,02})_5 [(Si_{7,51}Al_{0,48}Ti_{0,01})_8 \cdot (O_{21,29}OH_{0,71})_{22}] (OH_{1,99}F_{0,01})_2$; f — 10,25 мол.%; формула винчита из КМА: $(Ca_{1,02}Na_{0,72}K_{0,19})_{2,17} (Mg_{3,70}Mn_{0,01}Fe_{0,66}Fe_{0,59}Ti_{0,04})_5 \cdot [(Si_{7,83}Al_{0,06}Fe_{0,11})_8 (O_{21,83}OH_{0,11})_{22}] (OH)_2$; f 26,85 мол.%; вишневогорского [14]: $(Ca_{1,02}Na_{0,70}K_{0,24}Mn_{0,04})_2 (Mg_{2,48}Mn_{0,06}Fe_{0,64} \cdot Fe_{1,72}Ti_{0,10})_5 [Si_8O_{22}] (OH_{0,48}O_{0,97}F_{0,55})_2$; f — 48,80 мол.%

Окраска винчита желтовато-зеленая, бледная, под микроскопом почти

¹ Образцы пород предоставлены Б.М. Роненсоном.

бесцветная, без заметного плеохроизма. При повышении содержания марганца окраска становится синевато- и фиолетово-зеленая с резким плеохроизмом.

Натрий-тремолит (Soda Tremolit) по габитусу и по составу очень близок тремолиту. Отличается более высоким до 2 атомов на формульную единицу содержанием щелочей и меньшим извести, почти лишен Al и Ti; железистость не более 20 мол.%; Mn — 0—1% (до 0,13 атомов на формульную единицу); до 1,8% фтора. Средняя формула (7 ан.): $(Ca_{0,94}Na_{1,37}K_{0,36})_{2,67}(Mg_{4,31}Mn_{0,03}Fe_{0,20}Fe_{0,35}Ti_{0,02}Al_{0,09})_5 \cdot [(Si_{7,88}Al_{0,12})_8O_{22}](OH_{1,51}O_{0,07}F_{0,36})_2$; $f_{ср.} = 11,06$ мол.%, (см. табл. 23, 24, 25, рис. 8).

Рихтерит (Richterit) по составу и количеству кальция и щелочей то полностью соответствует натрий-тремолиту, то оказывается близким винчиту, как и подобает их общей марганцевой разновидности. Содержание Mn — 3,5—13 мол.%, Na + K — 1,45—2 ат. на формульную единицу.

Рихтерит, по составу близкий винчиту, из месторождений Швеции имеет формулу (2 ан.): $(Ca_{1,30}Na_{0,94}K_{0,10}Mn_{0,37})_{2,71}(Mg_{4,72}Mn_{0,12}Fe_{0,13} \cdot Al_{0,03})_5 [(Si_{7,98}Al_{0,02})_8O_{22}](OH_{1,42}O_{0,46}F_{0,12})_2$; $f = 2,47$ мол.%. Формула рихтерита состава натрий-тремолит (3 ан.): $(Ca_{0,93}Na_{1,54}K_{0,34} \cdot Li_{0,06}Mn_{0,03})_{2,90}(Mn_{0,77}Mg_{4,12}Fe_{0,11})_5 [(Si_{7,52}Al_{0,21}Fe_{0,02}Mn_{0,20})_8 \cdot (O_{21,96}OH_{0,04})_{22}](OH_{1,94}F_{0,06})_2$; $f = 3,48$ мол.%.
Средняя формула двух безглиноземистых синих астохитов из Логбана:

$(Ca_{0,87}Na_{1,41}K_{0,30}Mn_{0,46})_{3,04}(Mg_{4,26}Mn_{0,71}Fe_{0,03})_5 [(Si_8O_{22})] \cdot (OH_{1,59}O_{0,36}F_{0,05})_2$; $f = 0,40$ мол.%.
Рихтерит [14, 20] образует удлиненные прозрачные или просвечивающие призматические кристаллы бурого, желтого или розовато-красного цвета. Как и у натрий-тремолита, часто встречаются игольчатые, волокнистые, асбестоподобные скопления. Астохит развит в виде короткопризматических агрегатов, иголочек и призмочек с игольчатым изломом. Цвет синий до сине-фиолетового.

В шлифах все разности винчита и натрий-тремолита — желтоватые или слабо-зеленоватые, почти бесцветные, без заметного плеохроизма, а рихтериты — темно-красно-коричневые, под микроскопом с резким плеохроизмом, в красно-фиолетовых тонах. Чем больше в минерале щелочей, тем сильнее выражена дисперсия двупреломления в аномальных интерференционных окрасках.

Катафорит (Kataphorit) по содержанию извести и щелочей близок к натрий-тремолиту, но значительно увеличенное количество алюминия, железа и даже титана приближает его к роговой обманке, особенно к мало- и среднеглиноземистым ее разностям. При описании катафорита его часто разделяют на магнезиальный и железистый, но последний распространен значительно меньше, чем магнезиальный, особенно в пределах СССР, поэтому сведений о нем еще сравнительно мало. Он встречен только на Урале, в Забайкалье, на Сокоуте и в сиенитах Тувы [18].

Средняя формула катафорита Ильменских и Вишневых гор на Урале (12 ан.): $(Ca_{1,13}Na_{1,14}K_{0,35}Mn_{0,01})_{2,53}(Mg_{2,89}Mn_{0,09}Fe_{1,12}Fe_{0,71}Ti_{0,08} \cdot Al_{0,11})_5 [(Si_{7,18}Al_{0,82})_8O_{22}](OH_{1,62}F_{0,25}O_{0,19})_2$; $f = 38,24$ мол.%.
Средняя формула двух безглиноземистых синих астохитов из Логбана:

$(Ca_{0,87}Na_{1,41}K_{0,30}Mn_{0,46})_{3,04}(Mg_{4,26}Mn_{0,71}Fe_{0,03})_5 [(Si_8O_{22})] \cdot (OH_{1,59}O_{0,36}F_{0,05})_2$; $f = 0,40$ мол.%.
Рихтерит [14, 20] образует удлиненные прозрачные или просвечивающие призматические кристаллы бурого, желтого или розовато-красного цвета. Как и у натрий-тремолита, часто встречаются игольчатые, волокнистые, асбестоподобные скопления. Астохит развит в виде короткопризматических агрегатов, иголочек и призмочек с игольчатым изломом. Цвет синий до сине-фиолетового.

Катафорит, встреченный в лейцитовом лампроите Австралии (Дир и др., с. 380), резко отличается повышенным содержанием Si, K, Mg, F, очень малой железистостью и глиноземистостью. Его формула: $(Ca_{1,07} \cdot Sr_{0,01} Na_{1,01} K_{1,05})_{3,14} (Mg_{4,37} Mn_{0,01} Fe_{0,29} Ti_{0,33})_5 [(Si_{7,59} Al_{0,29} \cdot Ti_{0,05} Fe_{0,07})_5 O_{22}] (OH_{0,86} F_{0,59} O_{0,55})_2$; $f - 7,5$ мол. %.

Средняя формула двух железистых катафоритов из Забайкалья и Тувы: $(Ca_{1,10} Na_{1,36} K_{0,25})_{2,71} (Mg_{1,39} Mn_{0,14} Fe_{2,37} Fe_{0,83} Ti_{0,27})_5 [(Si_{6,72} \cdot Al_{0,70} Fe_{0,58})_8 (O_{20,77} OH_{1,23})_{22}] (OH_{1,82} F_{0,18})_2$. Высокая железистость, 70 и 72 мол. %, за счет пониженного содержания Mg и Si.

Окраска магнезио-катафорита — зеленоватая, под микроскопом резко плеохроирует от сине-зеленого по *Ng* до бледно-желтовато-зеленого по *Np*. Железистые катафориты — густо-красно-коричневые до черных, под микроскопом — густо-сине-зелено-бурые, с резким плеохроизмом. Близость к щелочным амфиболам сказывается у катафоритов в расположении плоскости оптических осей, переходящей, как в гастингитах, в положение перпендикулярное (010), $cNg \parallel b$, и в еще более сильной дисперсии дву-преломления с эллипсоидом абсорбции, совпадающим не с осями индикатрисы *Ng*, *Nm*, *Np*, как во всех амфиболах нормального ряда, а с кристаллографическими осями *a*, *b*, *c*, так что схема абсорбции получается: $\parallel c > \parallel b > \perp b$ и *c* [13, 61].

Уральские катафориты были выделены автором [13, 14] среди переходных разностей амфиболов в экзоконтактах массива щелочных сиенитов, где этот амфибол знаменует собой переход к постамагматическому этапу, когда резко повышающаяся щелочность в экзоконтактовом ореоле приводит к натриевому метасоматозу с замещением полевых шпатов и цветных минералов более щелочными разностями. Замещая роговую обманку или магнезио-гастингсит, зеленый магнезио-катафорит сохраняет ту же идиоморфную форму длиннопризматических зерен и их сростаний или заполняет промежутки между более идиоморфными зернами полевых шпатов. Следов реликтовой роговой обманки среди катафорита найти не удалось, но среди фенитов альбитизация иногда бывает неравномерной, получается тонкое переслаивание неальбитизированных фенитов с роговой обманкой, или магнезио-гастингситом, и альбит-микроклиновых полос с магнезио-катафоритом. В этих породах пироксен или совсем отсутствует, или находится в очень тесной связи с магнезио-катафоритом. Он представлен салит-эгирином, или эгиринсалитом, уже ранее заместившим бывший здесь амфибол. Позднее при прогрессировании щелочного метасоматоза пироксен переходит в эгирин, а магнезио-катафорит замещается арфведсонитом. Это замещение происходит постепенно с периферии и по трещинам. Оба амфибола различаются по цвету, углам угасания, более сильной дисперсией у арфведсонита и переходу последнего на отрицательное удлинение. Еще позднее при низкотемпературных гидротермальных процессах уцелевший магнезио-катафорит замещается светло-оранжевым чешуйчатым биотитом. Катафорит имеет аналоги: анофорит, магнофорит, симпсонит.

Т а р а м и т (Taramit) — наиболее щелочная разновидность гастингсита из долины Вали-Тарама близ Мариуполя [31]. Его отличительные признаки — содержание Ca — 6–8% (1–1,5 ат. на формульную единицу) и 5–8,5% щелочей (1–2,5 ат. на формульную единицу) при пониженном, как

у гастингсита, количестве Si и Mg и очень высоком содержании алюминия и железа. Такие тарамиты, кроме Мариуполя, встречаются на Урале, в эндоконтактах миаскитовой интрузии на Витимском нагорье, в щелочных гранитах Кейв на Кольском полуострове (СССР), в умптекитах Массачусетса (США). Это единственный основной щелочно-кальциевый амфибол, близкий гастингситу, образующийся, как и другие, в контактовых ореолах щелочных интрузий. При прогрессировании щелочного метасоматоза он также замещается наиболее глиноземистыми щелочными амфиболами. Средняя формула тарамита (13 ан.): $(\text{Ca}_{1,34}\text{Na}_{1,26}\text{K}_{0,49})_{3,09}(\text{Mg}_{0,75} \times \text{Mn}_{0,15}\text{Fe}_{2,47}\text{Fe}_{1,28}\text{Ti}_{0,12}\text{Al}_{0,23})_5[(\text{Si}_{5,99}\text{Al}_{2,01})_8\text{O}_{22}](\text{OH}_{1,62}\text{O}_{0,23} \times \text{F}_{0,15})_2$; $f - 80,56$ мол. %.

Внешний облик тот же, что и у гастингсита: вытянуто-призматические черные кристаллы, под микроскопом — темно-зеленые до непрозрачных с сильной аномалией интерференционных окрасок. Плоскость оптических осей перпендикулярна $0,10$; $Ng \parallel b$, малый угол оптических осей $0-58^\circ$. Как и у гастингсита, наиболее высокий среди амфиболов удельный вес — до $3,476$.

Сцехениит (Széchenyit) — еще одна разновидность щелочно-кальциевых амфиболов, по составу близкая к катафориту, но содержащая больше кальция и одновременно щелочная. Описан И. Креннером, в Бирме (Дир и др., с. 379, 380, ан. 4). Развивается при прогрессирующем метасоматозе в серпентинизированных гипербазитах по мере их превращения в жадеититы. Замещает роговую обманку в парагенезисе с жадеитом и альбитом, сам замещается арфведсонитом. Формула сцехениита из Бирмы: $(\text{Ca}_{1,80}\text{Na}_{1,79}\text{K}_{0,26})_{3,23}(\text{Mg}_{4,19}\text{Fe}_{0,38}\text{Fe}_{0,10}\text{Al}_{0,33})_5 \times [(\text{Si}_{7,60}\text{Al}_{0,40})_8\text{O}_{22}](\text{O}_{0,85}\text{OH}_{1,15})_2$; $f - 10,4$ мол. %.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов В.В. Двухфазная роговая обманка из амфиболитов Вороньих тундр // Тр. Минерал. музея им. А.Е. Ферсмана. 1977. Вып. 26.
2. Архипенкова А.Н. Эклогиты дер. Шубино Ю. Урала и возможности их практического использования // Минерал. сырье. 1966. Вып. 14.
3. Аршинов В.В. Асбест амфиболовый // Неметаллические ископаемые СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 1.
4. Белякин Д.С. Очерки по петрографии Ильменских гор // Изв. СПб. политехн. ин-та. 1909. Т. XII, вып. 1.
5. Борнеман-Старынкевич И.Д. Химическая формула амфиболов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. Сер. 2. 1960. Ч. 89, вып. 2.
6. Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. М.: Наука, 1964.
7. Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенитовый пояс Среднего Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 65.
8. Габинет М.П. Роговая обманка из амфиболитов Мармарошского массива // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1951. № 5.
9. Галюк В.А. Геологическое строение, минералогия и генезис Эмельджакского флогпитового месторождения Южной Якутии: Автореф. дис. . . канд. геол.-минерал. наук. М.: МГРИ, 1959.
10. Гинзбург И.В. О трех необычных роговых обманках из гранитных пород // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1962. Вып. 13.
11. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966.
12. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Сравнительная характеристика полярноураль-

- ских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород // Тр. ИГГ СО АН СССР. 1965. Вып. 31. С. 178–244.
13. *Доброхотова Е.С.* Разновидность зеленого магнезио-метаморфита среди амфиболитов Уральского щелочного комплекса // Изв. вузов. Геология и разведка. 1969, № 2.
 14. *Доброхотова Е.С., Калинин П.В., Левин В.Я., Роненсон Б.М.* Закономерности изменения состава породообразующих минералов в Вишневогорско-Ильменогорском комплексе Урала // Изв. вузов. Геология и разведка. 1968. № 11.
 15. *Дымкин А.М., Могилева М.П.* Особенности дашкесанитовой минерализации в магнетитовом месторождении Табрат (Восточный Саян) // Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М.: Наука, 1967.
 16. *Закруткин В.В.* Об эволюции амфиболов при метаморфизме // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1968. Ч. 47, вып. 1.
 17. *Калинин П.В.* Минералы Слюдяного района // Тр. ВИМС. 1939. Вып. 150.
 18. *Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Липидес И.Л., Горегляд А.В.* Щелочные амфиболы редкометаллических гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
 19. *Коржинский Д.С.* Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири // Тр. ИГН АН СССР. 1945. Вып. 61.
 20. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация, постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Наука, 1967.
 21. *Костюк Е.А.* Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970.
 22. *Крутов К.А.* Дашкесанит, новый хлорсодержащий минерал группы гастингсита // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 2.
 23. *Кузнецов Е.А.* Материалы к петрографии габбро Тагильского массива // Вестн. МГУ. 1947. № 10.
 24. *Кузнецов Ю.А.* Происхождение магматических пород // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
 25. *Лебединский В.И.* О голубовато-зеленой роговой обманке метаморфических пород // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1952. № 6.
 26. *Литвин А.Л.* Кристаллохимия и структурный типоморфизм амфиболов. Киев: Наук. думка, 1977.
 27. *Маркс В.А.* О сине-зеленых роговых обманках метаморфических пород // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962. Ч. 92, вып. 2.
 28. *Морквевкина В.Ф.* Изменчивость окраски роговой обманки в габброидном комплексе Урала // Вопр. петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
 29. *Морковкина В.Ф.* Жадеиты в гипербазитах Полярного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 4.
 30. *Морковкина В.Ф.* Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 77.
 31. *Морозевич И.А.* Об одном крайнем члене семейства нефелиновых сиенитов — мариуполите и связанных с ним породах Мариупольского уезда // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1901. Ч. 39.
 32. *Петров В.П., Андреев Ю.К.* Минералогия асбеста и место амфибол-асбестов СССР в общей их классификации // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1939. Вып. 31.
 33. *Ракчеев А.Д.* Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецкинского месторождения на Среднем Урале // Сов. геология. 1956. Сб. 51. С. 189–223.
 34. *Ротман Л.Э.* Материалы к характеристике амфиболов и пироксенов пегматитовых жил Ильменских гор // Учен. зап. Ленингр. пед. ин-та. 1956. Т. 117. С. 55–83.
 35. *Свешникова Е.В.* Габброидные породы Кумбинского массива на Северном Урале // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 32.
 36. *Семененко Н.П., Половко Н.И., Жуков Г.В.* и др. Петрография железисто-кремнистых формаций УССР. Киев: Изд-во АН УССР. 1956.
 37. *Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И.* и др. Железные руды Южной Якутии, геолого-минералогический генезис и промышленное значение. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 519 с.
 38. *Соболев В.С.* Значение железистости фемических минералов и вспомогательные

- диаграммы для определения состава биотита, роговой обманки и ромбических пироксенов // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1950. № 4.
39. Сулов А.И. Петрология кристаллического комплекса Слюдянского флогопитового района // Тр. ВИМС. 1939. Вып. 160.
 40. Удовкина Н.Г. К вопросу об эклогитизации ультраосновных пород в южной части хребта Марун-Кей // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1959. Вып. 32.
 41. Удовкина Н.Г. О роговых обманках типов каринтина из эклогитов и кварц-мусковитовых жил южной части хребта Марун-Кей // Тр. ИГЕМ АН СССР. 1962. Вып. 77.
 42. Хлестов В.А., Ушакова Е.Н. Метаморфизм пород Китойской свиты в Восточном Саяне // Материалы по генет. и эксперимент. минералогии. Новосибирск: Наука, 1965. Вып. 2.
 43. Шабьнин Л.И. Еще раз о значении железистости фемических минералов // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва. 1958. № 12.
 44. Шмакин Б.М. Особенности минералогии и генезиса Куранахских флогопитовых месторождений Южной Якутии // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 1.
 45. Яковлева М.Е. Об одном амфиболе переменного состава из района Челябинского гранитного массива // Докл. АН СССР. Н.С. 1941. Т.31. № 8. С. 790–792.
 46. Angel F. Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der osterreichischen ostalpen. Min Alh. 91. 1957. N 76. H. 1/3.
 47. Banuo S. Petrologic studies on Sanbagawa crystalline Shists in the Bessi-Ito district Central Sikokw, Japan // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II. 1964. Vol. 15, pt. 3.
 48. Barnes V.E. Changes in hornblende at about 800°C // Amer. Miner. 1930. Vol. 15.
 49. Bilgrami S.A. Manganese amphiboles from Chikla, Bhandara District India // Miner. Mag. 1955. Vol. 30.
 50. Billings M. The chemistry, optics and genesis of the hastingsite group of Amphibols // Amer. Miner. 1928. Vol. 13, N 7.
 51. Binns R.A. The mineralogy of metamorphosed basic rocks from the Williams Complex, Broken Hill district New, South Wales. Pt. 1: Hornblendes // Miner. Mag. 1967. Vol. 35.
 52. Buddington A.F., Leonard B. Chemical petrology and mineralogy of hornblendes in Northwest: Adirondiack granitic rocks // Amer. Miner. 1953. Vol. 38, N 11/12.
 53. Comeforo Y.E., Kohn Y.A. Synthetic asbestos investigations. I: Study of Synthetic fluor-tremolite // Ibid. 1954. Vol. 39.
 54. Hawthorn F.C., Grundy H.D. The crystal chemistry of the amphiboles. I: Refinement of the crystal structure of ferrotschermakite // Miner. Mag. 1973. Vol. 39. P. 36–48.
 55. Harry W.T. Aluminium replacing Silikon in Some Silicate lattices // Ibid. 1950. Vol. 29.
 56. Kortinig S. Ein Beitrag zur Kenntnis über den Karintin // Zentr.-Bl. Miner. Geol. Abr.O. 1940. N 2.
 57. Krenner I.A. Jadeitstein aus Birina. I: Jadeit. II: Szechenyit // Neues Jb. Mineral. Ref., 1900. Bd. 1.
 58. Kuroda Y., Ogura Y. Epidote amphibolites from the Northeastern Abucuma Plateau // Japan. Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku. Sec. C. Geol. and Miner. Geogr. 1963. Vol. 7, N 80.
 59. Laitakari A. Über die Petrographie und Mineralogie der Kalkstein Lagerstätten von Pärainen (Pargas) // Bull. Commis. geol. Finl. 1921. N 54.
 60. Leake B.E. On the non-existence of a vacant area in the Hallimond Calciferous Amphibole Diagram // Jap. J. Geol. and Geogr. 1962. Vol. 33, N 1.
 61. Leake B.E. On aluminous and edentic hornblendes // Miner. Mag. 1971. Vol. 38.
 62. Miyashiro A. The chemistry optics, and Genesis on the Alkali amphiboles. // J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II. 1957. Vol. 11, N 1.
 63. Sahama Th. G. Rapakivi amphibole from Unksunjoki Salmi area // Bull. Commis. geol. Finl. 1947. Bd. 140, N 20.
 64. Seki J., Aiba M., Kato C. Edenite in Sambagama Crystalline Schists, of the Shibukawa District Central Japan // Jap. J. Geol. and Geogr. 1951. Vol. 30.
 65. Sundius N. The position of the richterite in the amphibole group // Geol.-Foer. Stockholm Feocrn. 1945. Vol. 67.
 66. Vernon R.H. Co-existing cummingtonite and in an amphibolite from Duchess, Queensland, Australia // Amer. Miner. 1962. Vol. 47. N 3/4.

А.Г. ГУРБАНОВ, Т.Т. ЛЯХОВИЧ, Л.Ф. КАРТАШОВА, Е.А. КОРИНА

РЕДКИЕ И РУДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ ИЗ ПОРОД РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БОЛЬШОГО КAVKAZA — ИНДИКАТОРЫ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

При геохимическом изучении кварца (определялись содержания Nb, Ta, Th, Hf, W, Sn, Mo, Zn, Cu, Ni, Co, Sc, Be, Li, Rb, Cs, K, Na, Fe), выделенного из пород допалеозойского [1] метаморфического ядра мегантиклинория Большого Кавказа и магматических образований, входящих в состав разновозрастных (от среднерифейской (?) до плиоцен-четвертичной) формаций, характеризующих своим проявлением смену геодинамических режимов в процессе эволюции Кавказской подвижной области, авторы поставили перед собою следующие задачи:

1. Охарактеризовать содержаниями вышеуказанных элементов кварцы пород каждой из рассматриваемых формаций. Выяснить, имеется ли геохимическая специализация у кварцев пород, характеризующих конкретные этапы (геосинклинальный, инверсионный и орогенный) развития Кавказской подвижной области в течение байкальского (?), каледонского, герцинского и альпийского тектоно-магматических циклов.

2. Выявить закономерности в изменении содержаний ряда редких и рудных элементов в кварцах пород, отвечающих последовательным фазам внедрения некоторых формаций.

3. Выяснить возможность использования данных о содержаниях ряда элементов в кварце и коэффициентов их накопления для выявления среди рассматриваемых формаций пород потенциально рудоносных на некоторые редкие и рудные элементы.

4. Выявить, существуют ли закономерности в изменении содержаний рудных и редких элементов в кварцах при преобразовании слюдяных сланцев и гнейсов в породы гранит-мигматитовой формации в процессе регионального метаморфизма и анатектического плавления.

5. Установить, существует ли корреляция между средними содержаниями одних и тех же рудных и редких элементов в породах рассматриваемых формаций и в кварцах из них.

Исходя из поставленных задач, нами были отобраны минералогические пробы из пород одиннадцати магматических и метаморфических формаций, характеризующих своим проявлением смену определенного геодинамического режима в пределах различных структурно-формационных зон, слагающих полициклическую Кавказскую подвижную область. Учитывая, что рассматриваемые формации присутствуют в различных структурно-формационных зонах (СФЗ), авторы посчитали необходимым привести их краткую петролого-геологическую и металлогеническую характеристики по СФЗ, в пределах которых они развиты. Каждой из рассматриваемых формаций, вне зависимости от ее приуроченности к конкретной СФЗ, а только с учетом возраста, был присвоен порядковый номер от I — наиболее древней до XI — наиболее молодой.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОРМАЦИЙ

Развитие магматизма в пределах Большого Кавказа и проявление рудной минерализации неразрывно связаны с эволюцией крупных геоструктурных элементов — структурно-формационных зон (СФЗ). Выделяются [1] следующие СФЗ (с севера на юг): Бечасынская (Лабино-Малкинская), Передового и Главного хребтов и Южного склона. Строение СФЗ и история их развития различны, а границы между ними определяются реально существующими разломами или ослабленными зонами. Современное блоковое строение Большого Кавказа обусловлено сочетанием подобных долгоживущих ослабленных зон глубинного заложения и субширотного простирания с зонами субмеридионального простирания [5, 17].

Бечасынская СФЗ характеризуется двухъярусным строением. Фундамент представлен сложнодислоцированными метаморфическими сланцами и гнейсами докембрия (?) и нижнего палеозоя, среди которых выделяются пара- и ортопороды и прорывающие их вариссийские гранитоиды. По масштабам проявления гранитоидного магматизма эта зона сходна со СФЗ Главного хребта. Порода фундамента вскрыты только в долинах крупных рек.

Структура осадочного чехла по сравнению с фундаментом относительно проста, а в его строении принимают участие недислоцированные терригенно-вулканогенные молассовые образования средне-верхнекаменноугольного и пермского возрастов и ниже-среднеюрские песчано-глинистые, местами угленосные, отложения. Со среднекарбонového времени Бечасынская СФЗ находилась в субплатформенной стадии развития.

В пределах этой структурно-формационной зоны анализировался кварц из пород следующих формаций:

I. Плагиигранито-гнейсовая раннегеосинклинальная (?) формация нижнепалеозойского или более древнего возраста входит в состав фундамента. Порода этой формации обнажаются в долине р. Большой Лабы и представлены светлыми, серыми или розоватыми мелко- и среднезернистыми плагиигранито-гнейсами, состоящими из плагиоклаза (An_{12-16}), кварца и мусковита. Плагиоклаз обычно нацело замещен серицитом и цоизитом. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и реже цирконом и пиритом. С породами формации пространственно ассоциирует кварцево-шеллитовое оруденение жильного типа.

II. Формация ортоклазовых огнейсованных гранитов среднерифейского (?) или нижнепалеозойского [1] возраста является, вероятнее всего, раннеорогенной для допалеозойской истории развития Большого Кавказа. Изменения пород, связанные с вариссийским (?) региональным метаморфизмом, выразились в интенсивной серицитизации, эпидотизации и альбитизации. Порода состоят из плагиоклаза (An_{20}), интенсивно сосюритизированного калий-натриевого полевого шпата микроклинового ряда с повышенным содержанием альбитовой частицы, катаклазированного кварца, биотита, обычно замещенного хлоритом. Вторичные минералы — эпидот, цоизит; акцессорные минералы — циркон, апатит, ортит, сфен, пирит и магнетит.

Породами формации сложены мелкие массивы, обнажающиеся в долине р. Большой Лабы и ее притоков (рек Мошевой и Бескеса) и имеющие

активные (?) контакты с породами плагиогранито-гнейсовой формации 1 и с гипербазитами. С породами этой формации парагенетически ассоциирует медно-цинковое и баритовое оруденение жильного типа.

VIII. Гранодиорит-гранитная позднеорогенная формация пермского возраста включает следующие породы, соответствующие последовательным фазам внедрения: кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, аляскииты, аплиты и пегматиты, имеющие активные контакты с вмещающими их метаморфическими образованиями. Для пород формации характерны: зональные плагиоклазы, решетчатый микроклин, кварц и амфибол-биотитовый парагенезис темноцветных минералов. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, шеелитом, молибденитом, турмалином, топазом, магнетитом и пирротинном. Породами формации сложены многофазные интрузивные массивы (Индышский, Аминкольский, Муштинский, Малкинский, Даховский, Сахрайский и др.), известные в геологической литературе под названием северных или красных гранитов. С породами формации ассоциируют баритовые месторождения, а также медно-полиметаллические, вольфрамовые и молибденовые рудопроявления контактово-метасоматического типа.

В СФЗ Передового хребта наиболее полно выражены все этапы развития варисийской геосинклинали от ее заложения (ордовик—силур) до наступления орогенного режима (средний карбон—пермь). Каждый из этапов характеризуется проявлением определенных магматических формаций. Для СФЗ характерны: интрузии ультраосновного состава, раннегеосинклиальная базальт-плагиориолитовая ассоциация пород девонского возраста, интрузии основного состава периода инверсии и позднепалеозойские маломощные покровы эффузивов среднего—кислого составов орогенного этапа. Этой зоне присуща медноколчеданная минерализация девонского возраста, медноколчеданное, кварц-халькопиритовое и магнетитовое оруденение нижнекарбонического возраста. В верхнем палеозое образовались медистые песчаники и мелкие россыпи золота [18]. В пределах этой СФЗ анализировался кварц из следующих формаций:

V. Габбро-диорит-плагиогранитная позднегеосинклиальная формация позднедевонского-раннекаменноугольного возраста наиболее полно представлена в ядре антиклинальной структуры в бассейнах рек Малой и Большой Лабы и, кроме того, породы, входящие в ее состав, установлены среди кристаллического ядра СФЗ Главного хребта. В эту формацию объединены следующие породы с характерными пироксен-амфиболовым и реже с амфибол-биотитовым парагенезисами темноцветных минералов, отвечающие последовательным фазам внедрения: 1) габбро и габбро-диориты, 2) кварцевые диориты, 3) гранодиориты и 4) плагиограниты. Этими породами сложены многофазные интрузивные массивы, огнейсованные в едином структурном плане с вмещающими их метаморфическими образованиями. С породами формации ассоциируют мелкие рудопроявления молибдена и меди, относящиеся к кварцево-жильному типу.

VI. Риолитовая раннеорогенная формация среднекарбонического возраста включает в себя кислые вулканы и их туфы, слагающие маломощные лавовые покровы в составе толстобугорской свиты. С породами формации ассоциируют мелкие свинцово-цинковые и сурьмяно-ртутные рудопроявления.

СФЗ Главного хребта в герцинское время приобрела антиклинорную структуру, а сопряженная с ней с севера СФЗ Передового хребта превратилась в грабен-синклиний, в остаточных впадинах которого накапливались в пермско-карбовое (Р-С₂₋₃) время вулканогенно-терригенные молассовые образования. Вероятно, на рубеже карбона и перми и в пермское время геоантиклиналь Главного хребта испытала интенсивные восходящие движения, сопровождающиеся внедрением пород постскладчатой орогенной гранодиорит-гранитной формации, что подтверждается и радиологическими данными [6]. В строении СФЗ принимают участие интенсивно дислоцированные метаморфические образования докембрийского (?) возраста, принадлежащие к амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям средней глубинности, согласные с ними тела анатектических автохтонных гранит-мигматитов и прорывающие их постскладчатые гранитоиды. На этих породах трансгрессивно залегают недислоцированные нижнеюрские отложения.

Для СФЗ характерна определенная тенденция унаследования, заключающаяся в том, что во все эпохи развития она являлась областью генерации магм, в то время как в ней отсутствуют значительные по размерам тела магматических пород основного состава. По данным В.Б. Чернищина [18], типоморфными металлами СФЗ для герцинского тектоно-магматического цикла являются мышьяк, молибден, вольфрам, тантал и ниобий; для киммерийского — мышьяк, молибден, вольфрам, висмут и др.: для альпийского — молибден, вольфрам и др., что также подчеркивает и металлогеническую унаследованность.

III. Кристаллическое ядро СФЗ, включающее слюдяные сланцы, гнейсы, амфиболиты и плагиомигматиты, претерпело интенсивную складчатость в течение каледонского (?) и варисийского тектоно-магматических циклов. Амфиболиты в составе этого метаморфического комплекса имеют явно подчиненное положение. С пластами амфиболитов и с секущими их кварцевыми жилами часто ассоциирует шеелитовое оруденение.

IV. Гранит-мигматитовая синскладчатая формация образовалась в процессе регионального метаморфизма, проявившегося во время каледонской (?) или варисийской фаз складчатости [6]. В эту формацию объединены двуполевошпатовые тонко- и гигантослоистые мигматиты, лейкосома (мощностью до 20 и редко более метров) которых сложена автохтонными гранитоидными телами пластообразной формы и лейкократового облика. Породы формации смяты в согласные со сланцами и гнейсами складки (часто изоклиналильные) и могли образоваться, скорее всего, при анатектическом плавлении кварцево-слюдяных сланцев [16]. Гранитоидные тела обычно имеют зональное строение, и их центральные части сложены грубозернистыми пегматитами, а к краевым частям зернистость несколько уменьшается, но увеличивается количество биотита и наблюдается постепенный переход в гнейсы. Породы сложены незоональным плагиоклазом, решетчатым микроклином (промежуточным по рентгеновской триклинности), катаклазированным кварцем и незначительным количеством (до 3%) биотита и мусковита. Характерно присутствие силлиманита, граната и наличие план-параллельной ориентировки минералов [6]. С породами формации иногда ассоциируют шеелитовые рудопроявления.

VII. Гранодиорит-гранитная постскладчатая, раннеорогенная формация поздневарисийского возраста объединяет следующие породы, отвечающие последовательным фазам внедрения: 1 — биотитовые гранодиориты, 2 — биотитовые граниты, 3 — двуслюдяные граниты, 4 — лейкокраповые и мусковитовые граниты, 5 — аляскиты, аплиты и пегматиты [6]. Породами формации сложены многофазные интрузивные массивы (крупные — до сотен км² и более мелкие), имеющие активные контакты с метаморфическими образованиями. Для пород характерны массивные текстуры, зональное строение зерен плагиоклазов, решетчатый микроклин (максимальный по рентгеновской триклинности) и биотит-мусковитовый парагенезис темноцветных минералов. С биотитовыми и двуслюдяными гранитами ассоциирует свинцово-цинковое, вольфрамовое и мышьяковое оруденения, а с аляскитами и пегматитами — тантал-ниобиевое, оловянное и вольфрамовое оруденения.

IX. Габбро-гранитная сининверсионная (?) формация средне-верхнеюрского возраста объединяет следующие разновидности пород, отвечающие последовательным фазам внедрения с амфибол-биотитовым парагенезисом темноцветных минералов: 1 — габбро (в виде ксенолитов в гранодиоритах), 2 — кварцевые диориты, 3 — гранодиориты, 4 — граниты и их жильные производные — аплиты, пегматиты. С породами формации ассоциируют рудопроявления магнетитовых и меденосных скарнов и жильное кварц-молибденит-халькопиритовое оруденение.

X. Формация субщелочных и щелочных гранитов позднемелового возраста [2] характеризуется своим проявлением наступление орогенного режима и выделяется только в Приводораздельной подзоне СФЗ Главного хребта. Породами этой формации сложены тела трещинного типа и реже многофазные интрузивные массивы, контролирующиеся системой долгоживущих разломов глубинного заложения и разделяющих СФЗ Главного хребта и Южного склона. Выделяются следующие последовательные фазы внедрения: 1 — серые роговообманковые граниты, 2 — красные пегматоидные граниты, 3 — щелочные эгирин-рибекитовые граниты и 4 — аплиты, пегматиты. С породами 1 и 2 фаз внедрения ассоциируют кварц-полиметаллические и кварц-молибденовые рудопроявления, а с 3 фазой — редкоземельное, и оловянное оруденения.

XI. Гранитоидная вулканоплутоническая позднеорогенная формация плиоцен-четвертичного возраста [3] завершает эволюционный ряд рассматриваемых формаций, породами которой сложены Теплинский, Сангутидонский, Пурунгальский, Эльджуртинский и другие интрузивные многофазные массивы. Выделяются следующие последовательные фазы внедрения: 1 — гранодиориты, 2 — граниты, 3 — граниты, 4 — лейкокраповые граниты и их жильные производные — гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры, аплиты и пегматиты. Для пород формации характерен пироксен-амфибол-биотитовый парагенезис темноцветных минералов. С породами формации ассоциируют шеелитоносные роговики, молибденит-шеелитоносные скарны, а также кварц-арсенопиритовое оруденение жильного типа с оловом, серебром и висмутом.

Выбор для исследования кварца был обусловлен тем, что он по сравнению с другими породообразующими минералами может выделяться и на поздней стадии кристаллизации гранитоидного расплава, эволюция

которого приводит к отделению флюидов, в том числе и рудоносных. Исходя из этих соображений мы предположили, что анализирующийся кварц должен нести информацию как о геохимических особенностях гранитоидов, так и о содержаниях ряда рудных и редких элементов в остаточном расплаве, участвующем в формировании гидротермальной и гидротермально-метасоматической минерализации.

Для проверки этого предположения, наряду с кварцами из "безрудных" гранитов, был проанализирован кварц из разновозрастных гранитоидов и пегматитов, с которыми пространственно или генетически [18] ассоциирует вольфрамовая, молибденовая, вольфрам-молибденовая, свинцово-цинковая и оловянная минерализация. Для получения корректных данных анализировался кварц только из тех пород, в которых по петрографическим данным не было установлено влияние различных наложенных процессов.

Следует отметить, что за последние 30 лет кварцы из кварцево-жильных образований из пегматитов и реже из гранитов изучались с целью поисков доказательств генетической связи эндогенного оруденения с магматизмом, для расшифровки температурных условий кристаллизации расплавов и регионального метаморфизма, выявления вертикальной температурной зональности на ряде месторождений и т.д.

В работах начального периода (конец 50-х годов) приводились данные о содержаниях в кварцах петрогенных элементов — Na, K, Al, Mg, Fe и летучих — Cl, F, SO₄, CO₂ [7].

Значительно меньше работ было посвящено изучению содержания рудных и редких элементов в кварцах из диоритов, гранодиоритов и гранитов. В геохимической литературе имеются данные о количественном определении Li, B, U, Be, Sn, Mo, Ta, Nb, Pb в кварцах из пегматитов и реже гранитов [15, 19, 20, 8]. Исследования [13, 14] по изучению содержания некоторых рудных и редких элементов в кварцах из пегматитов и гранитоидов позволили ему предложить своеобразный метод кварцеметрии, направленный на выявление потенциальной рудоносности интрузий и гидротермальных жил. Интересные данные о содержании ряда элементов в кварцах из гранитоидов различного возраста приведены в работах В.В. Ляховича [10, 11]. Им рассчитаны средние содержания элементов-примесей в кварце из гранитоидов СССР и показаны изменения содержания ряда элементов в кварце из гранитоидов, слагающих многофазные массивы с тенденцией их максимального накопления в последних дифференциатах, что является, по его мнению, одной из черт, характеризующих их потенциальную рудоносность.

Кроме того, исследованиями последних лет показана возможность использования изоморфных примесей (алюминия, титана и др.) в кварце для расшифровки условий кристаллизации гранитного расплава [12, 19]. Типоморфизму спектроскопических свойств кварца по данным электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) посвящены многочисленные исследования [12]. Типохимические особенности кварцев из гранитных пегматитов рассмотрены в работе И.П. Земской и С.М. Ляпунова [8].

Изучение содержаний рудных и редких элементов в кварцах из различных метаморфических и магматических образований Большого Кавказа проведены нами впервые.

Для изучения представительного материала как по породообразующим, так и по аксессуарным минералам пробы отбирались методом сколов по сетке с площади до 100 м². В зависимости от размера зернистости породы и степени ее гомогенности сеть опробования сгущалась или разрежалась. Всего из пород 11 рассматриваемых формаций было отобрано 130 минералогических проб весом по 20–30 кг каждая, но не все формации охарактеризованы на первом этапе исследований количеством проб достаточным для статистической обработки.

Из отобранных проб после их дробления были выделены методом флотации мономинеральные пробы кварца 99% чистоты. Для сведения к минимуму сростков кварца с другими минералами выделение кварца для последующих исследований производилось из фракций размером 0,25–0,07 мм. Истирание кварца осуществлялось в агатовых мельницах.

Т а б л и ц а 1. Средние содержания (в г/т) редких и рудных элементов в кварце из пород различных формаций Большого Кавказа

Формации	Nb	Ta	Th	Hf	W	Sn	Mo	Zn	Cu
I	14,0 (2)	0,04 (2)	0,25 (2)	1,2 (2)	25,0 (2)	3,0 (2)	1,0 (2)	Не опр.	Не опр.
II	10,0 (3)	0,05 (3)	0,4 (3)	1,3 (3)	29,3 (3)	2,7 (3)	0,9 (3)	1,1 (2)	1,7 (2)
III	10,0 (2)	0,02 (4)	0,3 (4)	0,8 (4)	30,0 (4)	2,0 (4)	1,0 (4)	1,6 (3)	0,8 (2)
IV	10,0 (11)	0,08 (11)	0,9 (11)	0,8 (11)	31,4 (11)	2,0 (11)	0,8 (11)	1,2 (8)	0,5 (8)
V	10,0 (2)	0,03 (9)	1,1 (9)	1,4 (9)	27,6 (5)	2,4 (5)	0,8 (5)	3,7 (2)	1,4 (2)
VI	Не опр.	0,04 (1)	0,8 (1)	0,6 (1)	30,0 (1)	2,0 (1)	0,8 (1)	Не опр.	Не опр.
VII	9,1 (25)	0,04 (32)	1,8 (32)	1,9 (32)	25,9 (28)	2,9 (28)	1,0 (28)	1,5 (15)	0,7 (13)
VIII	8,5 (2)	0,02 (3)	0,5 (3)	0,4 (3)	31,7 (3)	2,3 (3)	1,6 (3)	4,7 (3)	2,2 (2)
IX	5,0 (1)	0,05 (1)	1,4 (1)	0,49 (1)	10,0 (1)	2,0 (1)	0,7 (1)	Не опр.	Не опр.
X	5,0 (2)	0,74 (5)	3,9 (5)	12,9 (5)	15,7 (3)	3,9 (4)	0,8 (4)	Не опр.	Не опр.
XI	6,2 (8)	0,12 (8)	3,0 (8)	1,4 (8)	21,3 (8)	1,6 (69)	0,8 (69)	25,1 (61)	Не опр.
Среднее содержание в кварце из гранитов СССР	6,6 (27)	1,3 (32)	9,5 (21)	Не опр.	1,7 (315)	7,4 (233)	1,7 (351)	15,9 (121)	5,5 (238)

Примечание. Здесь и в табл. 2–4: в скобках – число анализов; магматические формации: I – плагиогранито-гнейсовая (PR₃?), II – ортоклазовых огнейсованных гранитов (PR₃?), III – слюдяных сланцев, гнейсов (PR₃-C?), IV – гранит-мигматитовая (E-O?), V – габбро-диорит-плагиогранитная (Д₃-C₁), VI – риолито-

Мономинеральные фракции кварца были количественно проанализированы с помощью ряда методов со следующей чувствительностью (в г/т): нейтронно-активационным – Th – 0,08; Hf, Cs – 0,06; Co – 0,05; Ta, Sc – 0,01; атомно-абсорбционным (Varian-875, Perkin ELmer-403) – Ni – 4; Mn – 1; Zn, Cu – 0,1; Li – 0,3; Ba, Sr, Fe – 10; количественно-спектральным – Sn, Cu, W – 3,0; Nb – 2,0; Mo, Be – 1,0; фотометрированием пламени – Li – 0,5; Rb – 5,0; K, Na – 50.

Вычисленные на основании 1250 частных определений средние содержания ряда элементов в кварцах для каждой из формаций сведены в табл. 1. Средние содержания редких и рудных элементов в кварцах из пород, отвечающих последовательным фазам внедрения для четырех формаций, приведены в табл. 2.

При последующем обсуждении результатов наших исследований учитывалось, что главными факторами, определяющими содержание микроэле-

	Ni	Co	Sc	Be	Li	Rb	Cs	Fe	Na	K/Rb
		0,12 (2)	0,18 (2)	0,5 (2)	Не опр.	8,0 (2)	0,16 (2)	1040 (2)	1110 (2)	413 (2)
3,0 (2)	0,18 (3)	0,18 (3)	2,0 (1)	0,4 (2)	4,0 (3)	0,13 (3)	209 (3)	547 (3)	543 (3)	543 (3)
3,0 (3)	0,09 (4)	0,3 (4)	Не опр.	1,1 (2)	2,9 (4)	0,05 (7)	114 (7)	540 (7)	250 (7)	250 (7)
3,3 (7)	0,06 (11)	0,2 (11)	10,7 (4)	0,8 (8)	16,5 (11)	0,19 (11)	35 (11)	196 (11)	353 (11)	353 (11)
3,0 (2)	0,31 (9)	0,4 (9)	1,9 (4)	1,4 (2)	41,4 (9)	0,58 (5)	437 (5)	290 (5)	770 (5)	770 (5)
Не опр.	0,03 (1)	0,3 (1)	0,8 (1)	Не опр.	3,8 (1)	0,33 (1)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
3,0 (12)	0,12 (31)	0,2 (32)	1,1 (13)	2,6 (17)	17,1 (32)	0,25 (32)	120 (22)	297 (22)	498 (22)	498 (22)
3,0 (1)	0,16 (3)	0,1 (3)	0,8 (1)	0,6 (3)	3,2 (3)	0,12 (3)	216 (3)	590 (3)	325 (3)	325 (3)
Не опр.	0,24 (1)	0,28 (1)	1,0 (1)	2,6 (1)	4,8 (1)	0,13 (1)	160 (1)	1440 (1)	1099 (1)	1099 (1)
Не опр.	0,16 (5)	0,2 (5)	2,4 (4)	6,0 (3)	35,4 (5)	0,48 (5)	2380 (3)	500 (3)	2166 (3)	2166 (3)
3,7 (61)	0,21 (69)	0,13 (8)	2,0 (8)	21,7 (7)	20,1 (11)	1,0 (8)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Не опр.	Не опр.	1,3 (11)	0,94 (355)	0,3 (69)	55,2 (47)	20,6 (31)	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

вая (C₂), VII – гранодиорит-гранитная (C₂-P), VIII – гранодиоритовая (P), IX – габбро-гранитная (J₂₋₃), субщелочных и щелочных гранитов (K₂), гранитоидная вулканоплутоническая (N₂-Q).

Т а б л и ц а 2. Средние содержания (г/т) редких и рудных элементов в кварце из пород различных фаз внедрения многофазных интрузивов Большого Кавказа

Форма-ция	Породы интрузивных фаз	Nb	Ta	Th	Hf	W	Mo
V	(1) – кварцевое габбро	Не опр.	0,025 (2)	0,82 (2)	2,28 (2)	8,0 (1)	0,8 (1)
	(2) – кварцевые диориты	Не опр.	0,01 (1)	0,18 (1)	0,47 (1)	30,0 (1)	1,0 (1)
	(3) – гранодиориты	10,0 (1)	0,03 (4)	1,87 (4)	0,81 (4)	40,0 (1)	0,8 (1)
	(4) – плагииграниты	10,0 (1)	0,03 (2)	0,20 (2)	1,42 (2)	30,0 (2)	0,8 (2)
VII	(1) – гранодиориты	8,4 (4)	0,03 (4)	0,37 (4)	0,36 (4)	32,5 (4)	0,78 (4)
	(2) – биотитовые граниты	9,0 (9)	0,04 (14)	1,1 (14)	0,72 (14)	24,4 (13)	1,1 (13)
	(3) – двуслюдяные граниты	9,4 (12)	0,04 (12)	3,3 (12)	4,02 (12)	25,0 (11)	1,01 (11)
	(5) – аляскитовые граниты	Не опр.	0,04 (2)	1,1 (2)	0,78 (2)	Не опр.	Не опр.
	(2) – граниты	Не опр.	0,02 (1)	0,46 (1)	0,31 (1)	40,0 (1)	2,0 (1)
VIII	(1) – гранодиориты	8,5 (2)	0,04 (2)	0,50 (2)	0,49 (2)	27,5 (2)	1,4 (2)
	(2) – граниты	Не опр.	0,02 (1)	0,46 (1)	0,31 (1)	40,0 (1)	2,0 (1)
X	(1) – граниты рогово-обманковые	5,0 (1)	0,05 (1)	1,3 (1)	3,0 (1)	8,0 (1)	0,7 (1)
	(2) – граниты пегматоидные	Не опр.	0,44 (2)	4,2 (2)	4,2 (2)	30,0 (1)	0,8 (2)
	(3) – граниты щелочные	5,0 (1)	1,4 (2)	4,9 (2)	26,6 (2)	9,0 (1)	0,8 (1)

Примечание. V – габбро-диорит-плагиигранитная формация, Д₃-С₁; VII – гранодиорит-гранитная, постскладчатая, С₂-Р; VIII – гранодиорит-гранитная, орогенная, Р; X – формация субщелочных гранитов, К₂.

ментов в кварцах являются: концентрация элементов в минералообразующей среде, кислотность–щелочность среды, скорость кристаллизации расплава и его температура [9]. При анализе содержания рудных и редких элементов отдавался отчет в том, что формы нахождения этих элементов в кварцах могут быть весьма разнообразными: сорбированная на гранях, неструктурная (коллоидная) примесь, в дефектах структуры, в газово-жидких включениях, в виде микровключений различных аксессуарных минералов или собственно изоморфная. Экспериментальными исследованиями [16] доказана изоморфная форма вхождения в кварц только для Al, Ti, Ge, Ga, Li, W, P, B.

Однако, несмотря на возможность такого разнообразия форм вхождения рудных и редких элементов в кварцы, мы предполагаем, что в целом их содержания должны отражать те геохимические особенности заключительных этапов кристаллизации гранитоидного расплава, которые существовали во время кристаллизации кварца.

Sn	Zn	Sc	Co	Ni	Cu	Be	Li	Rb	Cs
2,0 (1)	Не опр.	0,32 (2)	0,82 (2)	Не опр.	Не опр.	2,0 (1)	Не опр.	57,0 (2)	0,96 (2)
2,0 (2)	4,8 (1)	0,1 (1)	0,21 (1)	3,0 (1)	1,2 (1)	Не опр.	1,6 (1)	1,4 (1)	0,09 (1)
3,0 (1)	2,6 (1)	0,6 (4)	0,13 (4)	3,0 (1)	1,5 (1)	0,8 (1)	1,2 (1)	36,5 (4)	0,58 (4)
2,5 (2)	Не опр.	0,34 (2)	0,20 (2)	Не опр.	Не опр.	2,4 (2)	Не опр.	56,5 (2)	0,43 (2)
2,0 (4)	0,7 (2)	0,11 (4)	0,35 (4)	3,0 (2)	0,2 (1)	1,0 (1)	1,0 (2)	2,5 (4)	0,04 (4)
3,0 (13)	1,9 (7)	0,19 (14)	0,10 (14)	3,0 (5)	0,8 (7)	1,2 (8)	1,5 (8)	21,9 (14)	0,34 (14)
2,8 (11)	1,4 (5)	0,29 (12)	0,08 (11)	3,0 (4)	0,6 (4)	0,8 (4)	5,1 (6)	14,4 (12)	0,23 (12)
Не опр.	0,7 (1)	0,52 (2)	0,04 (2)	3,0 (1)	0,2 (1)	Не опр.	0,2 (1)	28,5 (2)	0,19 (2)
2,5 (2)	7,2 (1)	0,10 (2)	0,20 (2)	3,0 (1)	3,2 (1)	0,8 (1)	0,9 (2)	2,2 (2)	0,10 (2)
2,0 (1)	2,2 (1)	0,05 (1)	0,09 (1)	Не опр.	1,2 (1)	Не опр.	0,1 (1)	5,3 (1)	0,16 (1)
2,0 (1)	Не опр.	0,16 (1)	0,04 (1)	Не опр.	Не опр.	0,8 (1)	11,0 (1)	4,0 (1)	0,25 (1)
2,9 (2)	Не опр.	0,36 (2)	0,28 (2)	Не опр.	Не опр.	2,0 (2)	1,4 (1)	21,0 (2)	0,31 (2)
8,0 (1)	Не опр.	0,05 (2)	0,11 (2)	Не опр.	Не опр.	5,0 (1)	5,5 (1)	65,5 (2)	0,76 (2)

Для сравнения средних содержания редких и рудных элементов в кварце и в породах рассматриваемых формаций были проанализированы 1472 пробы пород. Содержания элементов определялись Е.А. Кориной в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР с помощью полного количественного спектрального анализа в порошковых пробах методом испарения из канала электрода угольной дуги постоянного тока с катодно-анодным возбудителем. Содержания элементов определялись со следующей чувствительностью (в г/т): Nb, Sc – 10, Sn – 7–8, Zn – 20–30, Cu – 4–6, Ni, Co – 7–9, Be – 0,8–0,9. Рассчитанные нами средние содержания ядра элементов в породах рассматриваемых формаций приведены в табл. 3.

РУДНЫЕ И РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В КВАРЦЕ ИЗ ПОРОД РАССМАТРИВАЕМЫХ ФОРМАЦИЙ

В табл. 1 приведены впервые рассчитанные для Большого Кавказа средние содержания 19 элементов в кварцах из пород каждой формации и из гранитоидов СССР [11].

При сравнении средних содержаний редких и рудных элементов в кварце из интрузивных гранитов СССР и из пород магматических формаций Большого Кавказа видно, что для кварца из последних характерны более низкие содержания большинства элементов. Исключения составляют только повышенные содержания Nb — в 1,3–1,5 раза, Be — в 1,1–2,5 и особенно W — в 9–18 раз.

Наблюдаются определенные закономерности в содержании ряда элементов в кварцах из пород магматических формаций, характеризующих своим проявлением изменение геодинамического режима в процессе эволюции полициклической Кавказской подвижной области, начиная с байкальского (?) и до альпийского тектоно-магматического цикла.

При сравнении содержаний рассматриваемых элементов в кварцах из пород позднегеосинклинальных формаций V и IX выявляется определенная закономерность. Она заключается в том, что для кварца из пород среднепалеозойской габбро-диорит-плагиогранитной формации V характерны повышенные содержания Nb, Be — в 2 раза, Hf, W — в 2,7 раза, Sc, Co — в 1,4 раза, Rb — в 8,6 раза, Cs — в 4,4 раза и пониженные — Ta, Th и Li по сравнению с содержаниями этих же элементов в кварце из пород средне-позднеюрской габбро-гранитной формации IX (см. табл. 1). В кварце из пород формации V среднее значение K/Rb 770, а в кварце из пород формации IX — 1099.

При сравнении содержаний рудных и редких элементов в кварцах из пород формаций (II, VI, VII, VIII, X, XI), характеризующих своим проявлением наступление орогенных режимов в истории развития Кавказской полициклической складчатой области в течение байкальского (?), герцинского и альпийского циклов, намечаются следующие закономерности:

в целом, в кварце из пород орогенных формаций установлены повышенные содержания W, Sn, Mo, Li и пониженные Co, Sc по сравнению с такими в кварце из пород позднегеосинклинальных формаций. Кроме того, для кварца из орогенных формаций характерны более низкие (325–543) величины K/Rb, чем для кварца из пород позднеорогенных формаций (770–1099);

в кварце из пород, сформировавшихся в течение байкальского (?) тектоно-магматического цикла установлены максимальные по величине содержания (в г/т): Nb — 10 и повышенные — Co — 0,18, Be — 2,0;

при сравнительном анализе содержаний ряда элементов в кварцах из пород раннеорогенной гранодиорит-гранитной (VII) и позднеорогенной гранодиорит-гранитной (VIII) формаций, характеризующих герцинский тектоно-магматический этап развития Кавказской подвижной области, видно, что для кварцев последней характерны максимальные содержания (в г/т): W — 31,7; Mo — 1,6 и Cu — 2,2; а в кварцах из пород формации VII установлены повышенные содержания Nb — 9,1 и Sn — 2,9;

в кварцах из пород формации субщелочных и щелочных гранитов (X),

сформировавшейся в течение раннеальпийского тектоно-магматического цикла определены максимальные содержания (в г/т): Ta — 0,74; Th — 3,9; Hf — 12,9; Sn — 3,9; Be — 2,4; Rb — 35,4; Cs — 0,48.

Для выявления закономерностей в изменении содержаний рудных и редких элементов в кварцах из пород, образовавшихся в процессе длительной дифференциации расплавов, в табл. 2 приведены соответствующие результаты исследований кварца из пород последовательных фаз внедрения для четырех формаций — V, VII, VIII и X. Прежде чем перейти к рассмотрению результатов, необходимо подчеркнуть, что сделанные нами выводы из анализа данных табл. 2 носят предварительный характер, так как количество проанализированных проб кварца из пород формаций V, VIII и X явно недостаточно для статистической обработки. Однако намечаются определенные закономерности в изменении содержаний некоторых элементов в кварцах из пород, отвечающих последовательным (от ранних к поздним) фазам внедрения для вышеуказанных формаций. Так, например, в кварцах из пород, являющихся последовательными дифференциатами позднегеосинклинальной габбро-диорит-плагиигранитной формации V, наблюдаются следующие особенности:

содержания Ta, Mo и Sn остаются практически постоянными;

кварц из пород первой фазы внедрения (кварцевые габбро) обогащен по сравнению с кварцем из пород остальных фаз внедрения Hf — в 2–5,6 раза, Co — в 4, Cs — в 1,6–2,2 раза;

в кварце из пород поздних фаз внедрения (гранодиориты) установлены максимальные содержания (в г/т): Th — 1,87; W — 40; Sn — 3,0; Sc — 0,6;

в кварце из пород, являющихся конечным продуктом дифференциации (плагииграниты), наблюдается только незначительное накопление Be.

В кварцах из пород, являющихся последовательными дифференциатами раннеорогенной гранодиорит-гранитной формации VII, установлены следующие закономерности в изменении содержаний ряда элементов:

содержания Ta и Ni практически не изменяются;

кварц из пород первой фазы внедрения (гранодиориты) обогащен по сравнению с кварцем из пород всех последующих фаз W и Co, а из пород последней фазы (аляскиты, пегматиты) обогащен только Sc и Rb;

в кварце из пород, отвечающих последовательным фазам внедрения (от первой к заключительной), в целом, наблюдается тенденция увеличения в процессе дифференциации содержаний Nb, Th, Hf, Mo, Sc, Li, Rb и в уменьшении — W, Co;

максимальные содержания (в г/т): Sn — 3,0, Zn — 1,9, Be — 1,2, Cs — 0,34 установлены в кварце из биотитовых гранитов (вторая фаза внедрения), а Th — 3,3; Hf — 4,02 и Li — 5,1 — в кварце из двуслюдяных гранитов (третья фаза внедрения).

В содержаниях ряда элементов в кварцах из пород, отвечающих последовательным дифференциатам в составе позднеорогенной гранодиорит-гранитной формации VIII установлено, что:

в кварце из гранодиоритов (первая фаза внедрения) наблюдаются максимальные содержания (в г/т): Ta — 0,04; Zn — 7,2; Co — 0,2; Cu — 3,2; Li — 0,9, а в кварце из биотитовых гранитов (вторая фаза внедрения): W — 40,0; Mo — 2,0 и Rb — 5,3.

в ходе дифференциации гранодиоритового расплава в кварце из пород конечных членов наблюдается увеличение содержания W, Mo, Rb, Cs и уменьшение — Ta, Th, Hf, Sn, Zn, Sc, Co, Cu, Li.

При рассмотрении содержаний рудных и редких элементов в кварцах из пород, отвечающих последовательным фазам внедрения орогенной формации субщелочных и щелочных гранитов (X) выявлены следующие тенденции:

в кварцах из пород последовательных фаз внедрения (от ранних к поздним) наблюдается увеличение содержаний Ta, Th, Hf, Sn, Be, Rb, Cs;

в кварце из роговообманковых гранитов (первая фаза внедрения) установлено максимальное содержание (в г/т) Li — 11,0;

в кварцах из щелочных гранитов (заключительная фаза внедрения) установлены максимальные содержания (в г/т): Ta — 1,4, Th — 4,9, Hf — 26,6, Sn — 8,0, Be — 5,0, Rb — 65,6, Cs — 0,76 и минимальное — Nb — 5,0 по сравнению с таковыми в кварцах из пород рассмотренных выше формаций V, VII, VIII.

При выявлении возможности использования содержаний и величины степени накопления (K_n) рудных и редких элементов в кварце из пород рассматриваемых формаций для оценки возможной рудоносности конкретных формаций или слагающих их отдельных интрузивных фаз отбирались пробы из пород, с которыми пространственно или генетически [18] связано оруденение.

Так, например, с биотитовыми гранитами (2-я фаза внедрения) раннеорогенной гранодиорит-гранитной формации VII ассоциирует Rb-Zn, Be и Sn оруденение, а в кварцах из этих гранитов установлены максимальные среди всех интрузивных фаз содержания (в г/т): Zn — 1,9, Be — 1,2, Sn — 3,0. С двуслюдяными гранитами (3-я фаза внедрения) ассоциирует Ta-Nb, Rb-Zn, W-Mo и Li оруденение, а в кварцах из этих пород наблюдается повышенное содержание по сравнению с содержаниями в кварцах из пород других фаз внедрения (в г/т): Nb — 9,4; Th — 3,3; Mo — 1,01; W — 25,0; Zn — 1,4 и Li — 5,1.

С гранодиоритами (1-я фаза внедрения) позднеорогенной гранодиорит-гранитной формации VIII ассоциирует Pb-Zn и Cu оруденение, а в кварце из этих пород установлены максимальные содержания (в г/т) Zn — 7,2 и Cu — 3,2. С гранитами (2-я фаза внедрения) ассоциирует Mo, W и Ba оруденение, а в кварце из этих пород установлены максимальные для этой формации содержания Mo — 2,0 и W — 40,0.

Наиболее информативными оказались кварцы из пород орогенной формации субщелочных и щелочных гранитов X. Так, например, с пегматоидными гранитами (2-я фаза внедрения) ассоциирует W и Co минерализация, а в кварцах из этих пород установлены максимальные для данной формации содержания (в г/т) W — 30,0 и Co — 0,28. С щелочными эгирин-рибекитовыми гранитами (3-я фаза внедрения) ассоциирует редкометалльное и редкоземельное оруденение, а в кварцитах из этих пород установлены максимальные для данной и всех рассматриваемых формаций содержания (в г/т): Ta — 1,4; Th — 4,9; Hf — 26,6; Sn — 8,0; Be — 5,0; Rb — 65,5; Cs — 0,76.

Из приведенных выше данных по трем формациям (VII, VIII и X) установлена четкая зависимость между рудоносностью многофазных интрузи-

вов на определенные металлы и величиной содержания этих же элементов в кварцах из пород формаций. Кроме того, следует подчеркнуть еще одну важную особенность, заключающуюся в том, что в гранитоидах, отвечающих конкретным интрузивным фазам трех рассматриваемых формаций, в кварцах из которых наблюдаются резко повышенные содержания Pb, Zn, Ta, Nb, Cu, W, Mo и Sn, нами обнаружены акцессорные минералы перечисленных выше элементов. Этот факт, по мнению В.В. Ляховича [11], также свидетельствует о потенциальной рудоносности гранитоидов, соответствующих конкретным интрузивным фазам рассмотренных формаций. Кроме того, пробы отбирались и из массивов, имеющих многофазное строение, обусловленное высокой степенью дифференцированности расплавов, что, по мнению ряда исследователей [11, 15, 20], является одним из благоприятных признаков для образования потенциально рудоносных интрузий, так как часто наблюдается накопление редких и рудных элементов в поздних дифференциатах. Отражением этой особенности поведения ряда элементов в процессе дифференциации расплавов и последующей их кристаллизации является изменение их содержаний между гранитами разных фаз внедрения или между слагающими их одноименными минералами, называемое обычно коэффициентом накопления — K_n . Величина K_n отражает такую важную особенность [11], как преобладающее рассеяние элементов в кристаллических решетках минералов из пород ранних этапов кристаллизации ($K_n < 1$) или их отторжение и накопление в минералах из пород поздних этапов становления гранитоидных интрузивов ($K_n > 1$).

На примере четырех формаций (табл. 3) показана возможность использования величины K_n рудных элементов в кварцах гранитоидов многофазных интрузивов для оценки их возможной рудоносности. Как видно из табл. 3, при сравнении с кварцем из пород 1-й фазы внедрения наиболее значительно возрастают содержания и соответственно K_n вольфрама в кварце из гранитоидов 2-й и особенно 3-й фаз внедрения формаций V, VIII и X, молибдена — в кварце из гранитоидов 2-й фазы внедрения формаций V, VII и VIII, олова — в кварце из гранитоидов 3-й фазы внедрения формаций V, VII и особенно X, цинка и меди — в кварце из гранитоидов 2-й и 3-й фаз внедрения формации VII.

Анализ величин K_n позволяет высказать следующие предположения о рудогенерирующей способности на ряд элементов пород, отвечающих последовательным фазам внедрения четырех формаций.

Габбро-диорит-плагιοгранитная формация V:

кварцевые диориты — потенциально рудоносны на W и в меньшей мере на Mo;

гранодиориты — возможна потенциальная рудоносность на W и в меньшей мере на Sn.

Гранодиорит-гранитная раннеорогенная формация VII:

биотитовые граниты — потенциально рудоносны на Zn, Cu и в меньшей мере на Mo и Sn;

двуслюдяные граниты — обладают значительной рудогенерирующей способностью на Zn, Cu и в меньшей степени на Mo, Sn и W.

Гранодиорит-гранитная позднеорогенная формация VIII:

граниты — потенциально рудоносны на W и Mo.

Т а б л и ц а 3. Величины коэффициентов накопления (K_N) некоторых рудных элементов в кварцах из гранитоидов разных фаз внедрения ряда магматических формаций

Формация	Фаза внедрения	K_N				
		W	Mo	Sn	Zn	Cu
V	II	3,8	1,3	1,0	—	—
	III	5,0	1,0	1,5	—	—
VII	II	0,8	1,4	1,5	3,0	4,0
	III	1,1	1,3	1,4	2,0	3,0
VIII	II	1,5	1,4	0,8	0,3	0,4
X	II	4,0	1,0	1,5	—	—
	III	1,1	1,0	4,0	—	—

Т а б л и ц а 4. Средние содержания (г/т) некоторых редких и рудных элементов в породах кристаллического ядра и рассматриваемых магматических формаций Большого Кавказа

Элементы	Магматические формации										
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Nb	1,0	3,0	12,0	12,0	17,0	—	12,0	17,0	12,0	29,0	11,0
Sn	1,0	1,0	3,0	4,0	4,0	—	7,0	5,0	4,0	9,0	7,0
Mo	1,0	—	2,0	1,0	2,0	2,0	1,0	3,0	1,0	2,0	2,0
Zn	15,0	25,0	87,0	52,0	51,0	85,0	53,0	49,0	44,0	81,0	70,0
Cu	32,0	28,0	29,0	14,0	32,0	10,0	15,0	29,0	26,0	26,0	55,0
Ni	11,0	8,0	21,0	10,0	23,0	10,0	12,0	15,0	49,0	10,0	27,0
Co	11,0	15,0	15,0	5,0	20,0	11,0	5,0	9,0	9,0	19,0	16,0
Sc	—	8,0	23,0	6,0	14,0	20,0	5,0	9,0	8,0	47,0	9,0
Be	5,0	4,0	3,0	3,0	4,0	3,0	5,0	3,0	3,0	8,0	5,0

Формация орогенных субщелочных и щелочных гранитов X: пегматоидные граниты — потенциально рудоносны на W и в меньшей степени на Sn и Mo;

щелочные граниты — потенциально рудоносны на Sn и в меньшей степени на W и Mo.

Следует подчеркнуть, что изложенные выше предположения о потенциальной рудоносности хорошо согласуются с имеющимися геологическими данными [18] о связи соответствующего оруденения с породами вышеуказанных магматических формаций (V, VII, VIII, X).

Важное значение для расшифровки геохимических процессов имеют данные об изменении содержаний рудных и редких элементов в кварцах, происходящие при анатектическом плавлении слюдяных сланцев и гнейсов (формация III) в результате регионального варисийского (?) или более древнего метаморфизма в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций средней глубинности и образования за их счет [6, 16] пород гранит-мигматитовой формации IV. Установлено, что при этом процессе содержания Nb, Hf и Sn в кварце из пород этих формаций не изменяются. Однако наблюдается увеличение в кварце из пород гранит-мигматитовой формации содержаний (см. табл. 1) (в г/т): Ta — в 4 раза;

Th — в 3 раза; Cs — в 3,8 раза, Rb — в 5,6 раза, а также незначительное увеличение содержаний Co в 1,1 раза и W — на 1,4, что можно объяснить приращением вещества, происходящем при метаморфизме. Одновременно в кварце из пород гранит-мигматитовой формации происходит незначительное (в 1,1–1,6 раза) уменьшение по сравнению с таковыми из слюдяных сланцев и гнейсов Sn, Zn, Sc, Ni, Cu, Li, что, вероятно, объясняется выносом вещества при региональном метаморфизме.

Учитывая достаточно широкое распространение пород гранит-мигматитовой формации IV среди образований кристаллического ядра Большого Кавказа, определенный практический интерес представляет накопление Ta и W, так как при наличии ряда благоприятных факторов могут образоваться при этом процессе значительные по запасам рудные скопления.

Сравнение средних содержаний редких и рудных элементов в породах различных формаций (табл. 4) с их содержаниями в кварце из пород этих же формаций (см. табл. 1) выявляет любопытную закономерность, заключающуюся в том, что кварц, несмотря на кажущуюся простоту своего состава, наследует геохимические особенности материнской породы. Так, повышенные по сравнению с гранитоидами других формаций содержания Sn и Be в щелочных и субщелочных гранитах (формация X) находят отражение в повышенном содержании этих же элементов и в кварце из пород этой формации: высокие содержания Mo в породах гранодиорит-гранитной позднеорогенной формации VIII, а Sc в породах III, V и VI формаций наследует и кварцем из этих пород. Для таких элементов, как Cu, Zn, Ni, Li подобной зависимости не удалось установить, так как они не определялись в кварце из пород ряда формаций.

ВЫВОДЫ

Анализ фактического материала о средних содержаниях рудных и редких элементов в кварцах из пород разновозрастных (от среднерифтской (?) до плиоцен-четвертичной) магматических формаций и метаморфических образований, развитых в трех структурно-формационных зонах Большого Кавказа (Бечасынской, Передового и Главного хребтов) позволил сделать следующие выводы.

1. Для кварцев из пород орогенных формаций (II, VI, VII, VIII, X, XI) характерны, в целом, повышенные содержания по сравнению с кварцем из пород позднегеосинклинальных формаций (V и IX) вольфрама, олова, молибдена и пониженные — кобальта и скандия. Для кварцев из пород орогенных формаций характерны более низкие (325–543) значения величин K/Rb отношений по сравнению с аналогичными отношениями в кварцах из пород позднегеосинклинальных формаций (770–1099).

2. На примере позднегеосинклинальной габбро-диорит-плагиогранитной (V), раннеорогенной гранодиорит-гранитной (VII), позднеорогенной гранодиорит-гранитной (VIII) формаций и формации орогенных субщелочных и щелочных гранитов (X) установлено, что в кварцах из пород, отвечающих последовательным фазам внедрения этих формаций, на конечных этапах магматической деятельности происходит концентрация некоторых редких и рудных элементов. Так, например, кварцы из пород формации V обогащаются Th, W, Sn, Sc, Be; кварцы из формации VII —

Nb, Th, Hf, Mo, Sc, Li, Rb; кварцы из пород формации VIII — W, Mo, Rb, Cs; а кварцы из пород формации X — Ta, Th, Hf, Sn, Be, Rb и Cs.

3. Установлено, что содержания и величины степени накопления (K_n) рудных и редких элементов в кварцах из пород, слагающих многофазные интрузивы, могут использоваться для оценки возможной рудоносности пород.

4. Показано, что кварцы наследуют геохимические особенности материнских пород.

5. Установлено, что в процессе преобразования метаморфических пород (формация III — слюдяные сланцы и гнейсы) кристаллического ядра Большого Кавказа в гранит-мигматитовую формацию IV, обусловленного анатектическим плавлением первых (III) при региональном метаморфизме, в кварцах из пород формации IV наблюдается увеличение содержаний: Ta — в 4 раза, Th — в 3 раза, Rb — в 5,6 раза, Cs — в 3,8 раза, W — на 1,4 г/т. Одновременно с этим отмечается уменьшение содержаний: Mo — в 1,2 раза, Zn, Co, Li — в 1,3 раза, Cu — в 1,6 раза, Sc — в 1,5 раза.

6. По сравнению со средним содержанием вольфрама в кварцах из интрузивных гранитоидов СССР в кварцах из метаморфических образований и десяти разновозрастных магматических формаций, развитых в 3-х структурно-формационных зонах Большого Кавказа (Бечасынской, Передового и Главного хребтов), установлены его резко повышенные (в 6–19 раз) содержания. Этот факт вместе с многочисленными данными об ассоциированности вольфрамового оруденения [18] с различными по возрасту (от среднерифейской (?) до плиоцен-четвертичной) породами магматических формаций представляет определенный интерес для металлогенических построений. Повышенное содержание вольфрама (30 г/т) в кварцах из древнейших метаморфических пород кристаллического основания Большого Кавказа также представляет значительный интерес, так как в процессе эволюции Кавказской подвижной области в течение байкальского (?), каледонского, герцинского и альпийского тектоно-магматических циклов из пород, уже обогащенных вольфрамом и слагающих сиалическую кору подвижной области, происходили выплавки гранитоидных расплавов, унаследовавшие обогащенность вольфрамом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Борсук А.М., Кондаков Л.А. и др. Конкретные магматические формации Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7.
2. Афанасьев Г.Д., Гурбанов А.Г. Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм осевой части зоны Главного Кавказского хребта на примере Кардывачского магматического узла (Северо-Западный Кавказ) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 1.
3. Борсук А.М. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. М.: Наука, 1979.
4. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7.
5. Гурбанов А.Г., Зембатов С.С. Субмеридиональные ослабленные зоны и их роль в локализации полиметаллического оруденения Северной Осетии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 5.
6. Гурбанов А.Г., Цамбел Б., Мацек Ю. Сравнительный анализ варисцидских гранитоидов Большого Кавказа и Западных Карпат // Геология Карпатика. Братислава, 1984. Т. 35, № 1.

7. *Ермаков Н.П.* Значение исследований включений в минералах для теорий рудообразования и учения о минералообразующей среде // Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та пьезо-оптич. минер. сырья. 1957. Т. 1, вып. 2.
8. *Земская И.П., Ляпунов С.М.* Типохимические особенности кварца из гранитных пегматитов // Типохимизм минералов гранитных пегматитов. М.: ИМГРЭ, 1984.
9. *Лазаренко Е.К., Павлишин В.И.* Типоморфные особенности кварца // Типоморфизм кварца Украины. Киев: Наук. думка, 1974.
10. *Ляхович В.В.* Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972.
11. *Ляхович В.В.* Факторы рудогенерирующей способности гранитоидов. М.: Наука, 1983.
12. *Мануйлова М.М., Данилевич А.М., Кириков А.Д.* Структурная примесь алюминия в кварце как показатель условий формирования гранитоидов // Сов. геология. 1983. № 7.
13. *Ставров О.Д.* К вопросу о содержании редких элементов в кварце // Геохимия. 1961. № 6.
14. *Ставров О.Д., Зозуля Т.А.* Величина отношения K/Rb в кварце оловоносных месторождений – индикатор их связи с магматическим источником // Геохимия. 1975. № 7.
15. *Таусон Л.В., Кравченко Л.А.* Особенности распределения свинца и цинка по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита (Центральный Тянь-Шань) // Геохимия. 1956. № 1.
16. *Фон Платен.* Экспериментальные исследования анатексиса и генезис мигматитов // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967.
17. *Хаин В.Е.* Тектоническое районирование // Геология СССР. М.: Недра, 1968. Т. IX.
18. *Черницын В.Б., Андрущук В.Л., Рубцов Н.Ф.* Металлогенетические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М.: Недра, 1971.
19. *Dennen W.H.* Trace elements in quartz as indicators of provenance // Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. Vol. 78, N 1.
20. *Kuroda P.K., Sandell E.B.* Geochemistry of molybdenum // Geochim. et cosmochim. acta. 1954. Vol. 6, N 1.

УДК 552.321.1 (234)

М.Г. РУБ, А.К. РУБ

СЛЮДЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ, ОЛОВОНОСНЫХ И ВОЛЬФРАМОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ КАК ИНДИКАТОРЫ ИХ ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ

Состав и свойства породообразующих минералов и их ассоциаций уже давно используются как показатели генезиса и условий кристаллизации магматических пород. Однако наиболее интенсивно типоморфные особенности породообразующих минералов магматических пород, в частности слюд, исследовались в последние два десятилетия. Это связано с применением новых методов изучения минерального вещества. Полученные результаты имеют большое значение для решения ряда вопросов петрологии и металлогении.

В предлагаемой статье обобщены материалы, полученные авторами в результате изучения слюд редкометалльных, оловоносных и вольфрамоносных магматических ассоциаций различных регионов СССР и ЧССР. Рассматриваются докембрийские оловоносные и редкометалльные граниты Северного Приладожья, ниже-среднепалеозойские редкометалльные и

оловоносные гранитоиды Дальнего Востока, рудоносные (Sn, Ta, W) гранитоиды Рудных гор и Тянь-Шаня, нижнемеловые вольфрамоносные монцитонитоиды Центрального Сихотэ-Алиня, верхнемеловые и палеогеновые оловоносные вулcano-плутонические риолит-гранитные и трахиандезит-монцитонит-кварц-сиенитовые ассоциации Приморья, Комсомольского района (Хабаровский край), Бальгычано-Сугуйского района (Северо-Восток). Кроме того, использованы также данные по редкометалльным, оловоносным и вольфрамоносным гранитоидам и монцитонитоидам Забайкалья [4, 6], Монголии [5, 8] и Казахстана [10]. Геологическое положение, возраст и петрографические особенности пород рассматриваемых рудоносных магматических комплексов охарактеризованы нами ранее [14, 12, 13, 15]. Здесь отметим только, что эти комплексы проявлены в различных геологических условиях: в пределах щитов и платформ, в складчатых областях, в областях тектоно-магматической активизации. Обычно они являются постскладчатыми и приурочены к зонам крупных тектонических нарушений. Породы рассматриваемых магматических ассоциаций формировались в широком диапазоне времени от докембрия (радиологический возраст 1650—800 млн лет) до палеогена (радиологический возраст 45 млн лет). Распространенность ассоциаций различного возраста и практическая значимость сопровождающих их месторождений различны. Так, среди оловоносных наиболее широко развиты мезозойские, особенно верхнемеловые, а также палеогеновые, а среди редкометалльных и вольфрамоносных наряду с мезозойскими большую роль играют палеозойские магматические ассоциации. При исследовании слюд главное внимание уделялось особенностям состава слюд рудоносных ассоциаций, связанных с разноглубинными источниками [14], изменению состава слюд в породах различных фаз одного интрузивного комплекса, изменению состава слюд в эффузивных и интрузивных породах конкретного вулcano-плутонического комплекса, особенностям состава слюд редкометалльных гранитов, изменению состава слюд в редкометалльных гранитах по вертикали до глубины 1,5 км, чертам сходства и отличия слюд рудоносных гранитоидов различных регионов, значению слюд как индикаторов рудоносности магматических пород.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА СЛЮД РУДОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ, СВЯЗАННЫХ С РАЗНОГЛУБИННЫМИ ИСТОЧНИКАМИ

Проведенные исследования показали, что состав слюд зависит от состава магматических пород и условий их формирования. Удалось выявить значительные различия в составе слюд пород рудоносных магматических ассоциаций, связанных с разноглубинными источниками [14]. Так, биотиты палингенных сиалических гранитоидов (I тип), сопровождающихся редкометалльным и оловянным оруденением касситерит-вольфрамит-кварцевой формации, характеризуются повышенным содержанием железа и пониженным — магния, содержание окиси магния в них обычно колеблется в пределах 2—3%, редко повышаясь до 5—6%. Особенно высокое содержание железа (коэффициент железистости 96—98%) установлено в биотитах докембрийских оловоносных гранитов (табл. 1).

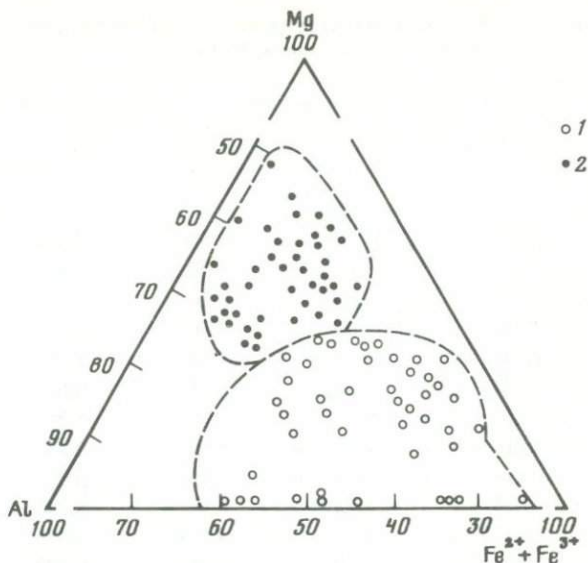


Рис. 1. Соотношение Al-Mg-Fe в биотитах рудоносных магматических ассоциаций, связанных с разноглубинными источниками

1 — биотиты палингенных сиалических гранитоидов, 2 — биотиты монцонитоидов и гранитоидов — дифференциатов трахиандезитовых магм

Биотиты пород рудоносных магматических ассоциаций, связанных с более глубоинной трахиандезитовой магмой (II тип), сопровождающихся оловянным оруденением касситерит-сульфидной и касситерит-силикатной формации или вольфрамовым скарново-шеелитовой формации, отличаются повышенным содержанием магния. Так, в оловоносной вулканоплутонической ассоциации трахиандезит-монцонит-кварц-сиенитового (латитового) состава Кавалеровского района и монцонит-гранитного Центрального Сихотэ-Алия содержание окиси магния в биотитах колеблется от 8–10 до 14–16%, а титана от 3,5 до 5,5% (табл. 2). На диаграмме Al-Fe²⁺ + Fe³⁺-Mg биотиты рудоносных гранитоидов I типа занимают нижнюю часть, соответствующую железистым биотитам, и приближаются по составу к сидерофиллитам. Биотиты рудоносных ассоциаций трахиандезит-монцонит-кварц-сиенитового (латитового) состава занимают среднюю часть диаграммы, соответствуя магнезиальным биотитам (рис. 1).

Биотиты гранитоидов двух отмеченных выше генетических типов резко отличаются также содержанием элементов-примесей группы железа (табл. 3). В биотитах рудоносных гранитоидов, дифференциатах трахиандезитовой магмы районов месторождений Лермонтовское и Восток-2 (Приморье), содержание хрома колеблется от 67 до 125 г/т, никеля от 187 до 420, кобальта от 11,5 до 29, ванадия от 210 до 240 г/т, в то время как в биотитах гранитоидов, связанных с менее глубинными источниками (Дальний Восток, Сарыджазский район Киргизии), содержание Cr не превышает 25 г/т, Ni — 21, V — 83 г/т. Таким образом, различие состава биотитов и содержания в них элементов группы железа подтверждает сделанные нами ранее выводы (Руб и др., 1982) о существовании двух ге-

Таблица 1. Химический состав (в вес.%) биотитов из гранитоидов Северного Приладожья и Дальнего Востока

Компоненты	Литийсодержащие биотиты			Биотит	
	906/70* (I)	900/70 (II)	907/70 (III)	242/66	59/65
	1	2	3	4	5
SiO ₂	34,00	31,80	33,60	35,30	35,72
TiO ₂	2,62	3,05	2,20	3,10	3,74
Al ₂ O ₃	15,80	12,65	16,20	11,52	14,17
Fe ₂ O ₃	7,87	9,71	9,40	7,07	10,14
FeO	25,46	29,05	24,52	23,70	19,67
MnO	0,37	0,31	0,41	0,86	0,41
MgO	0,67	0,93	0,91	5,36	0,75
CaO	0,10	0,20	0,12	0,96	0,17
Na ₂ O	0,18	0,18	0,13	0,14	0,18
K ₂ O	7,65	7,78	7,47	8,34	7,49
Li ₂ O	0,429	0,137	0,349	0,073	0,36
Rb ₂ O	0,211	0,291	0,183	0,099	0,40
Cs ₂ O	0,0048	0,0118	0,006	0,004	0,037
F	1,29	1,00	1,54	0,80	3,40
H ₂ O ⁺				2,87	2,73
H ₂ O ⁻	3,80	3,54	4,10	—	1,06
Сумма	100,44	100,54	101,14	100,20	101,03
O-F	0,54	0,44	0,64	0,23	1,43
Сумма	99,90	100,10	100,50	99,67	99,60
f	96,38	95,93	95,24	99,01	95,59
al	26,20	18,48	23,31	18,58	16,16
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,25	0,30	0,35	0,22	0,48
Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)					
Si	2,72	2,62	2,69	2,80	2,83
Al _{IV}	1,28	1,23	1,31	1,10	1,17
Al _{VI}	0,47	—	0,21	—	0,15
Ti	0,16	0,18	0,13	0,19	0,22
Fe ³⁺	0,43	0,60	0,57	0,43	0,64
Fe ²⁺	1,70	1,99	1,63	1,57	1,31
Mn	0,02	0,02	0,03	0,05	0,03
Mg	0,08	0,11	0,11	0,62	0,09
Li	0,14	0,04	0,11	0,02	0,10
Ca	0,01	0,02	0,01	0,08	0,02
Na	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01
K	0,78	0,72	0,76	0,84	0,76
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
F	0,32	0,13	0,39	0,20	0,82
OH	1,92	2,00	2,13	1,54	1,57

* Здесь и в табл. 2—4: в числителе — номер образца, в знаменателе — глубина отбора, в м.

²* Номера образцов.

	Протолитионит				Биотит		
	102/1200*	71/750	751/600	39/500	4943*	1362	640
	6	7	8	9	10	11	12
	41,15	45,13	3,84	44,18	35,29	35,17	35,10
	0,62	0,37	0,56	0,42	2,81	2,53	3,00
	20,22	20,27	21,22	20,59	15,89	13,52	12,98
	3,60	—	0,77	—	2,79	6,58	6,35
	12,28	14,77	14,00	14,94	24,59	22,10	23,80
	0,34	0,46	0,55	0,48	0,30	He опр.	0,87
	0,27	0,19	0,24	0,13	4,80	6,41	4,95
	0,17	0,44	0,84	0,30	0,83	2,15	0,50
	0,18	0,28	0,30	0,27	0,79	—	0,46
	9,38	9,28	9,25	9,17	7,37	8,55	8,09
	2,60	2,80	2,64	2,80	0,04	0,07	0,06
	0,90	0,96	0,81	0,92	0,04	0,07	0,06
	0,048	0,04	0,05	0,047	0,003	0,006	0,005
	5,60	6,18	6,01	6,31	0,24	0,23	0,97
	3,98	1,32	0,85	1,77	4,37	3,29	3,10
	1,26	—	—	—	0,43	—	—
	102,60	102,37	100,93	102,33	100,58	100,67	100,33
	2,35	2,60	2,41	2,66	0,10	0,10	0,40
	100,25	99,77	100,52	99,67	100,48	100,57	99,93
	96,91	97,85	97,78	98,91	76,07	17,43	77,17
	29,57	29,08	30,72	29,95	22,34	18,94	18,40
	0,26	0,00	0,04	0,00	0,10	0,28	0,24
	3,15	3,32	3,16	5,22	2,77	2,76	2,78
	0,85	0,68	0,81	0,78	1,23	1,24	1,20
	0,88	1,08	0,96	0,99	0,24	0,01	—
	0,04	0,02	0,03	0,02	0,17	0,15	0,18
	0,20	—	0,04	—	0,16	0,39	0,38
	0,74	0,91	0,84	0,91	1,62	1,46	1,58
	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	—	0,06
	0,03	0,02	0,02	0,01	0,56	0,74	0,58
	0,76	0,82	0,76	0,82	0,01	0,03	0,02
	0,02	0,03	0,06	0,02	0,07	0,18	0,01
	0,04	0,04	0,04	0,07	—	—	0,07
	0,87	0,86	0,94	0,86	0,74	0,86	0,82
	0,01	0,04	0,04	0,04	—	—	—
	1,30	1,44	1,37	1,45	0,06	0,06	0,27
	0,84	0,64	0,41	0,82	2,28	1,72	1,64

Примечание. I—III — фазы внедрения гранитоидов. 1—3 — Северное Приладожье; 4—12 — Дальний Восток; 4—9 — из рудоносных гранитов, 10—12 — из нерудоносных гранитов.

Таблица 2. Химический состав (в вес.%) биотитов из монцонитов, граномонцонитов, калиевых гранодиоритов трахиандезит-монцонит-граносиенитовой (латитовой) и монцонит-граносиенитовой ассоциаций

Компоненты	Лермонтовское месторождение					
	из биотитовых граносиенитов		из мусковит-биотитовых граносиенитов			
	1008/71	858/76	90/73	97/73	856/76	1010/71
SiO ₂	34,89	34,40	35,21	34,99	35,70	35,59
TiO ₂	4,23	4,23	3,69	3,13	4,20	4,77
Al ₂ O ₃	19,10	18,80	19,71	19,59	19,81	17,91
Fe ₂ O ₃	0,93	2,02	0,42	0,00	0,65	0,26
FeO	17,57	20,29	15,45	17,40	16,86	19,22
MnO	0,29	0,23	0,39	0,27	0,13	0,20
MgO	9,80	7,50	10,04	9,61	10,12	8,54
CaO	He обн.	0,24	0,13	0,61	0,62	He обн.
Na ₂ O	0,11	0,18	0,37	0,28	0,16	0,23
K ₂ O	8,93	8,73	9,13	8,41	7,72	9,91
Li ₂ O	0,0340	0,03	0,042	0,039	0,034	0,039
Rb ₂ O	0,0681	0,057	0,065	0,050	0,065	0,063
Cs ₂ O	0,0045	0,0038	0,004	0,003	0,0042	0,0037
F	0,44	0,25	0,25	0,23	0,32	0,28
H ₂ O ⁺	4,11	3,16	4,61	4,64	3,72	3,33
H ₂ O ⁻	He обн.	0,40	0,60	0,51	—	He обн.
Сумма	100,50	100,59	100,14	99,80	100,11	100,34
O = F	0,18	0,13	0,12	0,10	0,13	0,12
Сумма	100,32	100,46	100,02	99,70	99,98	100,22
f	51,3	62	46,9	50,4	49,1	56,1
al	25,8	25	26,8	24,2	26,3	24,6
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,5	0,07	0,24	—	0,03	0,01

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

Si	2,61	2,61	2,64	2,65	2,64	2,68
Al _{IV}	1,39	1,39	1,36	1,35	1,36	1,32
Al _{VI}	0,30	0,29	0,38	0,41	0,37	0,27
Ti	0,23	0,24	0,21	0,18	0,23	0,26
Fe ³⁺	0,05	0,11	0,02	—	0,04	0,01
Fe ²⁺	1,10	1,29	0,97	1,10	1,04	1,21
Mn	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	1,09	0,85	1,12	1,09	1,12	0,96
Ca	—	0,02	0,01	0,05	0,05	—
Na	0,01	0,03	0,05	0,04	0,02	0,03
K	0,85	0,84	0,87	0,81	0,73	0,95
Li	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Rb	0,003	0,003	0,003	0,004	0,003	0,002
F	0,10	0,06	0,06	0,0	0,07	0,07
OH	1,90	1,94	1,94	1,94	1,93	1,93

Месторождение Восток-2					Кавалерово	
из граномонцонитов Дальненского массива		из гранодиоритов Центрального массива		из грейзенов	из монцонитов	
145/65	90/76	125/65	878/69	141/65	400/73	100/78
35,46	35,40	35,15	35,35	36,56	36,45	37,15
4,48	4,11	3,10	3,46	0,89	5,15	4,99
14,03	13,95	17,00	16,65	16,93	14,17	11,57
1,59	3,51	3,39	0,96	1,03	0,94	2,47
20,43	18,03	15,63	17,70	14,48	13,68	18,99
0,32	0,29	0,32	0,34	0,28	0,00	0,32
10,25	10,83	12,80	12,19	15,75	15,41	11,71
0,96	0,39	0,71	0,89	0,26	0,25	0,28
0,28	0,13	0,10	0,12	0,07	0,42	0,16
8,17	9,23	7,67	7,75	7,54	9,32	8,51
0,046	0,05	0,037	0,051	0,034	He опр.	He опр.
0,045	0,06	0,049	0,048	0,08	"	"
0,03	0,002	0,0036	0,0032	0,08	"	"
0,76	0,14	0,43	0,41	0,65	1,38	0,33
3,31	3,64	3,80	3,79	4,92	2,48	2,89
0,09	0,05	0,50	0,53	0,20	0,77	—
100,02	99,81	100,63	100,19	100,23	100,64	99,41
0,32	0,06	0,19	0,18	0,27	0,58	0,19
99,70	99,75	100,49	100,01	99,96	100,06	99,22
54,5	48,3	45	46,0	35,4	56	63
19,4	19,8	22,2	22,0	21,5	20,0	16,4
0,07	0,17	0,19	0,44	0,16	0,06	0,13

2,72	2,71	2,63	2,67	2,74	2,98	2,83
1,27	1,26	1,37	1,33	1,26	0,68	1,04
—	—	0,13	0,14	0,23	0,44	0,13
0,25	0,24	0,17	0,20	0,05	0,32	0,29
0,09	0,20	0,19	0,05	0,06	0,03	0,14
1,31	1,15	0,98	1,12	0,91	0,94	1,21
0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	—	0,02
1,17	1,24	1,43	1,37	1,76	1,88	1,33
0,08	0,03	0,06	0,07	0,02	0,02	0,02
0,04	0,02	0,01	0,02	0,01	0,07	0,02
0,80	0,90	0,73	0,75	0,72	0,97	0,83
0,014	0,01	0,01	0,02	0,02	—	—
0,018	0,004	0,002	0,002	0,004	—	—
0,18	0,03	0,10	0,10	0,15	0,34	0,07
1,8	1,97	1,90	1,90	1,85	1,66	1,93

Таблица 3. Содержание (в г/т) некоторых рудных элементов в биотитах рудоносных магматических ассоциаций

№ п/п	Cr	Ni	Co	V
Тянь-Шань, Сарыджазский район				
1	$\frac{6,4^*}{4,4-25}$	$\frac{21}{16-22}$	$\frac{28}{20-42}$	$\frac{40}{25-73}$
2	$\frac{2,3}{1,1-11}$	$\frac{6,0}{4-12}$	$\frac{13,6}{5,2-22}$	$\frac{20,0}{9-41}$
Северное Приладожье				
3	$\frac{3,0}{2,5-5}$	$\frac{1,5}{1,3-210}$	$\frac{3,0}{2,5-5}$	$\frac{8,0}{5,2-14}$
4	$\frac{2,2}{2,0-3,1}$	$\frac{1,2}{1,0-1,5}$	$\frac{2,1}{1,5-3,0}$	$\frac{5,0}{4,0-10,0}$
5	$\frac{1,8}{1,5-2,5}$	$\frac{1,0}{0,8-1,2}$	$\frac{1,5}{1,0-2,4}$	$\frac{4,1}{3-8}$
Дальний Восток				
6	$\frac{61}{46-100}$	$\frac{32}{19-55}$	$\frac{8,5}{4,4-26}$	$\frac{100,5}{81-160}$
7	$\frac{7,6}{3,8-42}$	$\frac{1,7}{1,0-2,2}$	$\frac{1,2}{1,0-1,6}$	$\frac{1,8}{1,2-3}$
Цинновецкий массив (ЧССР)				
8	$\frac{3,5}{3-6,5}$	$\frac{2,7}{1,8-6,0}$	$\frac{2,4}{1-3,2}$	$\frac{7,4}{2-15}$
Центральный Сихотэ-Алинь, район месторождения Восток-2				
9	$\frac{170}{80-250}$	$\frac{89}{62-160}$	$\frac{47}{40-66}$	$\frac{285}{93-430}$
Район Лермонтовского месторождения				
10	$\frac{175}{67-280}$	$\frac{101}{98-160}$	$\frac{47}{40,53}$	$\frac{290}{100-450}$

* В числителе — содержание рудных элементов, в знаменателе — вариации содержаний.
Примечание. Коровые сиалитические гранитоиды: биотитовые порфиоровые граниты — 1 — I фазы (8 ан.), 2 — II фазы (8 ан.); 3 — I фазы (6 ан.), 4 — II фазы (6 ан.), 5 — III фазы (6 ан.), 6 — биотитовые граниты I фазы (6 ан.), 7 — протоли-

титовые граниты заключительной фазы (7 ан.), 8 — протолитионитовые граниты (9 ан.), 9 — монзониты, граномонзониты, калиевые гранодиориты (10 ан.), 10 — граносиениты (10 ан.). Результаты количественных спектральных анализов выполнены в лабораториях ВИМСа и геологическом институте ДВНЦ АН СССР.

нетических типов рудоносных магматических ассоциаций, связанных с разноглубинными источниками.
Биотиты из пород грахиандезит-монзонит-гранитной ассоциации, содержащие повышенное количество магния и титана (см. табл. 2) кристаллизовались при более высоких температурах по сравнению с высокожелезистыми биотитами гранитов гранит-лейкогранитной ассоциации. Последнее подтверждается результатами определения температуры кристаллизации пород двух упомянутых ассоциаций по расплавленным включениям в кварце. В качестве примера приведем результаты определения температу-

	Sn	Nb	Ta	W	Pb
Тянь-Шань, Сарыджазский район					
	$\frac{130}{110-160}$	$\frac{250}{240-260}$	Не опр.	$\frac{5,2}{4-8,3}$	$\frac{45}{25-60}$
	$\frac{250}{160-330}$	$\frac{330}{280-550}$	”	$\frac{6,4}{5,4-12}$	$\frac{45}{29-53}$
Северное Приладожье					
	$\frac{60}{50-70}$	$\frac{180}{750-250}$	$\frac{6}{4-12}$	Не опр.	$\frac{30}{27-35}$
	$\frac{150}{100-200}$	$\frac{380}{315-450}$	$\frac{8,4}{5-15}$	”	$\frac{47,5}{38-80}$
	$\frac{185}{200-300}$	$\frac{450}{380-600}$	$\frac{8,6}{5,2-17}$	”	$\frac{58}{48-90}$
Дальний Восток					
	$\frac{230}{150-480}$	$\frac{320}{150-500}$	$\frac{35}{22-75}$	”	$\frac{130}{45-220}$
	$\frac{420}{330-480}$	$\frac{450}{330-500}$	$\frac{51}{49-53}$	”	$\frac{170}{50-270}$
Цинновецкий массив (ЧССР)					
	$\frac{433}{210-800}$	— 3	Не опр.	”	$\frac{38}{12-80}$
Центральный Сихотэ-Алинь, район месторождения Восток-2					
	$\frac{13,5}{9,5-25}$	$\frac{101,5}{88-120}$	”	$\frac{10}{8-12}$	$\frac{47}{12-88}$
Район Лермонтовского месторождения					
	$\frac{15}{8-30}$	$\frac{67}{16-96}$	”	$\frac{8,2}{48-12}$	$\frac{56}{25-120}$

ри кристаллизации гранитов Лермонтовского штока (монзонит-гранитная ассоциация). В кварце граносиенитов расплавленные включения содержат около 4 мас.% магматической воды, имеющей давление 6,2 кбар. гомогенизация начинается при температуре 720–735°С, полностью заканчивается при 835–865°С (определения В.В. Шопенко по материалам авторов).
Кристаллизация рудоносных гранитов гранит-лейкогранитной ассоциации на основании определения температуры по расплавленным включениям колеблется от 650 до 750°С.

Дополнительные материалы по относительным температурам кри-

таллизации биотитов из гранитоидов различных ассоциаций дает соотношение количеств алюминия в тетраэдрической (Al_{IV}) и октаэдрической (Al_{VI}) позициях. Так, для биотитов Лермонтовского штока (Приморье) основная масса фигуративных точек на соответствующей диаграмме (рис. 2) группируется в пределах относительно компактного поля ограниченного значениями 1,2–1,40 Al_{IV} и 0,28–0,4 Al_{VI} . Если учесть, что возрастание температуры не благоприятствует вхождению алюминия в октаэдрическую позицию в структуре биотита [7, 16], то можно сделать вывод о том, что кристаллизация биотитов и гранитов Лермонтовского штока происходила при относительно высокой температуре и незначительных колебаниях температуры и давления флюидной фазы.

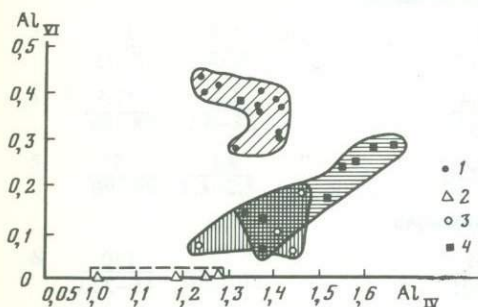


Рис. 2. Распределение алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях слюд

Биотиты гранитоидов массивов: 1 — Лермонтовского; 2 — Дальнинского; 3 — Биссерного; 4 — Центрального

Сравнение биотитов гранитоидов Лермонтовского и Центрального штоков [148] показало, что они кристаллизовались в близких температурных условиях. Вместе с тем более высокие содержания октаэдрического алюминия в биотитах гранитоидов Лермонтовского штока указывают на кристаллизацию биотитов при относительно повышенном давлении флюидной фазы.

СЛЮДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ

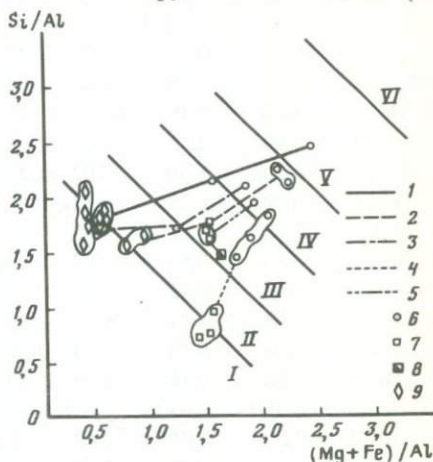
Изучение химического состава биотитов, их железистости, глиноземистости и ряда других параметров наряду с геологическими, петрографическими и петрохимическими особенностями гранитов позволяет уточнить условия, в которых происходило формирование гранитоидов [9].

Анализ имеющихся у авторов личных материалов, часть из которых приведена в табл. 1, 4, и обобщение литературных материалов [4, 5, 6, 10] показали, что от ранних фаз гранитоидных комплексов к поздним повышается железистость и глиноземистость биотита и понижается его щелочность. Указанная направленность изменения состава биотитов от ранних фаз к поздним находит свое отражение на диаграмме $Si/Al-(Mg + Fe)/Al$, предложенной А.А. Маракушевым и И.А. Тарариным [9]. Одновременно с увеличением железистости и глиноземистости биотита в нем увеличивается содержание фтора. Отмеченные данные с учетом материалов петрографических и петрогеохимических исследований позволяют высказать суждение об особенностях генезиса гранитов различных фаз. Так, образование гранитоидов поздних фаз и субфаз рудоносных магматических

ассоциаций Дальнего Востока, Северо-Востока, Забайкалья, Западного Узбекистана, Северного Приладожья происходило на фоне поокисления расплава (рис. 3) и обогащения его летучими, главным образом фтором. Наиболее отчетливо эта тенденция проявлена при формировании магматических ассоциаций, поздняя субфаза которых представлена протолитионитовыми гранитами или гранитами с литиевым биотитом. Слюда пород ранних фаз этих ассоциаций относится к IV–V группам щелочности (по

Рис. 3. Слюды как индикаторы процессов дифференциации гранитоидных комплексов

Состав слюд в многофазных рудоносных магматических комплексах: 1 – Дальний Восток; 2 – Северное Приладожье, 3 – Тянь-Шань, Сарыджазский район; 4 – Тянь-Шань, Акширяжский район; 5 – Западный Узбекистан. Слюды из гранитоидов: 6 – I фазы, 7 – II фазы, 8 – III фазы, 9 – заключительной субфазы; I–VI – группы щелочности по А.А. Маракушеву и И.А. Тарарину



А.А. Маракушеву и И.А. Тарарину), тогда как слюды гранитоидов заключительных фаз попадают в тип I–II групп (см. рис. 3). Смена биотита протолитионитом сопровождается повышением в слюдах содержания кремнезема, глинозема и особенно редких щелочей и фтора, а также значительным уменьшением содержания феррических компонентов (железа, титана и магния).

В качестве примера можно привести биотиты из верхнепалеозойских оловоносных гранитов Сарыджазского района (Киргизия). Сравнение состава биотита из гранитов различных фаз показало, что от биотитов из гранитов первой фазы к заключительной в биотитах уменьшается содержание магния и соответственно увеличивается содержание железа и редких щелочей (см. табл. 4). Одновременно повышается коэффициент глиноземистости от 21–23 в биотитах гранитов первой фазы (ташкоринских) до 29 в биотитах гранитов второй фазы (иньельчекских), достигая максимума (31–34) в протолитионитах гранитов заключительной субфазы. Данная тенденция свидетельствует о том, что в процессе формирования этого интрузивного комплекса происходит постепенное поокисление магматического расплава.

В слюдах гранитов рассматриваемого комплекса от первой фазы к заключительной субфазе увеличивается содержание фтора, которое повышается от биотитов гранитов первой фазы (1,0%) к биотитам гранитов второй фазы (2,5), достигая максимума (5–6%) в протолитионитах гранитов заключительной субфазы. Единая тенденция изменения содержания редких щелочей летучих и рудных элементов в слюдах отражает общее накопление этих компонентов в расплаве при формировании рудоносных комплексов, что подтверждается также результатами химических анали-

Т а б л и ц а 4. Результаты химических анализов (в мас.%) слюд оловоносных гранитов Тянь-Шаня. (Сарыджазский и Акширякский районы Киргизии)

Компо- ненты	Биотит из гранитов							
	первой фазы				второй фазы			
	704/68	14/92	102/72	730/68	733/68	2/72	18/72	58/11
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	35,02	34,58	33,97	35,80	35,58	35,10	34,58	36,72
TiO ₂	3,75	3,38	1,27	2,83	1,18	4,00	3,35	2,65
Al ₂ O ₃	14,10	15,19	18,61	18,50	20,52	13,80	14,22	17,06
Fe ₂ O ₃	3,80	2,16	0,60	2,33	1,35	5,08	7,29	4,00
FeO	26,50	26,40	27,02	23,50	23,18	25,94	24,33	22,88
MnO	0,39	0,35	0,32	0,42	0,46	0,45	0,30	0,50
MgO	3,08	3,21	3,89	3,13	1,26	3,58	1,00	1,78
CaO	0,40	0,69	0,77	0,40	0,26	0,36	0,10	0,61
Na ₂ O	0,12	0,22	0,15	0,12	0,22	0,074	0,13	0,10
K ₂ O	8,04	8,17	8,37	8,43	8,37	8,66	8,69	7,80
Li ₂ O	0,20	0,19	0,23	0,36	0,78	0,26	0,92	0,30
Rb ₂ O	0,16	0,16	0,16	0,29	0,35	0,18	0,42	—
Cs ₂ O	0,05	0,04	0,054	0,10	0,08	0,065	0,095	—
F	2,5	1,00	0,49	1,05	2,50	0,85	1,15	0,90
H ₂ O ⁻	—	0,41	0,10	—	0,51	He обн.	0,10	0,60
H ₂ O ⁺	3,05	3,67	3,87	2,95	4,28	2,41	3,95	2,35
F = O	1,05	0,41	0,21	0,42	1,05	0,35	0,48	0,37
Сумма	100,11	99,65	99,66	99,77	99,99	100,45	100,05	99,77
f	84,4	78,7	79,7	82,11	91,6	82,6	84,2	89,31
al	20,5	23,9	25,9	26,1	29,5	19,8	21,0	24,75
Fe ³⁺ / Fe ²⁺	0,13	0,10	0,02	0,09	0,05	0,19	0,26	0,16

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

Si	2,81	2,89	2,55	2,76	2,79	2,75	2,77	2,86
Al _{IV}	1,19	1,11	1,45	1,24	1,21	1,25	1,23	1,14
Al _{VI}	0,15	0,38	0,20	0,44	0,68	0,03	0,09	0,43
Ti	0,23	0,21	0,07	0,16	0,07	0,24	0,20	0,16
Fe ³⁺	0,23	0,14	0,03	0,14	0,08	0,30	0,44	0,23
Fe ²⁺	1,78	1,34	1,70	1,52	1,52	1,70	1,63	1,49
Mn	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Mg	0,37	0,40	0,44	0,36	0,15	0,42	0,12	0,21
Li	0,06	0,06	0,07	0,11	0,25	0,08	0,29	0,09
Ca	0,03	0,06	0,06	0,03	0,02	0,03	0,01	0,05
Na	0,02	0,04	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01
K	0,82	0,67	0,80	0,83	0,84	0,87	0,89	0,77
Rb	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	—
F	0,64	0,26	0,12	0,26	0,62	0,21	0,29	0,22
OH	1,36	1,74	1,88	1,74	1,38	1,79	1,71	1,78

Протолитионит из гранитов заключительной субфазы				Биотит из гранитов			
				первой фазы			
698/68	103/11	101/11	102/11	1к/73	2/73	3к/73	133/74
9	10	11	12	13	14	15	16
48,63	45,08	44,76	46,18	36,20	37,20	34,73	36,00
0,25	0,49	0,58	0,18	2,92	3,00	2,51	2,92
20,00	21,65	24,60	21,25	15,14	16,78	16,92	17,40
0,76	0,62	0,90	0,82	3,11	0,13	5,49	3,73
7,92	11,31	10,50	10,27	20,38	20,09	22,72	20,49
0,83	1,08	0,74	1,30	0,44	0,44	0,57	0,64
0,98	0,58	0,53	0,10	9,21	10,25	4,23	3,86
0,50	0,56	0,27	0,45	0,20	0,26	0,26	0,24
0,22	0,22	0,26	0,25	0,12	0,20	0,14	0,29
10,40	9,50	8,40	9,30	9,16	8,83	8,53	9,51
3,27	2,64	1,98	2,97	0,20	0,16	0,44	0,87
0,671	He опр.	He опр.	He опр.	0,15	0,12	0,20	0,30
0,037	"	"	"	0,026	0,02	0,03	0,036
6,13	5,62	4,70	6,65	0,89	1,11	0,82	1,75
—	0,30	0,42	0,38	He обн.	He обн.	—	0,06
0,90	0,90	0,54	0,82	2,69	2,25	2,47	2,75
2,57	2,37	1,98	2,75	0,37	0,47	0,34	0,75
99,66	99,54	99,45	99,77	100,47	100,37	99,73	100,16
83,11	92,66	92,3	98,40	58,54	52,52	78,62	76,2
29,2	31,4	34,55	31,1	20,48	22,19	23,70	22,5
0,09	0,05	0,08	0,07	0,14	0,01	0,22	0,16

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

3,37	3,23	3,17	3,30	2,75	2,77	2,69	2,76
0,63	0,77	0,83	0,70	1,25	1,23	1,31	1,24
0,98	1,06	1,23	1,09	0,10	0,24	0,24	0,33
0,01	0,03	0,08	0,009	0,17	0,17	0,15	0,17
0,04	0,03	0,05	0,04	0,18	0,007	0,32	0,21
0,46	0,68	0,62	0,61	1,29	1,25	1,47	1,32
0,05	0,07	0,04	0,08	0,03	0,03	0,04	0,04
0,10	0,06	0,06	0,01	1,04	1,14	0,49	0,44
1,18	0,76	0,56	0,85	0,06	0,05	0,14	0,27
0,04	0,04	0,04	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02
0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,02	0,04
0,91	0,87	0,76	0,85	0,89	0,84	0,84	0,93
0,04	—	—	—	0,007	0,005	0,009	0,01
1,34	1,27	1,05	1,50	0,21	0,26	0,20	0,42
0,66	0,73	0,95	0,50	1,79	1,74	1,80	1,58

Таблица 4 (окончание)

Компоненты	Биотит из гранитов				
	второй фазы				заклучительной субфазы
	140/74	141/74	170/74	157/74	
	17	18	19	20	21
SiO ₂	37,63	38,10	36,30	34,71	34,79
TiO ₂	1,00	0,95	1,70	1,90	2,58
Al ₂ O ₃	22,22	21,80	19,94	19,38	18,19
Fe ₂ O ₃	3,45	2,32	4,10	6,08	4,79
FeO	19,20	20,23	21,40	22,44	24,12
MnO	0,56	0,53	0,56	0,60	0,41
MgO	0,34	0,50	1,10	1,07	1,74
CaO	0,45	0,20	0,33	0,30	0,23
Na ₂ O	0,11	0,13	0,14	0,13	0,10
K ₂ O	9,81	9,78	8,95	8,23	7,98
Li ₂ O	0,71	0,85	0,67	0,58	0,47
Rb ₂ O	0,44	0,57	0,33	0,28	0,28
Cs ₂ O	0,057	0,067	0,064	0,039	0,087
F	1,42	1,76	1,42	1,32	0,44
H ₂ O ⁻	—	Не обн.	0,14	0,16	Не обн.
H ₂ O ⁺	2,80	2,81	3,12	3,28	3,54
F = O	0,60	0,74	0,59	0,57	0,109
Сумма	99,59	99,79	99,67	99,98	99,638
<i>f</i>	96,5	95,80	96,0	96,0	90,0
<i>al</i>	30,5	30,87	24,0	25,5	22,0
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,11	0,38	0,19	0,27	0,20

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

Si	2,84	2,79	2,80	2,67	2,72
Al _{IV}	1,16	1,21	1,20	1,33	1,28
Al _{VI}	0,84	0,61	0,61	0,51	0,40
Ti	0,06	0,05	0,09	0,11	0,15
Fe ³⁺	0,19	0,13	0,24	0,35	0,28
Fe ²⁺	1,21	1,24	1,4	1,44	1,58
Mn	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03
Mg	0,04	0,05	0,13	0,12	0,20
Li	0,22	0,25	0,21	0,18	0,15
Ca	0,04	0,16	0,27	0,02	0,02
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,015
K	0,90	0,91	0,9	0,81	0,80
Rb	0,02	0,02	0,02	0,04	0,04
F	0,30	0,18	0,35	0,32	0,10
OH	1,24	1,82	1,65	1,68	1,90

Примечание. Сарыджазский район, массивы: 1-4 — Ташкоринский, 5-8 — Иньльчекский, 9-12 — Суходольский; Акширякский район, массивы: 13-16 — Каиндинский и другие, 17-21 — Учкошконский.

Т а б л и ц а 5. Результаты химических анализов биотита из врехнемеловых вулcano-плутонических ассоциаций Балыгычано-Сугойского района

Компоненты	387a*	561	360	396	378a
SiO ₂	35,2	36,65	33,64	34,44	32,26
TiO ₂	4,33	4,33	3,35	2,59	3,84
Al ₂ O ₃	14,42	11,47	13,32	14,70	13,27
Fe ₂ O ₃	5,89	4,89	4,64	8,01	11,28
FeO	18,03	19,55	28,84	24,81	21,06
MnO	0,42	0,54	0,37	0,42	0,27
MgO	7,94	8,17	2,98	1,86	4,27
CaO	1,47	2,11	0,52	0,06	1,30
K ₂ O	7,65	6,56	7,29	6,91	5,26
Na ₂ O	0,84	0,97	0,21	0,32	0,24
H ₂ O ⁺	2,10	2,28	3,53	3,85	4,98
H ₂ O ⁻	0,35	He обн.	0,15	0,34	1,15
Li ₂ O	0,07	0,056	0,06	0,28	0,09
Rb ₂ O	0,04	0,007	0,08	0,19	0,06
Cs ₂ O	He обн.	He обн.	0,01	0,009	0,006
F	1,38	1,58	0,87	1,34	1,04
BaO	0,18	—	He опр.	He опр.	He опр.
CO ₂	0,20	0,47	"	"	"
Cl	0,38	0,39	"	"	"
B	He обн.	0,03	"	"	"
Сумма	100,89	100,26	99,86	100,13	100,38
O = F—Cl	0,58	0,66	0,16	0,56	0,43
Сумма	100,31	99,60	99,70	99,57	99,95
Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)					
Si	2,69	2,84	2,73	2,76	2,62
Ti	0,24	0,25	0,20	0,16	0,24
Al _{IV}	1,30	1,05	1,27	1,24	1,27
Al _{VI}	—	—	—	0,15	—
Fe ³⁺	0,34	0,29	0,28	0,48	0,68
Fe ²⁺	1,15	1,27	1,95	1,66	1,42
Mn	0,03	0,04	0,03	0,03	0,02
Mg	0,90	0,94	0,36	0,22	0,51
Li	0,02	0,02	0,02	0,09	0,03
Ca	0,12	0,18	0,04	0,01	0,11
Na	0,12	0,15	0,03	0,05	0,04
K	0,74	0,65	0,75	0,70	0,54
OH	—	—	1,78	1,66	1,73
F	0,3	0,37	0,22	0,34	0,27

П р и м е ч а н и е. Биотит из пород: 387a, 561 — риолитов Капрановского перевала; 360 — среднезернистых биотитовых гранитов массива Невский, 396 — крупнозернистых биотитовых гранитов массива Маяк, 378a — крупнозернистых биотитовых гранитов Лево-Омсукчанского массива.

зов гранитов всех фаз и субфаз. Таким образом специальное изучение слюд позволяет наряду с другими фактами говорить о содержании летучих в магме, из которой они кристаллизовались. Так, наличие в оловоносных гранитах Северного Приладожья, Дальнего Востока, Сарыджаского района литийсодержащих биотитов, обогащенных фтором, свидетельствует о богатстве магмы летучими. Содержание фтора в литийсодержащих биотитах колеблется от 1 до 3%. Петрографическое изучение гранитов отмеченных регионов показало, что в них присутствуют, обычно, две генерации литийсодержащего биотита. Биотит первой генерации образует пластинчатые кристаллы размером от 0,5 до 2 мм, идиоморфные по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу, которые их корродируют. Иногда идиоморфные кристаллы биотита первой генерации наблюдаются как включения в калиевых полевых шпатах. Биотит второй генерации образует листочки и пластинчатые кристаллы размером до 0,5 мм. Он заполняет промежутки между кристаллами калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца. Биотит обеих генераций окрашен в буровато-коричневый цвет с резко выраженным плеохроизмом от темного буровато-коричневого по N_g до светло-желтоватого или буроватого по N_p . Судя по химическим анализам литийсодержащие биотиты содержат от 25 до 30–35% $FeO + Fe_2O_3$ и небольшое количество магния — 0,5–3, редко до 5%; коэффициент железистости их — 78–98% (см. табл. 1, 4), причем наиболее железистыми являются литийсодержащие биотиты докембрийских оловоносных гранитов Северного Приладожья.

О богатстве магмы летучими свидетельствуют результаты, полученные при изучении редкометалльных гранитов и онгонитов Монголии [5], редкометалльных гранитов Дальнего Востока (А.К. Руб), Рудных гор (авторы, М. Штемпрок); на характеристике слюд из этих гранитов мы остановимся ниже.

В многофазных рудоносных гранитных комплексах упомянутых регионов отмечается повышение степени окисления железа в биотитах гранитов заключительных фаз, что наряду с другими фактами свидетельствует об относительно небольшой глубине формирования гранитов заключительных фаз.

В пределах комагматичных риолит-гранитных оловоносных ассоциаций биотиты эффузионных пород содержат больше магния и титана по сравнению с биотитами комагматичных им гранитов. В качестве примера приведем верхнемеловую риолит-гранитную ассоциацию Бальгычано-Сугойского района (Северо-Восток [5]). Биотиты риолитов этой ассоциации содержат 8% MgO и 4,3% TiO_2 , в то время как в биотитах комагматичных им гранитов содержание MgO колеблется от 2 до 4%, а TiO_2 от 2,5 до 3,5% (табл. 5). Это подтверждает сделанные нами ранее выводы о том, что в комагматичных вулканоплутонических ассоциациях состав эффузионных пород более четко отражает состав первичной магмы, а состав интрузивных пород показывает, что при формировании их большую роль играли процессы дифференциации, ассимиляции и гибридизма.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА БИОТИТОВ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ СССР

Сравнительное изучение биотитов из рудоносных гранитоидов гранит-лейкогранитной ассоциации, находящихся в различных регионах СССР и некоторых зарубежных стран, показало, что наряду с общими чертами они обладают рядом характерных особенностей. Так, биотиты из рудоносных гранитов гранит-лейкогранитной ассоциации Дальнего Востока (см. табл. 1), так же как биотиты из рудоносных гранитов этой ассоциации Забайкалья [4, 6] и Казахстана [10] характеризуются повышенным содержанием фтора и редких щелочей. В то же время биотиты гранитов этих регионов имеют ряд отличий. Так биотиты из рудоносных гранитов гранит-лейкогранитной ассоциации Казахстана резко отличаются от биотитов аналогичных гранитов Приморья и Забайкалья повышенным содержанием окиси магния (10–15%, редко ниже 7%). В то время как в биотитах Приморья такое количество магния установлено только в монцониоидах, граносиенитах, калиевых гранодиоритах, имеющих более глубокий источник, в биотитах же гранитов гранит-лейкогранитной ассоциации содержание окиси магния обычно не превышает 5%. В Забайкалье высокое содержание окиси магния (10–15%) установлено только в породах диорит-монцит-гранодиоритового состава: Шахтоминский, Акатуевский, Амуджикано-Сретенский, Аманский и другие комплексы [4, 6]. В гранитах гранит-лейкогранитной ассоциации (Кукульбейский, Гуджирский, Харалгинский комплексы) содержание MgO колеблется в пределах 2–5%, редко достигая 7%.

Биотиты из рудоносных гранитов гранит-лейкогранитной ассоциации Казахстана [10] отличаются от биотитов однопородных пород Приморья повышенным содержанием марганца. Так, содержание окиси марганца в биотитах гранитов Акчатауского комплекса колеблется от 0,8 до 2,38%, обычно не опускаясь ниже 1,2%, в то время как в биотитах гранитов Дальнего Востока оно обычно колеблется от 0,3 до 0,8%. Исключение составляют протолитиониты из редкометаллических гранитов Центрального Сихотэ-Алиня, характеризующиеся повышенным содержанием марганца — 1,87%. В биотитах Забайкальских гранитов содержание окиси марганца колеблется обычно от 0,5 до 1%, редко достигая 1,27%. Даже в оловяносных гранитах Омсукчанского района (Северо-Восток), где присутствует акцессорный гранат альмандин-спессартинового состава, содержание MnO в биотитах не превышает 0,78% (Руб, 1970).

Биотиты рудоносных гранитов гранит-лейкогранитов формации Казахстана и Забайкалья отличаются от биотитов однопородных пород других регионов, в частности Дальнего Востока, Северо-Востока и др. повышенным содержанием окиси лития. Так, в биотитах Акчатауского комплекса Казахстана содержание Li_2O колеблется от 0,5 до 1%, редко опускаясь до 0,3%, в биотитах гранитов Кукульбейского комплекса Забайкалья — от 0,4 до 0,97%, редко опускаясь до 0,2–0,3% (Коваль и др., 1972; Козлов и др., 1978). В биотитах гранитов Приморья, Северо-Востока, Западного Узбекистана содержание Li_2O колеблется от сотых долей до 0,2, редко 0,3%.

Такие различия состава биотитов пород однопородных магматических ассоциаций объясняются, вероятно, составом субстрата, из которого образовались рассматриваемые гранитоиды, а также степенью участия мантий-

ных расплавов и флюидов при формировании этих гранитов. Е.В. Негрей [10] предполагает, что высокая магнезиальность биотитов из аляскинского Кызылрайского комплекса обусловлена тем, что кристаллизация этих пород происходила в условиях высокой летучести кислорода при селективной потере водорода из системы. Это предположение, по мнению Е.В. Негрей, подтверждается высоким содержанием магнетита (до 5000 г/т), а также высокой степенью окисленности железа в биотитах.

СЛЮДЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ

В собственно редкометалльных гранитах позицию биотита занимает протолитионит, реже литийсодержащий биотит. По типу структуры протолитиониты относятся к той же полиморфной разновидности, что и биотиты — 1 М.

В верхних горизонтах массивов редкометалльных гранитов протолитионит сменяется цинвальдитом и железистым лепидолитом.

Слюды редкометалльных гранитов изучались рядом исследователей [2, 3, 4, 5, 7, 8, 11, 12, 13 и др.]. В настоящей статье при характеристике слюд редкометалльных гранитов, представленных литийсодержащим биотитом, протолитионитом, цинвальдитом и лепидолитом, авторы пользовались номенклатурой, предложенной в классификации И.Л. Лапидес, В.И. Коваленко, П.В. Коваля [8]. Данная классификация, дополняющая предложенную ранее известную классификацию М. Фостер [17], использует при обосновании разновидностей слюд и границ между ними наряду с химизмом также различные физические характеристики слюд.

Протолитионит в изученных нами редкометалльных гранитах Дальнего Востока, Северного Приладожья, Рудных гор образует пластинчатые кристаллы и листочки буровато-черного цвета в тонких темно-зелено-коричневых пластинках размером от 0,3 до 3 мм. В шлифах протолитионит буровато-коричневый с плеохроизмом от зеленовато-коричневого по N_g до светло-коричневого по N_r . В отдельных пластинках наблюдаются микровключения акцессорных минералов (циркона, монацита, флюорита), окруженные плеохроичными ореолами.

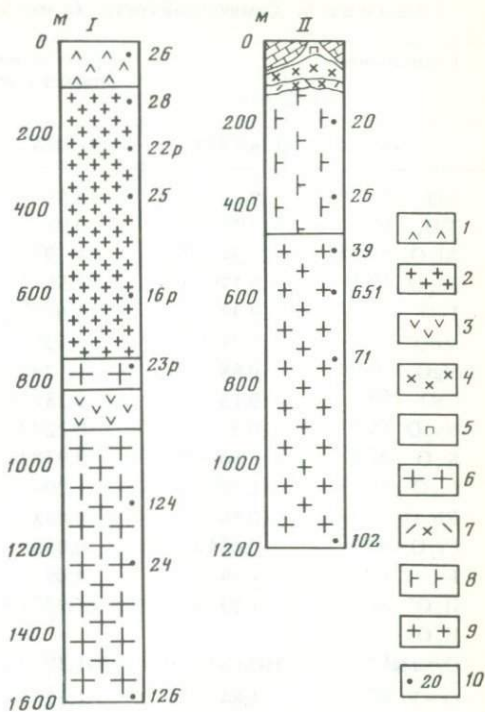
Протолитиониты редкометалльных гранитов различных регионов (Дальний Восток, Северное Приладожье, Рудные горы, Забайкалье, Монголия и др.) по всем параметрам (соотношение двух-трехвалентных катионов и лития в октаэдрических позициях, суммы октаэдрических катионов, содержания кремния, а также фтора, рубидия и цезия) близки друг другу и попадают в поле 2 на треугольной диаграмме $R^2_1 + Ti-Li-R^{2+}$ (см. рис. 5).

Изучение протолитионитов из редкометалльных гранитов различных регионов на электронно-зондовом микроанализаторе системы "Самеса" показало отсутствие в них реликтов биотита. Железо, магний и фтор распределены в этих слюдах так же равномерно, как в биотитах.

В пределах Цинновецкого гранитного массива (Рудные горы) и в одном из гранитных массивов Дальнего Востока, вскрытых на глубину соответственно 1,5–1,2 км одним из авторов (А.К. Руб), впервые детально изучены слюды, характеризующие столь протяженные вертикальные интервалы редкометалльных гранитоидов (рис. 4, 5, табл. 2, 6). Граниты глубоких горизонтов (750–1500 м) — срезнезернистые порфиоровидные породы, слю-

Рис. 4. Схематизированные вертикальные разрезы массивов редкометалльных гранитов (по глубоким скважинам)

I — Цинновецкий массив: 1 — литиевые тонкозернистые граниты и грейзены по ним; 2 — литиевые среднезернистые граниты; 3 — порфириовидные микрограниты; 4 — порфириовидные среднезернистые граниты нижних горизонтов; II — массив Дальнего Востока: 5 — пегматоидные кварц-микроклиновые породы; 6 — грейзенизированные аляскитовые граниты; 7 — грейзенизированные и альбитизированные аляскитовые граниты; 8 — интенсивно альбитизированные протолитионитовые граниты; 9 — протолитионитовые граниты глубоких горизонтов; 10 — расположение и номера образцов слюды



да в которых представлена протолитионитом (см. рис. 4, 5). При этом состав протолитионита на всем 750-метровом интервале практически не изменяется (см. табл. 1, 6). Вверх по разрезу весьма незначительно уменьшается содержание кремния и повышается содержание окисного железа.

Внешняя верхняя зона Цинновецкого массива сложена мелкозернистыми литиевыми гранитами, слюда в которых представлена циннвальдитом.

Циннвальдит в отличие от протолитионита образует более крупные пластинки (до 3,5 мм) и окрашен в коричневые тона. В шлифе он светло-бурый с плеохроизмом от светлого буровато-коричневого по N_g до почти бесцветного по N_p . Переход от протолитионита к циннвальдиту происходит на интервале 750–780 м. Часто на этой глубине, а спорадически и в гранитах верхней части массива встречаются зональные пластинки слюды. Центральная часть этих пластинок представлена протолитионитом, внешняя зона — циннвальдитом с сохранением правильных кристаллографических очертаний межзональных границ.

Сходное строение имеет и изученный ранее массив редкометалльных гранитов Дальнего Востока (см. рис. 5.4) [12].

Глубокие горизонты его (500–1200 м) сложены однородными среднезернистыми слабопорфириовидными протолитионитовыми гранитами, слюда в которых представлена протолитионитом. Состав протолитионита практически построен на всем 750-метровом интервале. В верхних горизонтах массива (150–460 м) граниты более интенсивно альбитизированы и грейзенизированы. В них развиты слюды ряда циннвальдит-железистый лепидолит (см. рис. 4,5). Следует подчеркнуть существование общих тен-

Таблица 6. Химический состав (в мас.%) слюд Цинновецкого массива

Компоненты	Протолитиониты из гранитов нижней зоны			
	126/1582	24/1264	124/1160	23p/778*
SiO ₂	39,60	40,65	40,30	37,44
TiO ₂	0,72	0,96	1,18	1,23
Al ₂ O ₃	21,34	21,30	21,20	19,19
Fe ₂ O ₃	2,17	2,56	3,97	5,27
FeO	18,39	16,05	15,50	16,80
MnO	0,71	0,60	0,58	0,57
MgO	0,86	1,17	0,99	1,40
CaO	0,13	0,18	0,081	0,13
Na ₂ O	0,31	0,22	0,21	0,60
K ₂ O	9,60	9,97	9,19	9,40
Li ₂ O	1,29	1,204	1,18	1,25
Rb ₂ O	0,56	0,483	0,516	—
Cs ₂ O	0,054	0,030	0,045	—
F	4,38	4,09	4,00	4,16
H ₂ O ⁺	1,29	1,92	2,32	2,65
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,89
Сумма	102,03	101,39	101,26	101,04
O = F	1,84	1,72	1,68	1,75
Сумма	100,19	99,67	99,58	99,29
Nb ₂ O ₅	620	850	920	—
SnO ₂	520	430	390	—

Количество ионов в пересчете на 12 (O, OH, F)

K	0,92	0,94	0,87	0,92
Na	0,04	0,03	0,03	0,09
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01
Rb	0,03	0,02	0,03	—
X	1,00	1,00	0,94	1,02
Al _{VI}	0,84	0,87	0,83	0,55
Ti	0,04	0,05	0,07	0,07
Fe ³⁺	0,12	0,14	0,26	0,30
Fe ²⁺	1,15	0,99	0,96	1,08
Mn	0,04	0,04	0,03	0,04
Mg	0,10	0,13	0,11	0,16
Li	0,39	0,36	0,35	0,39
Y	2,68	2,58	2,61	2,59
Si	2,96	3,01	2,98	2,90
Al _{IV}	1,04	0,99	1,02	1,10
Z	4,00	4,00	4,00	4,00
F	1,03	0,95	0,93	1,02
OH	0,97	1,05	1,07	0,98

* Заимствованы у Riedera и др. [18]. Остальные сделаны по материалам авторов в химических лабораториях ИГЕМ АН СССР и ВИМС МИНГЕО СССР.

	Цинвальдиты				
	из гранитов внешней зоны			из грейзенов	
	16p/609*	25/376	22p/262*	26/25	28/155
	44,16	45,60	45,51	49,30	49,65
	0,20	0,39	0,24	0,15	0,06
	22,24	21,17	20,59	23,77	21,84
	2,02	0,29	1,51	0,30	1,01
	11,49	12,07	9,20	5,57	11,06
	0,62	0,91	0,53	1,02	1,08
	0,13	0,12	0,30	0,073	0,011
	0,56	0,13	0,27	0,017	0,09
	0,32	0,53	0,60	0,29	0,21
	5,92	9,49	9,68	9,56	9,76
	3,18	3,50	3,66	3,23	3,58
	1,28	1,20	—	1,71	1,21
	0,06	0,036	—	0,037	0,033
	6,10	6,52	7,45	5,60	6,64
	3,85	0,60	1,90	1,41	0,60
	0,44	—	1,21	—	—
	102,59	102,56	102,67	102,04	102,83
	2,56	2,74	3,14	2,35	2,79
	100,03	99,82	99,53	99,69	100,04
	—	130	—	260	51
	—	70	—	220	42
	0,54	0,86	0,89	0,84	0,88
	0,04	0,07	0,08	0,04	0,03
	0,04	0,01	0,02	0,00	0,01
	0,06	0,05	—	0,07	0,05
	0,68	0,99	0,99	0,95	0,97
	1,01	1,01	1,03	1,30	1,05
	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01
	0,11	0,01	0,08	0,02	0,05
	0,68	0,72	0,56	0,32	0,65
	0,04	0,05	0,03	0,06	0,06
	0,02	0,01	0,03	0,01	0,001
	0,92	1,00	1,06	0,89	1,02
	2,79	2,82	2,81	2,61	2,84
	3,15	3,24	3,28	3,38	3,23
	0,85	0,76	0,72	0,62	0,77
	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
	1,38	1,46	1,70	1,21	1,48
	0,62	0,54	0,30	0,79	0,52

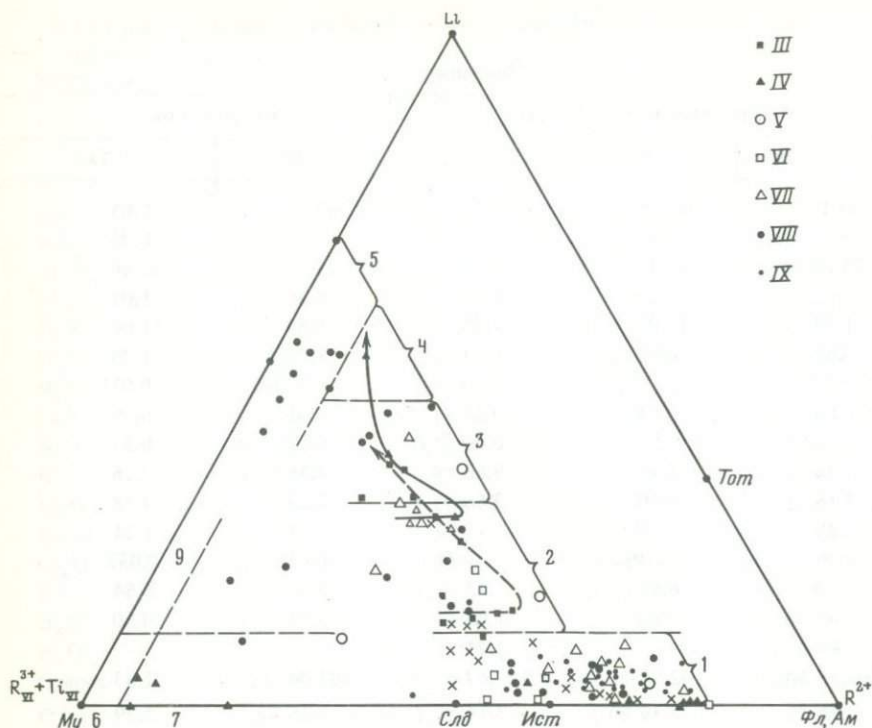


Рис. 5. Диаграммы состава слюд редкометалльных гранитов изученных регионов

Поля составов (цифры на рис.): 1 — биотиты, 2 — протолитиониты, 3 — циннвальдиты, 4 — железистые лепидолиты, 5 — лепидолиты, 6 — мусковиты, 7 — фенгит-мусковиты, 8 — литиевые фенгит-мусковиты, 9 — литиевые мусковиты. Фигуративные точки составов слюд: III — Цинновецкий массив; IV — Дальний Восток, V — Центральный Сихотэ-Алинь, VI — Северное Приладожье, VII — Сарыджазский район (Киргизия), VIII — МНР, IX — Забайкалье; стрелками показана эволюция составов слюд по вертикали

денций в эволюции состава слюд обоих массивов. Протолитионит гранитов нижних горизонтов практически постоянен по составу на почти километровых интервалах. Переход от протолитионита к циннвальдиту внешней зоны происходит довольно резко на интервале всего 30—40 м. Далее на интервале 300—500 м (граниты внешней зоны) происходит достаточно плавное изменение состава слюды от циннвальдита к лепидолиту.

Протолитиониты редкометалльных гранитов характеризуются наиболее высокими содержаниями ниобия, тантала, олова. Происходит закономерное снижение содержания рудных элементов в циннвальдите и резкое уменьшение их содержаний в лепидолитах апикальных зон.

Последнее связано с существованием условий, благоприятных для выноса ниобия, тантала и олова из литий-железистых слюд с фиксацией их в виде собственных минералов (касситерит, колумбит, стрюверит и др.).

СЛЮДЫ КАК ИНДИКАТОРЫ РУДОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Слюды являются индикаторами рудоносности магматических ассоциаций. Отличительной особенностью биотитов пород рудоносных магматических ассоциаций является повышенное количество редких щелочей, летучих и рудных элементов, которое резко увеличивается в биотитах пород заключительной фазы конкретного магматического комплекса. В некоторых регионах в биотитах рудоносных гранитоидов ранних фаз рудные элементы присутствуют в небольших количествах, равных кларковым или даже ниже. Однако в биотитах гранитов заключительной фазы они присутствуют в количествах, резко превышающих средние содержания рудных элементов в биотитах пород данного состава.

В качестве примера можно привести верхнепалеозойские оловоносные гранитоиды Сарыджазского района, в которых содержание олова увеличивается от 100–200 г/т в биотитах гранитов первой фазы до 330 г/т – второй фазы и до 420 г/т в протолитионитах заключительной субфазы. В верхнемеловых оловоносных гранитах Бальгычано-Сугойского района содержание олова также увеличивается от биотитов гранитов ранней фазы (103–158 г/т) к биотитам гранитов заключительной фазы (до 300–420 г/т). Аналогично олову в слюдах танталоносных гранитов изменяется содержание тантала и ниобия. Так, в одном из районов Дальнего Востока содержание тантала увеличивается от 30 г/т, а ниобия – от 364 г/т в биотитах гранитов ранней фазы до 88 г/т Ta_2O_5 и 440 г/т Nb_2O_5 в протолитионитах заключительной субфазы.

В биотите вольфрамоносных монцонит-граносиенит-гранитных ассоциаций Приморья, с которыми парагенетически связаны шеелитовые месторождения, содержание вольфрама увеличивается от 3–4 г/т в биотитах граномонцитов и гранитов ранних фаз до 10–12 г/т в биотитах калиевых гранодиоритов и гранитов заключительной субфазы, достигая максимума (80 г/т) в биотите грейзенов. На примере Северного Приладожья, Дальнего Востока, Сарыджазского и других регионов установлено, что в биотитах оловоносных и танталоносных гранитов наблюдается прямая корреляционная связь между содержанием олова и фтора, тантала и фтора. Так, коэффициент корреляции (r) между содержанием олова и фтора

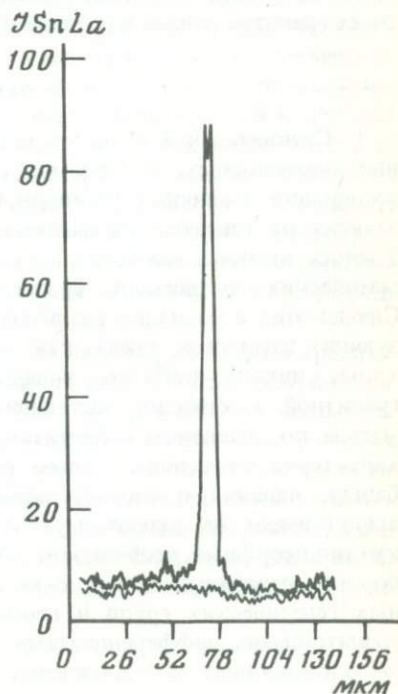


Рис. 6. Разрез через микровключение касситерита в биотите

1 – интенсивность характеристического рентгеновского излучения $SrLa$, 2 – фоновая интенсивность олова

в биотитах рудоносных гранитов Приханкайского района равен 0,88 ($r_{5\%} = 0,46$).

На электронном микроанализаторе системы "Самес" нами было изучено распределение фтора, олова и тантала в биотите и протолиитоните. Установлено, что фтор в этих слюдах распределен равномерно и входит в их кристаллическую решетку. В некоторых участках в биотите выявлены микровключения фторсодержащих минералов топаза и флюорита.

Что касается распределения в биотитах рудных элементов, в частности олова, тантала и ниобия, то, как мы уже ранее отмечали, они частично входят в слюды в виде изоморфной примеси: олово замещает трехвалентное железо, тантал—титан. Однако главным концентратором рудных элементов в слюдах являются присутствующие в них микровключения собственно рудных минералов. Так, на электронно-зондовом микроанализаторе установлены в биотитах оловоносных гранитов микровключения масситерита (рис. 6), в биотитах танталоносных гранитов — стрюверита и колумбита. Повышенное содержание летучих компонентов, в частности фтора и рудных элементов (олова, тантала, ниобия, вольфрама), в раннем биотите и наличие в нем микровключений флюорита, топаза, касситерита, стрюверита, колумбита и других рудных минералов свидетельствует о существовании этих элементов в магматическом расплаве в период кристаллизации биотита, т.е. о магматической природе отмеченных летучих и рудных элементов.

Сравнение слюд рудоносных гранитоидных ассоциаций с нерудоносными (см. табл. 3) свидетельствует о том, что последние отличаются значительно меньшим количеством летучих компонентов редких щелочей и рудных элементов, а также большей разницей в содержании этих элементов в биотитах гранитов ранней и поздней фаз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Сравнительное изучение биотитов и протолиитонитов разновозрастных оловоносных, вольфрамоносных и редкометалльных магматических ассоциаций различных регионов СССР и ЧССР показало, что состав слюд зависит от генезиса магматических пород и условий их формирования. Удалось выявить значительные различия в составе слюд рудоносных магматических ассоциаций, связанных с разнотипными источниками. Слюды этих ассоциаций различаются по содержанию главных породообразующих элементов, таких, как железо и магний, и элементов-примесей — хрома, никеля, кобальта, ванадия. Так, биотиты монзонит-граносиенит-гранитной ассоциации, являющиеся дифференциатами трахиандезитовой магмы по сравнению с биотитами палингенных сиалических гранитоидов характеризуются повышенным количеством магния, хрома, никеля, кобальта, ванадия и соответственно меньшим содержанием железа. Этот вывод имеет не только научное, но и практическое значение, поскольку типоморфные особенности слюд позволяют распознать интрузивные породы различных типов, с которыми связаны месторождения различных генетических групп и неодинаковой промышленной значимости. С гранитоидами, дифференциатами трахиандезитовой магмы, связаны обычно оловорудные месторождения касситерит-силикатной, касситерит-суль-

фидной формации и шеелитовые месторождения скарново-грейзеновой формации, а с палингенными гранитоидами — оловянные и вольфрамовые месторождения касситерит-вольфрамит-кварцевой формации.

Слюды редкометалльных гранитов, с которыми связаны танталовые месторождения, отличаются повышенным содержанием редких щелочей и фтора.

2. Проведенное на примере ряда районов (Северное Приладожье, Дальний Восток, Сарыджазский и др.) сравнение состава биотитов гранитов ранних и поздних фаз конкретных интрузивных комплексов показало, что при переходе биотитов гранитов от ранних фаз к поздним в них уменьшается содержание магния (от 3—5 до 1%) и увеличивается содержание железа, редких щелочей (от 0,2—0,4 до 0,6—0,8%), фтора (от 1 до 2,5%) и рудных (олово, вольфрам) элементов.

3. Изменение состава биотита в комагматических риолит-гранитных ассоциациях подтверждает сделанные нами ранее выводы о том, что в этих ассоциациях состав эффузивных пород более четко отражает состав первичной магмы.

4. Сравнительное изучение биотитов рудоносных гранитоидов гранит-лейкогранитной ассоциации различных регионов СССР и некоторых зарубежных стран показало, что наряду с общими чертами (повышенное содержание фтора и редких щелочей) они обладают рядом характерных особенностей. Различия состава биотитов однотипных гранитоидов различных регионов объясняются, вероятно, составом субстрата, из которого они образовались, а также степенью участия мантийных флюидов и расплавов при их формировании.

5. Сравнение биотитов рудоносных гранитоидов с биотитами нерудоносных гранитов показало, что последние отличаются значительно меньшим количеством летучих компонентов, редких щелочей и рудных элементов.

6. Слюды редкометалльных гранитов представлены обычно протолитионитами, занимающими позицию биотита. Одним из авторов (А.К. Рубом) впервые изучены слюды редкометалльных гранитов, вскрытых по вертикали до глубины 1,5 км (см. рис. 4). Установлено, что протолитиониты на интервале 750 м почти не изменяются (см. табл. 1,6, рис. 5) — это наряду с другими фактами также свидетельствует о магматической природе редкометалльных гранитов. Вверх по разрезу протолитиониты сменяются циннвальдитами, которые в апикальных частях массивов в свою очередь сменяются лепидолитом (см. рис. 3,4).

7. В исследованных регионах доказано, что биотит рудоносных гранитоидов, особенно поздних фаз и субфаз, и протолитионит отличаются повышенным содержанием рудных элементов (Sn, Ta, W) и летучих компонентов (F). Установлена прямая корреляционная связь между содержанием в слюдах олова, тантала, вольфрама и фтора. Рудные элементы частично изоморфно входят в слюды, однако главным концентратором их являются присутствующие в слюдах микровключения касситерита, колумбита, вольфрамиты, шеелита, стрюверита и других рудных минералов. Отмеченное свидетельствует о существовании рудных элементов в магматическом расплаве в период кристаллизации биотита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булах А.Г. Руководство и таблица для расчета формул минералов. М.: Недра, 1967.
2. Гинзбург А.И., Берхин С.И. О составе и химической конституции литиевых слюд// Тр. Минерал. музея АН СССР. 1953. Вып. 5.
3. Залашкова Н.Е., Сырицо Л.Ф. Эволюция химизма слюд в процессе постмагматического метасоматоза в гранитах// Пробл. метасоматоза. Л.: Недра, 1969.
4. Козлов В.Д., Сладковская Л.Н., Карпов И.К. Слюды магматитов Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978.
5. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука. 1977.
6. Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С. и др. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья// Геохимия. 1972. № 8.
7. Коренбаум С.А., Валуй М.Ф., Стрижкова А.А. Распределение глинозема в биотитах и генетические особенности некоторых гранитных массивов Приморья// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 5.
8. Липидес И.Л., Коваленко В.И., Коваль П.В. Слюды редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
9. Маракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов// Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 3.
10. Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. М.: Наука, 1983.
11. Руб М.Г., Руб А.К., Павлов В.А. Слюды как индикаторы условий формирования и рудоносности гранитоидов// Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975.
12. Руб А.К. Типоморфные особенности минералов-спутников танталового и оловянного оруденения. М.: Недра, 1980.
13. Руб М.Г., Павлов В.А., Руб А.К. и др. Элементы вертикальной зональности Цинновецкого массива литий-фтористых гранитов (ЧССР)// Корреляция магмат. пород Чехословакии и некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1983.
14. Руб М.Г., Павлов В.А., Гладков Н.Г., Яшухин О.И. Оловоносные и вольфрамносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982.
15. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических ассоциаций. М.: Наука, 1970.
16. Смит Г.Ф. Физическая химия, М.: Недра, 1968.
17. Foster M.D. Interpretation of the composition of lithium micas // Geol. Surv. Profess Pap. 1960. Vol. 354.
18. Rieder M., Hika M., Cucerova D. et al. Chemical composition and physical properties an lithium iran mica from the Kruchne hory. Mts (Erzgebirge)// Contribs Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27.

УДК 552.323.4 (571.55)

В.А. ПЕРВОВ, В.А. КОНОНОВА

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ АНДЕЗИТОВ ШАДОРОНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ГЕНЕЗИСА ПОРОД

Магнезиальные андезиты являются довольно редкими магматическими породами. По оценке Джилла [9], породы, имеющие $MgO/(MgO + FeO_{общ})$ более 0,47 составляют около 5% андезитов ($SiO_2 - 53-63\%$) островных дуг и континентальных окраин. Еще более редки андезиты с содержанием MgO более 6%. Такие породы описаны на юго-западе Японии (санукиты [16]), на островах Бонин, Марианских и Новая Гвинея (бониниты [10]). Похожие разновидности пород образовались в континентальных условиях

126

в пределах Монголо-Охотского вулканического пояса на позднемезозойском этапе активизации региона. Магнезиальные андезиты и латиты, промежуточные по содержанию MgO между обычными известково-щелочными андезитами и высокомагнезиальными андезитами Японии, встречены в ряде пунктов юго-восточного Забайкалья (Широкинский вулканоплутонический комплекс [3] и Шадоронская депрессия [1, 6]). Проявление этих пород свидетельствует о возможном сходстве условий образования магм в континентальной области в мезозое и в современных островных дугах. С целью установления особенностей состава магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии было проведено сопоставление минерального состава и состава минералов этих пород и андезитов различной магнезиальности, что дало возможность сделать ряд выводов об условиях их образования.

Шадоронская депрессия (район г. Балей) расположена к югу от Монголо-Охотского разлома и примыкает к его южной Борщевочной ветви. Позднеюрские вулканогенные и осадочные породы несогласно перекрывают разновозрастные породы фундамента (глубоко метаморфизованные толщи архея, каменноугольные гранитоиды, среднеюрские конгломераты). Разрез позднеюрских пород Шадоронской депрессии представлен мощной (до 2500 м) толщей вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород [2]. Большая часть эффузивов приурочена к средней части разреза и представлена лавовыми и туфовыми брекчиями и лавами среднего состава. Породы позднеюрского возраста представлены магнезиальными калиевыми андезитами, магнезиальными латитами и трахидацитами, образующими единую серию пород. Как показывают геологические данные Е.А. Белякова и С.П. Шубкина, а также И.П. Никольской [6], породы этой серии необходимо отличать от более поздних вулканических образований района, структурно связанных с заложением и развитием Ундино-Даинской впадины (латиты, J_3-K_1 ; андезиты и афировые базальты, K_1 ?).

В статью включены результаты изучения позднеюрских лав по падям Буторовский Голготай, Монастырева, Шадорон и на правобережье р. Унды.

Характерной чертой химического состава пород Шадоронской депрессии являются повышенные по сравнению с обычными известково-щелочными андезитами концентрации MgO (4,02–7,05%), никеля (57–215 г/т), хрома (180–501 г/т), пониженные содержания Al_2O_3 (табл. 1, рис. 1). Высокое значение $MgO/(MgO + FeO_{общ})$ характерно для большинства разновидностей изученных пород в интервале содержаний SiO_2 – 53–67%. Указанные черты сближают изученные породы с высокомагнезиальными андезитами и бонинитами западной окраины Тихого океана. Так, наиболее распространенная разновидность пород (табл. 1, ан. 2) является переходной между андезитом Камчатки (вулк. Безымянный, ан. 7) и высокомагнезиальным андезитом Японии (ан. 9, 10). По содержанию литофильных элементов с крупными ионными радиусами магнезиальные калиевые андезиты и латиты Шадоронской депрессии наиболее близки к андезитам южноамериканской континентальной окраины [7], а от магнезиальных андезитов Японии и бонинитов отличаются повышенными содержаниями K_2O , Rb, Sr, Ba и редкоземельных элементов.

Среди магнезиальных андезитов и латитов выделяются две главные минералогические разновидности (содержание минералов-вкрапленников

Т а б л и ц а 1. Химический состав (в мас.%) магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии

Компоненты	1 1230*	2 1377	3 1317	4 1231
SiO ₂	59,63	59,70	58,88	61,53
TiO ₂	0,72	0,70	0,65	0,72
Al ₂ O ₃	14,88	13,98	17,35	14,61
Fe ₂ O ₃	2,90	1,61	3,59	2,33
FeO	2,95	3,95	2,22	2,39
MnO	0,10	0,08	0,16	0,07
MgO	6,84	6,70	4,02	4,55
CaO	5,15	4,81	5,66	4,84
Na ₂ O	3,32	2,62	3,79	3,19
K ₂ O	2,80	3,26	2,39	3,54
H ₂ O ⁻	} 0,87	0,16	} 0,74	} 1,53
H ₂ O ⁺		1,87		
P ₂ O ₅	0,23	0,19	0,21	0,23
F	0,08	0,17	He опр.	He опр.
Cl	0,03	0,03	"	"
CO ₂	He обн.	He обн.	"	"
Сумма	100,5	99,83	100,26	99,53
V, г/т	108	62	110	89
Cr	410	490	183	262
Ni	215	118	57	122
Co	28	23	20	18
Sr	627	516	550	581
Ba	617	682	613	651
Rb	89	91	75	137
MgO/(MgO + + FeO _{общ}), мас.%	0,55	0,55	0,42	0,50

*Здесь и далее — номера образцов.

** Все железо в виде FeO.

П р и м е ч а н и е. Анализ пород проведен в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР (ан. 2, 6) и рентгено-флуоресцентным методом в Университете г. Фрейберг (ФРГ) (ан. 1, 3—5). Здесь и далее: образцы — 1—6 — магнезиальные породы Шадоронской депрессии; 1, 4 — ка-

приведены в объемных процентах). Двупироксен-плагиоклазовые андезиты и латиты с амфиболом и слюдой (обр. 1—4, табл. 1, 2) содержат 10—20% плагиоклаза, 6—11% ромбического пироксена, 1—10% моноклинового пироксена, 0—1% псевдоморфоз по оливину, 0—6% роговой обманки, 0—1% слюды. Рудные минералы (ильменит) встречены лишь в некоторых разновидностях пород, и их содержание не превышает 0,2—0,3%. Основная масса состоит из плагиоклаза, щелочного полевого шпата и небольшого количества рудного минерала. Роговообманковые латиты (обр. 5, табл. 1, 2) содержат до 16% роговой обманки, 4% ромбического и 5% моноклинового пироксена, 3% плагиоклаза. Основная масса породы состоит из опациitized амфибола, плагиоклаза и щелочного полевого шпата. В более кремне-

	5 1358	6 1333	7	8	9	10
	53,57	66,20	58,77	60,5	57,13	59,59
	0,68	0,53	0,51	0,91	0,73	0,44
	16,04	14,56	19,22	17,3	15,83	13,55
	3,28	0,88	1,36	—	—	—
	2,81	1,55	3,27	4,3**	6,33**	6,32**
	0,11	0,14	0,08	—	0,13	0,12
	7,04	2,70	2,57	3,8	7,39	9,65
	6,30	1,50	7,56	6,3	7,19	6,24
	3,50	3,57	4,10	4,3	2,89	2,66
	2,53	5,80	1,58	1,69	2,27	1,30
	} 3,77	0,23	0,55	He опр.	He опр.	He опр.
		1,55	He опр.	"	"	"
	0,21	0,17	0,18	"	0,14	0,13
	He опр.	0,08	He опр.	"	He опр.	He опр.
	"	"	"	"	"	"
	"	0,03	"	"	"	"
	"	He обн.	"	"	"	"
	99,84	99,49	99,75	99,10	100,03	100,00
	128	20	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
	501	21	"	"	342	472
	147	35	"	"	216	184
	29	8	"	"	31,7	35,4
	865	380	"	"	He опр.	He опр.
	587	1256	"	"	"	"
	78	201	"	"	"	"
	0,55	0,48	0,36	0,47	0,54	0,60

левый андезит, падь Буторовский Голготай; 2 — то же, падь Монастырева; 3 — то же, падь Шадорон; 5 — латит, правобережье р. Унды в интервале между селами Короино и Верхний Тергень; 6 — трахидацит, там же; 7 — андезит, вулк. Безымянный [4]; 8 — андезит, вулк. Парикутин [8]; 9, 10 — высокомагнезиальные андезиты Японии [15].

кислых породах трахидацитах (обр. 6, табл. 1, 2) вкрапленники представлены роговой обманкой, плагиоклазом, моноклиновым и ромбическим пироксеном, а основная масса состоит из плагиоклаза, щелочного полевого шпата и амфибола. Таким образом, по парагенезису минералов-вкрапленников андезиты Шадоронской депрессии близки к известково-щелочным андезитам. Вместе с тем доля пироксена в общем объеме вкрапленников в изученных породах заметно выше, чем в андезитах вулк. Безымянный, содержащих меньше MgO и FeO и больше CaO и Al₂O₃. В то же время изученные андезиты отличны по парагенезису вкрапленников от высокомагнезиальных андезитов, содержащих оливин при практически полном отсутствии плагиоклаза.

Таблица 2. Количество минералов-вкрапленников (в об.%) в магнезиальных андезитах Шадоронской депрессии

Минералы	1 1230	2 1377	3 1317	4 1231
Оливин	—	—	1,1*	—
Ромбический пироксен	11	6	3	7
Моноклинный пироксен	6	6,6	2,2	7
Амфибол	1,3	6,1	—	0,12
Слюда	0,1	1,1	0,7	0,57
Плагиоклаз	14,9	11,2	14,8	20
Рудный	—	—	—	0,3
Апатит	—	—	—	—
Основная масса	72	69	79	65

*Псевдоморфозы.

Петрографические наблюдения позволяют сделать ряд выводов о последовательности кристаллизации минералов и их реакциях в расплаве. Поскольку включения одного минерала в другом отсутствуют, предполагается, что последовательность кристаллизации минералов коррелируется с величиной их кристаллов (более крупные вкрапленники начали кристаллизоваться раньше). Для пироксен-плагиоклазовых андезитов по величине зерен минералов можно наметить следующую последовательность кри-

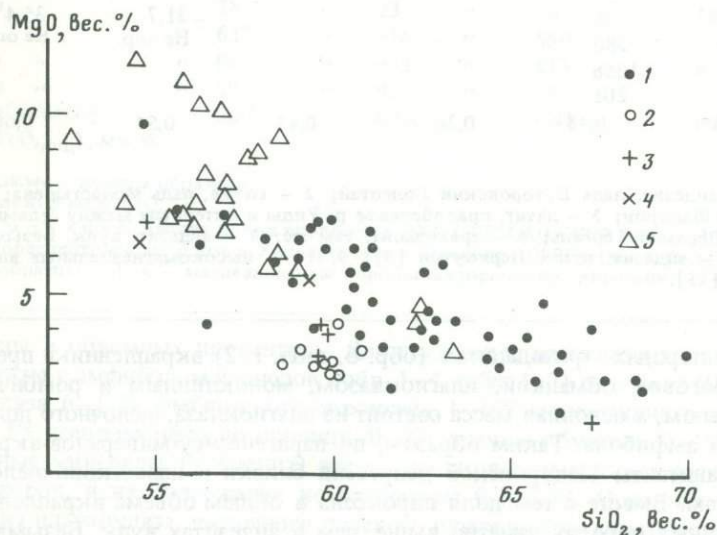


Рис. 1. Диаграмма MgO—SiO₂ для пород Шадоронской депрессии и ряда других регионов

1 — породы Шадоронской депрессии [1, 4 и данные авторов]; 2 — главные разновидности четвертичных андезитов Камчатки [14]; 3 — породы известково-щелочной серии (Восточная часть Папуа, Фиджи) [11]; 4 — породы шошонитовой серии (Новая Гвинея) [11]; 5 — высокомагнезиальные андезиты (Япония) [15]

5 1358	6 1333	7	8	9	10
—	—	—	0,3	2,5	4,2
4,2	1,6*	2–3,4	0,7	—	1,4
5,1	0,25	2,5–4	—	0,8	—
15,7	6,2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
3,2	4,2	18–30	0,1	—	—
—	—	0,5–1	—	—	—
—	0,2	—	—	—	—
71,8	87,5	62–75	99	96,7	94,4

сталлизации: (\pm Ол) РПи + Пл (\pm Мг) \rightarrow РПи + Пл + МПи (\pm Амф). Содержание оливина в породах незначительно (до 1%). Его кристаллы начело замещены хлоритом и серпентином или агрегатом мелких зерен ромбического пироксена. Кристаллы ромбического пироксена и плагиоклаза оптически зональны, что связано с их прямой вещественной зональностью. Кристаллы амфибола, содержание которых доходит до 6%, иногда также оптически зональны. Часто наблюдается реакционное замещение амфибола на агрегат кристаллов пироксенов, рудного минерала и, возможно, плагиоклаза. Иногда такие агрегаты располагаются в кристаллах концентрических разновидностей пород вкрапленники по своей величине расположены в следующем порядке (начиная с крупных): Амф, МПи, РПи, Пл. Вероятно, в той же последовательности минералы кристаллизуются из расплава. Кристаллы амфибола во всех разновидностях пород окружены опалитовыми каймами.

В составе минералов-вкрапленников также отражается повышенная магнезиальность пород (табл. 3, рис. 2, 3). Наиболее отчетливо это заметно на составе ромбического пироксена. В ядрах вкрапленников этого минерала в пироксен-плагиоклазовых андезитах содержание энстатитового компонента достигает 90%. В каймах и мелких вкрапленниках содержание энстатита снижается до 75–73%. Ромбические пироксены столь высокой магнезиальности не характерны для обычных известково-щелочных андезитов и распространены в высокомагнезиальных андезитах и бонинитах. Моноклинные пироксены представлены салит-авгитами с отношением Mg/(Mg + Fe) = 0,75–0,8. На рис. 2 видно промежуточное положение изученных клинопироксенов между минералами боннинитов и андезитов вулк. Безымянный. Амфиболы представлены высокоглиноземистыми рогами обманками с содержанием атомов Al^{IV} — 1,28–1,51 на формульную единицу. Отношение Mg/(Mg + Fe) для них равно 0,67–0,72 и не меняется в различных по кремнекислотности и парагенезису вкрапленников породах.

Т а б л и ц а 3. Химический состав (в мас.%) минералов магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии

Компоненты	Ромбический пироксен			Моноклинный пироксен				
	1230			1230		1358		
	1	2	3	4	5	6	7	
SiO ₂	57,42	55,45	54,61	53,01	50,87	52,32	52,23	
TiO ₂	He обн.	He обн.	0,22	0,36	1,21	0,18	0,61	
Al ₂ O ₃	1,43	1,94	1,15	2,23	4,69	2,82	2,22	
Cr ₂ O ₃	He обн.	0,33	0,22	0,26	0,28	0,39	0,15	
FeO _{общ}	6,73	10,88	15,67	7,67	6,91	8,05	9,09	
MnO	He обн.	0,14	0,16	He обн.	He обн.	He обн.	0,17	
MgO	33,50	30,81	27,24	15,73	15,46	15,18	15,46	
CaO	0,82	0,55	1,26	21,53	20,90	21,49	20,48	
Na ₂ O	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0,17	He обн.	He обн.	
K ₂ O	"	"	"	0,09	0,07	"	"	
Сумма	99,90	100,10	100,53	100,88	100,56	100,43	100,41	
Si	1,97	1,95	1,96	1,94	1,86	1,93	1,93	
Al ^{IV}	0,03	0,05	0,04	0,06	0,14	0,07	0,07	
Al ^{VI}	0,03	0,03	0,01	0,04	0,06	0,05	0,03	
Ti	-	-	-	0,01	0,03	-	0,02	
Mg	1,71	1,62	1,46	0,86	0,85	0,83	0,85	
Fe	0,19	0,32	0,47	0,23	0,21	0,25	0,28	
Cr	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	-	
Ca	0,03	0,02	0,05	0,84	0,82	0,85	0,81	
Na	-	-	-	-	0,01	-	-	
K	-	-	-	-	-	-	-	
100 Mg/(Mg + Fe)	90,0	83,5	75,6	78,8	80,1	76,8	75,1	
100% {	Ca	1,5	1,0	2,5	43,5	43,6	44,0	41,7
	Mg	88,6	82,6	73,7	44,5	45,2	43,0	43,8
	Fe	9,9	16,4	23,8	12,0	11,2	13,0	14,5

П р и м е ч а н и е. Анализ минералов проведен на микрозонде ARL (Институт химии им. М. Планка, г. Майнц, ФРГ). Формулы пироксенов рассчитаны на 6, амфиболов — на 22, плагиоклазов — на 32 атома кислорода.

Как показано на рис. 3, амфиболы андезитов Шадоронской депрессии обладают минимальными значениями $(Fe^{2+} + Fe^{3+})/Mg$ из приведенных П. Якишем и А. Уайтом для пород известково-щелочной серии [12]. Плагиоклаз андезитов содержит от 63,6% *Анд* в ядрах зональных вкрапленников до 50% *Анд* в каймах и мелких вкрапленниках (рис. 4). В трахидацитах вкрапленники плагиоклаза имеют состав *Na*-андезина с содержанием *Анд* 30–37%.

Наблюдаемые в породах соотношения минералов можно сопоставить с экспериментальными данными по плавлению андезитов, которые показывают, что последовательность кристаллизации минералов в породах зависит от общего давления и концентрации воды. Характерными явлениями, дающими возможность судить об условиях кристаллизации андезитов являются: а) замена плагиоклаза пироксеном на ликвидусе, б) замена последовательности кристаллизации *РПи* → *МПи* на обратную, в) появление обильного количества амфибола [4]. Однако сопоставление данных по

	Амфибол							
	1333	1230	1239	1239	1358		1333	
	8	9	10	11	12	13	14	15
	53,02	44,13	43,74	42,98	43,34	42,93	45,34	44,70
	0,46	3,30	2,11	1,94	2,53	2,94	2,79	3,16
	2,42	11,86	12,86	11,38	12,45	12,52	10,91	11,31
	0,44	0,25	He обн.	0,15	0,13	0,23	0,26	He обн.
	7,33	10,55	12,26	10,96	11,18	11,51	11,22	11,94
	He обн.	He обн.	He обн.	0,12	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.
	16,21	15,37	13,90	14,25	14,75	14,31	15,23	14,38
	20,84	11,88	10,51	9,98	11,31	11,34	11,73	11,64
	0,15	2,23	2,38	2,27	2,35	2,45	2,12	2,28
	He обн.	1,02	1,24	1,15	0,85	1,01	1,11	1,25
	100,87	100,59	99,00	95,18	98,89	99,24	100,71	100,66
	1,94	6,55	6,61	6,55	6,55	6,49	6,72	6,66
	0,06	1,45	1,39	1,45	1,45	1,51	1,28	1,34
	0,04	0,62	0,90	0,59	0,77	0,72	0,63	0,65
	0,01	0,37	0,24	0,22	0,29	0,33	0,31	0,35
	0,88	3,40	3,13	3,24	3,32	3,22	3,34	3,19
	0,22	1,31	1,55	1,40	1,41	1,45	1,39	1,49
	0,01	0,03	-	0,02	0,01	0,03	0,03	-
	0,81	1,89	1,70	1,63	1,83	1,84	1,86	1,86
	0,01	0,64	0,70	0,67	0,69	0,72	0,61	0,66
	-	0,19	0,24	0,22	0,16	0,19	0,21	0,24
	80,0	72,2	66,9	69,8	70,2	68,9	70,6	68,2
	42,4	-	-	-	-	-	-	-
	46,1	-	-	-	-	-	-	-
	11,5	-	-	-	-	-	-	-

плавлению известково-щелочных андезитов вулк. Парикутин (Мексика) [8] и андезитов вулк. Безымянный [4] свидетельствует о том, что условия, при которых происходят эти явления, различны для пород разного состава (см. табл. 1).

Фазовое явление

	Андезит			
	вулк. Парикутин [8]		вулк. Безымянный [4]	
	H ₂ O, %	P, кбар	H ₂ O, %	P, кбар
Замена плагиоклаза пироксеном на ликвидусе	2	5,5	3	8
Изменение последовательности кристаллизации <i>РПи</i> → <i>МПи</i> на обратную	4	10	0–1	2,5–3
	6	5,2	3	1,5
			5	1,5

Так, смена плагиоклаза на ликвидусе пироксеном при кристаллизации андезита вулк. Парикутин происходит при меньших концентрациях воды и общем давлении, чем в андезите вулк. Безымянный. Замена последова-

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	Плаггиоклаз				
	1230		1239	1333	
	16	17	18	19	20
SiO ₂	52,79	56,21	53,94	58,74	60,72
TiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Al ₂ O ₃	30,01	28,14	28,53	26,19	24,53
Cr ₂ O ₃	0,42	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO _{общ}	0,41	0,32	0,28	0,25	0,29
MnO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MgO	"	"	"	"	"
CaO	12,84	10,35	11,39	7,45	6,51
Na ₂ O	3,81	5,25	4,62	6,24	7,02
K ₂ O	0,41	0,62	0,43	1,29	1,27
Сумма	100,69	100,89	99,19	100,16	100,34
Si	9,53	10,05	9,83	10,51	10,80
Al ^{IV}	6,39	5,93	6,13	5,52	5,16
Al ^{VI}	—	—	—	—	—
Ti	—	—	—	—	—
Mg	—	—	—	—	—
Fe	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04
Cr	0,06	—	—	—	—
Ca	2,48	1,98	2,22	1,43	1,24
Na	1,33	1,82	1,63	2,16	2,44
K	0,09	0,14	0,09	0,29	0,28
100 Mg/(Mg + Fe)					
100% { Ca	63,6	50,2	56,3	36,8	31,3
Na	34,1	46,2	41,4	55,7	61,6
K	2,3	3,5	2,3	7,5	7,1

тельности кристаллизацию *РПи* → *МПи* на обратную происходит в первом случае при большем давлении и концентрации воды, чем во втором. Температуры ликвидуса андезита вулк. Парикутин при различных концентрациях воды примерно на 40–60° превышают соответствующие значения для андезитов вулк. Безымянный. При рассмотрении температур ликвидуса андезитов можно также учесть экспериментальные данные по плавлению высокомагнезиальных андезитов Японии [15] при давлениях 10–20 кбар и высоких концентрациях воды. Для сравнительно близких условий экспериментов видно, что температура ликвидуса андезитов растет с ростом магнезиальности пород (табл. 4). Как видно из приведенных в табл. 1 анализов пород, использованных в экспериментах, их можно поместить в следующий ряд, в котором происходит уменьшение концентраций Al₂O₃ и увеличение MgO и FeO: андезит вулк. Безымянный → андезит вулк. Парикутин → авгит-оливиновый андезит (Япония) → бронзит-оливиновый андезит (Япония). Учитывая различия в составе андезитов, можно предположить, что с уменьшением содержания Al₂O₃ и увеличением содержания MgO и FeO в расплаве происходит расширение по концентрации воды и давлению поля ранней кристаллизации ортопироксена, сужение поля ранней кристаллизации плаггиоклаза и увеличение температуры ликви-

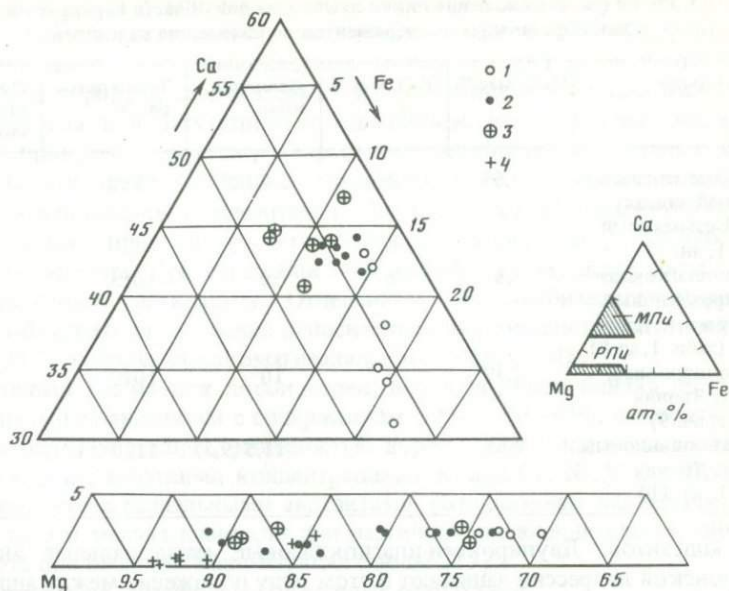


Рис. 2. Состав пироксенов из андезитов различной магнелизности

1 — андезиты (Камчатка, вулкан Безымянный [4]); 2 — магнелизные андезиты (Шадоронская депрессия); 3 — высокомагнелизные андезиты (о-в Содо-Сима, Япония [16]); 4 — бонниниты (о. Новая Гвинея [17])

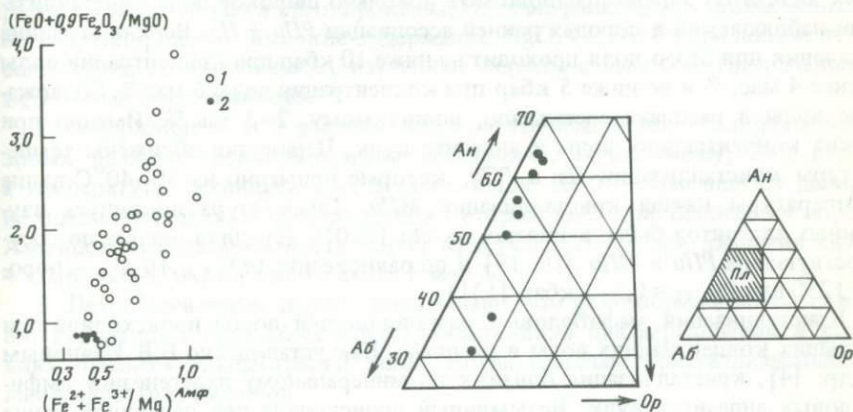


Рис. 3. Состав амфиболов:

1 — в известково-щелочных породах [12], 2 — андезитах Шадоронской депрессии

Рис. 4. Состав плагиоклазов из андезитов Шадоронской депрессии (в ат. %)

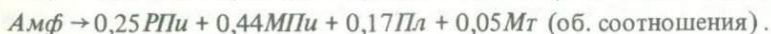
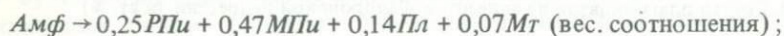
Т а б л и ц а 4. Положение линии ликвидуса для области перекрытия условий различных экспериментов по плавлению андезитов

Порода	MgO, мас. %	H ₂ O, мас. %	Давление, кбар	Температура, °C	Литературный источник
Двупироксен-плагиоклазовый андезит вулк. Безымянный (табл. 1, ан. 7)	2,57	5	7	980	[4]
Оливин-плагиоклаз-ортопироксеновый андезит вулк. Парикутин (табл. 1, ан. 8)	3,8	6	10	1015	[8]
Авгит-оливиновый андезит, Япония (табл. 1, ан. 9)	7,39	7	10	1070	[15]
Бронзит-оливиновый андезит, Япония (табл. 1, ан. 10)	9,65	8	11,5 (9,5)	1120 (1125)	"

дуса андезитов. Двупироксен-плагиоклазовые магнезиальные андезиты Шадоронской депрессии занимают в этом ряду положение между андезитом вулк. Парикутин и высокомагнезиальными андезитами Японии. Учитывая наибольшую близость состава пород Шадоронской депрессии к составу андезита вулк. Парикутин и тенденции изменения фазовых отношений с изменением состава андезитов, для изученных двупироксен-плагиоклазовых андезитов можно предположить довольно широкое поле кристаллизации наблюдаемой в породах ранней ассоциации *РПи + Пл*. Верхняя граница давления для этого поля проходит не ниже 10 кбар при концентрации воды менее 4 мас. % и не ниже 5 кбар при концентрации воды 6 мас. %. Содержание воды в расплаве составляло, по-видимому, 2–3 мас. %. Именно при таких концентрациях воды в андезите вулк. Парикутин сближены температуры кристаллизации *Пл* и *РПи*, которые примерно на 30–40°С выше температуры начала кристаллизации *МПи*. Температура ликвидуса изученных андезитов была, вероятно, около 1050°С (средняя оценка по сосуществующим *РПи* и *МПи* [18, 19] и по равновесию *Анд*_{63,6}*Аб*_{34,1} – порода 1230 для $P_{H_2O} = 0,5–1$ кбар [13]).

Кристаллизация амфиболовых разновидностей пород происходила при больших концентрациях воды в расплаве. Как установлено Б.В. Ивановым и др. [4], кристаллизация близких по минеральному парагенезису амфиболовых андезитов вулк. Безымянный происходила при давлениях выше 4 кбар и при содержании H₂O более 5 вес. %.

Реакционное замещение амфибола в пироксен-плагиоклазовых андезитах может быть связано с частичным отделением воды из расплава. Примерные соотношения количеств реагирующих фаз можно выразить:



Большое количество вкрапленников (13–35%), зональность ортопироксена и плагиоклаза со значительным изменением состава минералов может

свидетельствовать о длительном этапе кристаллизации магмы в промежуточном очаге и возможности ее кристаллизационной дифференциации. Магнезиальность всех темноцветных минералов андезитов выше магнезиальности пород, и, следовательно, их отделение от расплава магнезиального андезита при отсутствии вкрапленников Fe-Ti окисных минералов должно привести к резкому возрастанию железистости конечных членов серии (трахидацитов). Однако трахидациты по своей магнезиальности близки магнезиальным андезитам (табл. 1, ан. 1,6). К удвоительному результату приводит расчет модели отделения одного амфибола от расплава андезита. При отделении 30% амфибола получается состав, близкий реальному трахидациту. Отделением 10% ромбического пироксена можно объяснить образование относительно низкомагнезиального андезита (обр. 1317) из более высокомагнезиального (обр. 1230).

Первичная магма для пород серии, вероятно, была близка по составу магнезиальным андезитам с содержанием SiO_2 — 58–61%, что подтверждается наибольшей распространенностью пород этого типа, их высокой магнезиальностью, высокими концентрациями в них Cr, Ni, V, Co. По аналогии с высокомагнезиальными андезитами (бонинитами) можно предположить, что эти магмы возникли при частичном плавлении ультраосновного субстрата при высоких концентрациях воды [15].

В заключение суммируем полученные результаты:

1. Особенности магнезиальных андезитов Шадоронского прогиба в сравнении с андезитами обычной магнезиальности являются высокая магнезиальность темноцветных минералов (особенно ортопироксена), большая доля их в числе вкрапленников по отношению к плагиоклазу, ранняя кристаллизация ортопироксена. Наличие раннего высокомагнезиального ортопироксена, высокие содержания MgO, Cr, Ni, Co при пониженном содержании Al_2O_3 сближает изученные породы с высокомагнезиальными андезитами островных дуг.

2. Содержание воды в расплаве при кристаллизации пироксен-плагиоклазовых разновидностей андезитов составляло, по-видимому, 2–3 вес.%, а температура ликвидуса — несколько выше 1050°C . Имеющиеся данные не позволяют оценить давление, при котором идет кристаллизация пород. Амфиболовые разновидности пород кристаллизуются при давлении выше 4 кбар и концентрации воды выше 5 мас.%.

3. Петрохимические данные показывают, что разнообразие пород связано, вероятно, с процессом кристаллизационной дифференциации в условиях высоких концентраций воды, когда главным кристаллизующимся минералом был амфибол.

4. Первичная магма по составу соответствовала магнезиальному андезиту с высокими концентрациями Ni, Cr, Co, V.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Заикин В.П., Пампура В.Д. Юрские эффузивные и субвулканические породы Шадоронского прогиба Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 8.
2. Гунбин В.Д., Чербянова Л.Ф. К стратиграфии верхнеюрских образований Шадоронского прогиба (Вост. Забайкалье) // Зап. Забайкал. отд-ния геогр. о-ва СССР. Геол. секция. 1963. Вып. 19, № 1.

3. Зорина Л.Д., Санин Б.П. Петрохимия и геохимические особенности широкоинского вулcano-плутонического комплекса (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1980. № 2.
4. Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П. Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Геохимия. 1978. № 8.
5. Никольская И.П. Позднемезозойские вулканические формации центральной части Восточного Забайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1974.
6. Никольская И.П. Эволюция позднемезозойского вулканизма Восточного Забайкалья // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1975. 207.
7. Bailey J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol. 1981. Vol. 32, N 1/2.
8. Eggler D.H. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma // Contribs Mineral. and Petrol. 1972. Vol. 34, N 4.
9. Gill J.B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Berlin etc.: Springer, 1981.
10. Hickey R.L., Frey F.A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. Vol. 46, N 11.
11. Jakes P., White A.J.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas // Bull. Geol. Soc. Amer. 1972. Vol. 83, N 1.
12. Jakes P., White A.J.R. Hornblends from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins // Amer. Miner. 1972. Vol. 57, N 5/6.
13. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // Contribs Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 25, N 1.
14. Quaternary volcanism and tectonics in Kamchatka // Bull. vulcanol. 1979. Vol. 42, N 1/4.
15. Tatsumi Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, South Japan. II: Melting phase relations at high pressures // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60, N 2.
16. Tatsumi Y., Ishisaka K. Magnesian andesite and basalt from Shodo-Shima island, Southwest Japan, and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesites // Lithos. 1982. Vol. 15, N 2.
17. Walker D.A., Cameron W.E. Boninite primary magmas: evidence from the Cap Vogel Peninsula, PNG // Contribs Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 83, N 1/2.
18. Wells P.R.A. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Ibid. 1977. Vol. 62, N 2.
19. Wood B.J., Banno Sh. Garnet - orthopyroxene and orthopyroxene - clinopyroxene relationships in simple and complex systems // Contribs Mineral. and Petrol. 1973. Vol. 42, N 2.

УДК 552.331.4

Е.Д. АНДРЕЕВА, Н.Т. МИТЮШКИН

РОЛЬ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В СОСТАВЕ ПОРОД ЩЕЛОЧНОЙ ОСНОВНОЙ АССОЦИАЦИИ ВИТИМСКОГО НАГОРЬЯ

Для характеристики пород, и особенно пород-руд, большое значение имеют не только главные породообразующие минералы, но и второстепенные акцессорные примеси.

Ассоциация щелочно-основных горных пород Витимского нагорья, объединяющая субщелочное габбро (пироксенит), тералит, ийолит (якупирангит, мельтейгит), уртит, фойтит знаменательна тем, что в нее входят уртиты, являющиеся сырьем алюминия.

Акцессорные минералы этих пород представлены апатитом, гранатом, титаномагнетитом, сульфидами. Все они являются сквозными минералами и присутствуют во всех породах магматических серий.

Апатит — наиболее типичный акцессорный минерал щелочных пород Витимского нагорья. В процессе кристаллизации он выделяется одним из первых, почти всегда включен в пироксене в виде удлиненных кристаллов. Нередко в породах присутствует апатит более поздней генерации, резко отличающийся от раннего как по форме выделения, так и по характеру распределения в породе. Это, как правило, довольно крупные бочкообразные зерна или их скопления, располагающиеся на месте измененных минералов в составе вторичных образований. Характерно, что накопление позднего апатита связано с активным проявлением процесса микроклиннизации. Апатита больше всего в породах ранних фаз — в субщелочных габбро (пироксенитах), тералитах, ийолитах, а вообще его содержание в породах магматических серий колеблется от 0,5 до 3% и при микроклиннизации увеличивается до 8%.

Наличие некоторых микроэлементов в апатитах из пород магматических серий, и особенно в апатитах из уртитов, имеет значение с точки зрения комплексности глиноземного сырья (табл. 1). Наиболее характерные микроэлементы в апатитах, содержание которых несколько превышает кларк для основных пород — Sr, Ba, La. Стронций и барий концентрируются в основном в апатите из нефелиновых пород, тогда как в апатите из субщелочного габбро их мало.

Весьма существенно, что в апатите из уртитов наиболее высокое содержание галлия (30–60 г/т), который может извлекаться параллельно с получением глинозема. Однако количество самого апатита в уртите настолько мало (в среднем около 1%), что рассматривать его как попутное сырье, по-видимому, нецелесообразно. В апатите всех пород щелочно-основных магматических серий Витимского нагорья присутствуют редкие и редкоземельные элементы, однако их количество незначительно, что характерно в целом для всей ассоциации щелочных основных пород в отличие от других щелочных ассоциаций.

Гранат — один из самых распространенных акцессорных минералов в щелочных и сопутствующих им породах щелочно-основной ассоциации Витимского нагорья. Количество граната в различных породах резко варьирует от единичных зерен до 20 и более процентов (тогда он переходит в ранг главных минералов). Гранат представлен двумя генерациями: ранней стадии выделения и поздней. Первый — образует ксеноморфные зерна в промежутках между главными пороодообразующими минералами: пироксеном и нефелином. Иногда в таких породах, как уртиты и ийолит-уртиты (Мухальский массив), при отсутствии пироксена гранат присутствует вместо цветного минерала, располагаясь между идиоморфными зернами нефелина; второй — встречается в виде мелкозернистых агрегатов, корродирующих зерна пироксена, амфибола, биотита, иногда выделяется в тонких прожилках, рассекающих минералы. Почти постоянно мелкие выделения граната встречаются в составе реакционных кайм вокруг цветных минералов. Гранат является постоянным, иногда главным минералом контактово-реакционных пород и скарнов. Непостоянна и окраска граната: желтовато-бурая, темно-бурая, коричневатая, часто зональная в пределах

Т а б л и ц а 1. Распределение микроэлементов (в г/т) в аксессуарных минералах пород щелочной основной ассоциации

Порода	Петрогенные				Группа железа			
	Be	Sr	Ba	Ga	Ti	Mn	Ni	V
Гранат								
Габбро-пегматит	—	800	100	20	5000	5000	—	80
”	—	500	50	20	5000	8000	5000	20
Плагиоклазит	—	500	100	20	5000	5000	—	50
”	—	500	50	20	10000	8000	10	20
”	—	200	80	30	5000	5000	—	50
Мельтейгит	—	800	200	20	5000	10000	—	50
Ийолит	—	500	100	20	5000	—	—	—
”	—	200	50	20	3000	8000	5000	50
Уртит	—	500	80	20	2000	8000	10	50
Ийолит	1	200	200	20	20000	5000	—	50
Ийолит-пегматит	—	200	100	20	5000	5000	—	50
Скарн	2	800	100	50	20000	5000	—	50
”	2	500	50	30	20000	5000	10	—
Апатит								
Габбро	—	2000	80	—	50	500	—	—
Нефелинизированное габбро	2	8000	200	50	300	100	—	10
Ийолит-пегматит	—	8000	200	20	200	200	—	20
Метасоматит	—	2000	500	—	2000	500	—	—
Сульфиды								
Уртит	—	—	50	8	500	500	200	20
”	2	—	100	5	800	500	200	20
Ийолит-пегматит	2	—	100	8	2000	200	200	20
Титаномагнетит								
Щелочной скарн	—	—	200	20	2000	2000	10	100
Тералит	—	500	500	30	20000	5000	20	50
”	—	—	—	—	50000	—	—	—
”	—	500	500	20	50000	20000	20	80
”	—	—	—	—	80000	—	—	—
Уртит	—	—	200	10	80000	50000	—	100

отдельных зерен с более темным ядром и светлыми краями. Показатели преломления граната колеблются в довольно широких пределах: в гранате из уррита — 1,775–1,827 (содержание андрадитового минала — 27–61%); из ийолита — 1,770–1,804 (20–49,9%); из метасоматической контактово-реакционной пироксен-кальцит-гранатовой породы — 1,825; из скарна — 1,799–1,810.

Группа железа			Рудные металлические				Редкие			
Co	Cr	Pb	Sn	Mo	Zn	Cu	Zr	Nb	P.З.Э + Y	
									Y	Ce + La
Гранат										
—	—	—	—	2	—	80	—	20	200	20
200	—	—	—	—	—	100	—	20	800	20
—	—	—	—	2	—	—	200	20	200	20
—	—	—	—	—	80	20	500	20	300	—
—	—	10	—	2	100	50	500	20	200	—
—	—	10	—	5	—	80	100	20	500	20
—	—	10	5	2	—	20	100	—	—	—
10	—	—	—	—	80	8	200	20	200	20
—	—	—	—	—	—	80	800	20	200	20
—	—	10	—	5	—	10	500	20	20	—
—	—	—	—	5	—	20	80	20	80	50
—	—	—	8	—	—	200	200	20	200	—
—	—	10	8	5	—	500	200	20	500	—
Апатит										
—	—	20	—	—	—	20	—	—	5000	700
—	10	10	—	5	—	10	—	20	—	50
—	10	10	—	—	—	10	—	20	500	500
—	—	20	—	5	—	20	—	50	500	2000
Сульфиды										
500	—	—	—	20	200	1000	—	—	—	—
500	—	20	20	—	800	2000	—	—	—	—
500	—	80	—	20	300	2000	—	—	—	—
Титаномагнетит										
10	—	—	—	20	800	50	—	—	—	—
50	—	10	—	10	200	50	—	20	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
80	—	—	—	5	200	100	—	20	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	10	8	—	200	50	—	300	—	—

Как уже упоминалось, гранат в некоторых породах может рассматриваться наряду с пироксеном и нефелином как породообразующий магматический минерал.

Гранат как первичный породообразующий минерал известен и в других породах, таких, как святоноситы. Встречаются гранаты и в виде вкрапленников в вулканических породах. Возможность образования граната из

Т а б л и ц а 2. Химический состав (в мас.%) гранатов из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья

Компоненты	Из уртитов Мухальского массива							
SiO ₂	37,18	36,16	37,01	36,72	38,52	37,20	39,33	
TiO ₂	1,62	1,33	1,11	1,30	2,36	0,81	1,10	
Al ₂ O ₃	9,23	9,08	8,84	8,50	8,07	10,49	10,94	
Fe ₂ O ₃								
FeO	16,66	17,08	17,57	17,57	17,47	16,78	16,49	
MnO	0,48	0,51	0,55	0,49	0,46	0,73	0,68	
MgO	0,35	0,30	0,30	0,35	0,40	0,35	0,39	
CaO	33,84	34,46	34,59	34,80	33,20	33,17	30,76	
Na ₂ O	0,38	0,29	0,34	0,14	0,29	0,09	0,26	
K ₂ O	0,05	0,04	0,03	0,03	0,06	0,02	0,03	
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,24	0,05	
Сумма	99,81	99,29	100,39	100,09	100,87	99,88	100,04	
Si	2,94	2,88	2,92	2,78	2,95	2,98	3,10	
Ti	0,10	0,08	0,07	0,07	0,14	0,05	0,07	
Al	0,86	0,85	0,82	0,75	0,72	0,99	1,02	
Fe ⁺³	1,04	1,11	1,13	0,99	1,14	1,12	0,89	
Fe ⁺²	0,05	0,03	0,03	0,13	0,04	0,12	0,20	
Mn	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	
Mg	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	
Ca	2,86	2,94	2,92	2,82	2,88	2,76	2,60	
Na	0,06	0,05	0,05	0,02	0,05	0,01	0,02	
K								
Сумма	7,99	8,00	8,00	7,99	8,00	7,96	8,00	
Гроссуляр	38,9	39,2	37,2	36,0	32,0	39,25	41,33	
Андрадит	56,8	58,0	59,4	57,2	60,0	52,68	48,38	
Пироп	1,0	0,98	0,99	0,99	1,6	1,65	1,61	
Альмандин	2,0	0,98	0,99	0,97	1,2	4,75	7,25	
Спессартин	1,0	0,98	0,99	0,97	1,0	1,65	1,61	

Аналитик Н.В. Тронева.

П р и м е ч а н и е. Анализы по материалам автора выполнены в рентгеноструктурной лаборатории ИГЕМ.

расплава подтверждена экспериментально [2]. Однако объем магматического граната в породах щелочной основной ассоциации резко уступает метасоматическому гранату (второй генерации). Последний активно проявлен в контактово-реакционных образованиях (контакт уртитов и габбро с карбонатными породами и при замещении главных минералов всех пород щелочно-основной ассоциации).

Состав, коэффициенты химических формул гранатов и их главные минералы приведены в табл. 2, из которой видно, что они относятся к ряду гроссуляр-андрадит (рис. 1).

Характерной особенностью состава гранатов из пород щелочной ассоциации является постоянное наличие в них щелочей. Поскольку анализы граната выполнялись точечным рентгено-структурным методом, а не по монофракциям, вероятность загрязнения микровключениями щелочных минералов (нефелин, микроклин, биотит) исключается.

Из уртитов Мухальского массива	Нижнебурульдайский массив							
	из пироксенитов				из уртитов			
39,02	39,98	37,27	39,19	38,80	39,00	39,35	39,01	40,35
0,75	1,05	1,03	0,02	1,07	0,88	0,79	0,88	0,71
10,77	10,67	10,43	17,38	10,60	11,27	10,92	11,51	11,84
—	—	—	—	—	—	—	—	—
15,99	15,86	16,02	15,54	14,55	14,68	14,98	14,80	14,57
He опр.	He опр.	He опр.	0,42	0,51	0,51	0,62	0,60	0,54
0,32	0,34	0,36	0,19	0,45	0,33	0,42	0,36	0,35
32,62	32,73	33,31	26,23	33,12	23,69	33,07	33,58	33,19
0,22	0,24	0,11	0,29	0,15	0,21	0,13	0,25	0,15
0,03	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	He обн.	0,01	He обн.
He опр.	He опр.	He опр.	0,22	0,05	0,02	0,14	0,02	0,02
99,71	99,90	98,54	99,49	99,31	100,61	100,42	101,02	100,72
3,07	3,11	2,97	2,92	3,07	3,09	3,13	3,12	3,11
0,05	0,06	0,06	—	0,07	0,05	0,04	0,05	0,04
1,00	0,98	0,98	1,53	0,99	1,03	1,00	1,03	1,08
0,88	0,85	1,01	0,53	0,87	0,85	0,09	0,80	0,75
0,18	0,18	0,06	0,76	0,09	0,10	0,88	0,14	0,19
—	—	—	0,03	0,03	0,03	0,09	0,04	0,03
0,03	0,04	0,04	0,02	0,05	0,03	0,05	0,04	0,04
2,76	2,73	2,85	2,17	2,81	2,79	2,75	2,74	2,74
0,03	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02
—	0,01	—	—	—	—	—	—	—
8,00	8,00	7,99	7,99	8,00	8,00	8,05	8,00	8,00
41,50	37,73	44,7	48,0	37,73	47,76	43,61	46,95	48,00
51,36	53,65	52,4	26,0	53,65	46,72	47,76	45,46	42,28
1,00	1,5	1,2	0,05	1,65	1,0	1,76	1,38	1,30
6,55	7,0	1,9	25,0	3,1	3,42	3,11	4,9	6,6
—	—	—	1,0	1,0	1,0	3,11	1,38	1,0

При сопоставлении состава граната из разных пород магматических серий по соотношению щелочей выявилось, что в гранатах из фойяитов — наиболее поздних дифференциатов — сумма щелочей больше, чем в гранатах из уррита, ийолита и мельтейгита.

Обнаружилась определенная зависимость также по соотношению глинозема и кальция (рис. 2) в разных породах, а именно в гранате из высококальциевых пород (пироксенит, ийолит, мельтейгит, уррит) кальция меньше, чем в гранате из фойяита, и в то же время в гранатах из высокоглиноземистых пород уртитов, и особенно фойяитов, глинозема значительно меньше.

Весьма характерно, что в гранатах почти всех пород ассоциации содержится титан, хотя его содержание весьма изменчиво и колеблется от 0,02 до 1,3%. Например, в гранате из уррита Мухальского массива его в два и три раза больше, чем в гранате из тех же пород Нижне-Бурульдайского

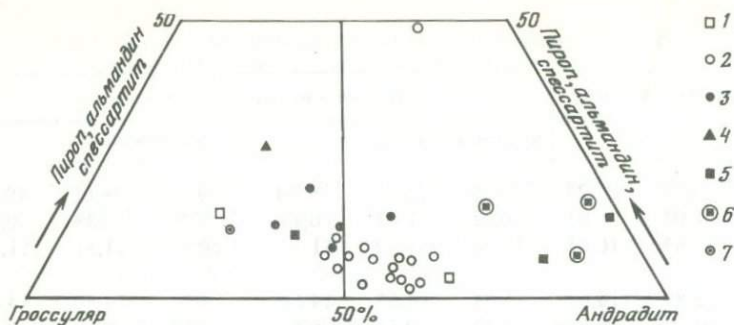


Рис. 1. Положение гранатов из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья на диаграмме миналов: гроссуляр-андрадит-пироп, альмандин, спессартит

Гранаты из: 1 — мельтейгита, 2 — уррита, 3 — ийолита, 4 — пироксенита, 5 — фойяита, 6 — сыннырита, 7 — габбро

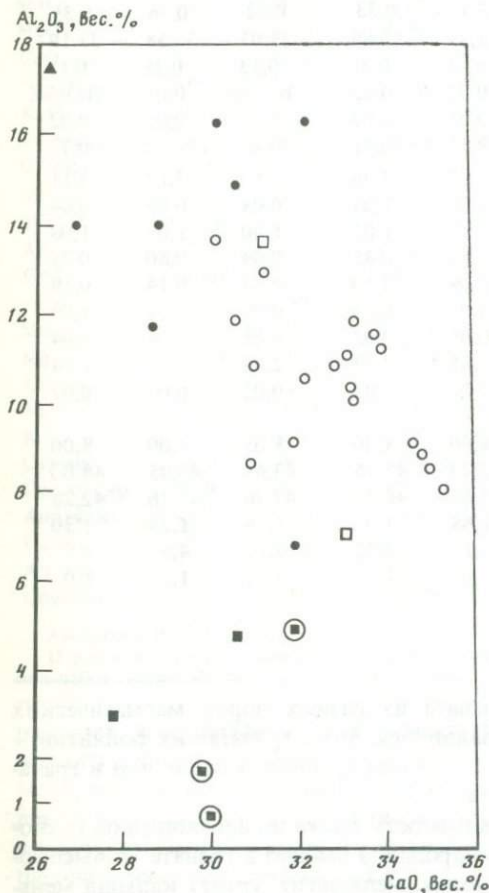


Рис. 2. Соотношение глинозема и кальция в гранатах из различных пород ассоциации
Условные обозначения см. рис. 1

массива, а в гранате из пироксенита титан практически отсутствует. Однако при сопоставлении средних значений TiO_2 в гранатах из пород эволюционных магматических серий [1,3] выявилось, что содержание его в гранатах возрастает к концу магматического процесса в таком направлении: в гранате из пироксенита — 0,2%, из субщелочного габбро — 0,75, из мельтейгита — 1,28, из ийолита — 1,05, из уррита — 1,12, из фойяита — 3,30%. То есть

роль титана резко возрастает в гранатах к концу магматического процесса и именно в тех породах, в которых этот элемент очень ограничен. Весьма существенно, что более высокое содержание TiO_2 (до 3,97%) обнаруживается в гранатах из метасоматических гранат-кальцит-амфиболовых пород, возникающих в эндоконтакте уртитового тела с известняками (Мухальский массив). Наиболее характерны в гранатах такие элементы, как Sr, Ga, Ti, Mn, Zr, Y (см. табл. 1). По сравнению с другими аксессуарными минералами в гранатах практически отсутствуют Be, Co, Cr, Sn. Весьма существенно, что в гранатах почти всех пород магматических серий присутствуют в заметных количествах (иногда до 500 г/т) Zr, а в некоторых — Y (до 500—800 г/т).

Рудные минералы широко распространены в породах щелочно-основных ассоциаций рассматриваемой провинции и представлены сульфидами, титаномагнетитом и ильменитом. Состав и форма выделения рудных минералов изучалась в полированных шлифах (аншлифах), а характер их распределения в породе — в прозрачных шлифах и макроскопически — в керне и штуфах.

Среди сульфидов преобладают пирротин, халькопирит и пирит. Форма их выделений чаще всего вкрапленная, прожилковая и струйчатая. Любопытно, что сульфиды реже и в незначительных количествах присутствуют в породах наиболее ранних магматических фаз — субщелочном габбро (пироксените) и тералите, где преобладает титаномагнетит, в то же время в урритах, ийолитах и ийолит-урритах они являются существенной составной частью.

Сульфиды чаще всего рассеяны в породах в виде мелких изометричных зерен или их скоплений, образующих отдельные гнезда размером 3×5 мм или прожилков до 5 мм. В результате просмотра керна щелочных и сопутствующих пород Мухальского и Нижне-Бурульзайского массивов выявилась определенная приуроченность концентрации сульфидов к контактово-реакционным зонам. Так, больше всего в виде крупных выделений сульфиды присутствуют в эндоконтакте интрузии уртитов с известняками, а также в экзокарнах и зонах разгнейсования. В магматических же породах — в урритах, ийолит-урритах и ийолитах — сульфиды распространены более или менее равномерно, и как правило, в виде мелкой рассеянной вкрапленности. В полированных шлифах структура руд неравномерная, псевдосидеритовая, обусловленная почти повсеместным выполнением интерстиций и жилок. Текстура преобладает прожилково-вкрапленная и пятнистая.

Пирротин преобладает над другими сульфидами, образуя мелкую вкрапленность, прерывистые микрожилки, гнезда и неправильные шпировидные выделения. Для пирротина характерно замещение более поздним пиритом второй генерации в виде гроздевидных и концентрически-слоистых агрегатов. Зерна пирротина, расположенные в интерстициях цветных минералов и нефелина часто подвержены более интенсивному изменению.

Новообразования пирита или пирит-марказита четко фиксируются в различных частях массива (в приповерхностных и глубинных) и их следует рассматривать как процесс начинающегося окисления, тем более, что оно происходило в местах обильной трещиноватости, которая создавала для этого благоприятную обстановку.

Пирит магматический (I генерация) встречается в виде кубических вкрапленников с правильными кристаллографическими очертаниями. Иногда кубики раздроблены. Поздний пирит выделяется в виде очень мелких выделений по зальбандам пострудных кальцитовых прожилков, глянцевым образом среди темноцветных минералов.

Халькопирит — один из распространенных минералов среди сульфидов и вообще рудных минералов. Он встречается почти повсеместно в уртитях, но количественно резко уступает пирротину и пириту, образует мелкие (от долей мм до 0,3—0,6 мм) включения в раннем пирите и пирротине или нарастает на гранях крупных кристаллов нефелина. По времени выделения халькопирит следует за пирротинном.

Сфалерит — редкий рудный минерал. Он образует мелкие зерна (0,3 мм) неправильной формы, содержит включения титаномагнетита и ильменита, которые постоянно присутствуют в субщелочных габбро и пироксенитах, в различных скарнах и во вмещающих известняках, а также иногда незначительное количество эмульсионных включений халькопирита.

В полированных шлифах выявилось неравномерное распределение титаномагнетита и ильменита, приуроченность их к цветным минералам и поздним метасоматическим образованиям. Эти рудные минералы образуют чаще всего мелкую и редкую вкрапленность, а также микропрожилковые выделения и сплошные мелкозернистые агрегаты размером до нескольких сантиметров в поперечнике.

Титаномагнетит хотя и более редкий аксессуарный минерал, но встречается повсеместно как в породах различных частей массива, так и на разных глубинах. Он образует зерна изометричной и субизометричной формы размером от десятых долей до нескольких миллиметров, а иногда сростки до 1,5 см. В титаномагнетите постоянно включен ильменит (от 5 до 20%) как продукт распада твердого раствора.

Ильменит образует пластинки, иглы, линзочки, ориентированные в различных направлениях, четко фиксируемые благодаря двуотражению и сильной анизотропии; встречаются и самостоятельные единичные кристаллы и их сростки с правильными очертаниями. По ильмениту иногда развивается рутил в виде агрегатов неправильной формы, занимающих около 20% площади кристаллов. Он отличается более высоким рельефом, несколько большей отражательной способностью и бесцветными внутренними рефлексами. Титаномагнетит и ильменит в щелочных породах Мухальского и Нижне-Бурульзайского массивов более редки, чем сульфиды, а в породах Сайженского массива — наоборот, причем в них преобладает ильменит. Последний представлен отдельными изометричными пластинчатыми кристаллами или их сростками размером до 1 мм. Количество этого минерала в породе достигает иногда 2%, а по отношению ко всем рудным минералам в породах Сайженского массива он составляет 98%. Он образует также мирмекитовые вроски в титан-авгите размером до десятых долей до 1 мм.

Магнетит, как правило, вторичный минерал. Он тесно ассоциируется с ильменитом, являясь одним из продуктов распада твердого раствора, иногда частично замещается гематитом. Магнетит развивается также по сульфидам и по породообразующим цветным минералам.

В ассоциации с рудными минералами в породах щелочной основной ассоциации встречаются рутил, титанит, графит.

Рутил образует сростки зерен неправильной формы, шестоватые кристаллы и отдельные иглы. Он очень редкий аксессуарный минерал в щелочных породах.

Титанит встречается чаще, чем рутил, образует довольно крупные кристаллы клиновидной, ромбической или изометричной формы, часто трещиноват, размеры его колеблются от десятых долей миллиметра до 1 см и более. Титанита больше всего в скарированных урритах.

Графит в виде мелких чешуек и табличек (размер десятые доли миллиметра) встречается очень редко. Характеризуется очень сильной анизотропией и двуотражением, чешуйки часто изогнуты и растащены.

В целом предполагаемая схема последовательности выделения рудных аксессуарных минералов в породах щелочной основной ассоциации следующая: рутил+титанит → пирит (I генерации) → халькопирит → пирротин → пирит (II генерации) → магнетит → сфалерит. Характерным для рудных минералов являются структуры, связанные с распадом твердых растворов и замещением: субграфические (ильменит в титан-авгите), скелетные и реликтовые (пирит в магнетите), решетчатые (ильменит в магнетите). Вторичные изменения в основном проявлены следующим образом: пирротин замещается пиритом, по пириту развиваются магнетит и лимонит, а по магнетиту — мартит.

В заключение следует подчеркнуть, что состав аксессуарных, как и главных минералов, влияет на результат технологической переработки, а следовательно, имеет большое значение при оценке нефелиновых руд.

Например, сера относится к той группе элементов, которые оказывают отрицательное влияние на качество производимой продукции (глинозем, содопродукт). В то же время она является одной из главных составных частей сульфидов (пирита, халькопирита, пирротина), количество которых в уртите составляет в среднем около 2%. Технологические показатели ухудшает также присутствие титана, содержащегося в основном в титаномагнетите и ильмените, хотя их содержание в урритах невелико (менее одного процента). Присутствие в нефелиновых рудах аксессуарного граната (от 0,1 до 8%), содержащего в качестве главных компонентов кальций, глинозем, а из микроэлементов — галлий, может благоприятным образом сказаться на качестве руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968.
2. Дир У., Хауи Р., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966.
3. Шаракишинов А.О. Петрография нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД НЕКОТОРЫХ МАССИВОВ ВИТИМСКОГО НАГОРЬЯ

С ассоциацией щелочных основных пород связаны известные месторождения богатых нефелиновых руд в Кузнецком Алатау, в Восточном Забайкалье, в Туве и Северной Монголии.

Главные породообразующие минералы щелочных пород (пироксен, амфибол, лепидомелан, оливин, нефелин, плагиоклаз, щелочной полевои шпат) будут рассмотрены на примере провинции Витимского нагорья (Восточное Забайкалье), с которым связаны Мухальское и Нижне-Бурульзайское месторождения глиноземного сырья*.

Сквозной минерал рассматриваемых щелочных пород — пироксен. Он присутствует в виде главного минерала во всех породах магматических серий, характерных для щелочной основной ассоциации пород, а именно в субщелочном оливиновом габбро (пироксените), тералите, уртите (ийолит-уртите, ийолите, мельтейгите, якупирангите) и фойяите.

Пироксен — один из ранних минералов кристаллизации пород. Он имеет бледно-фиолетовую или фиолетово-коричневатую, зеленую или зеленовато-бурую окраску, иногда зональный со слабым плеохроизмом. Свежий пироксен (титан-авгит) встречается в основном в породах ранних фаз щелочного основного магматизма — в субщелочном габбро и пироксените, в тералите, а в ийолитах, ийолит-уртитах, уртитах и фойяитах — в основном авгит и эгирин-авгит. По нему нередко развивается щелочная роговая обманка, а иногда и биотит, вследствие чего сохраняются лишь реликты пироксена. Нередко он замещается агрегатом вторичных минералов — граната, титанита, амфибола, рудного минерала и др. Оптические константы пироксена варьируют в следующих пределах: $N_g - 1,714-1,758$; $N_p - 1,688-1,734$; $+2V - 50-78$; $cNg - 34-60$.

Химический состав пироксенов из различных пород магматических серий щелочных основных пород приведен в табл. 1. По составу пироксены относятся к группе кальциевых пироксенов диоксид-геденбергитового изоморфного ряда. При этом в пироксенах из пород ранних магматических фаз, из субщелочного габбро и пироксенита, а также тералита, присутствует больше диоксидового минала, а в пироксенах из уртитов и фойяитов — больше геденбергитового минала.

На диаграмме Х. Хесса [7] пироксены из различных пород магматических серий располагаются в пределах полей: салита и ферросалита, фассаита и геденбергита (рис. 1). Причем пироксены в пироксенитах и ийолитах более магнезиальные (поле салита и фассаита), пироксены из пород повышенной щелочности — из тералитов, уртитов и фойяитов — более железистые (поля ферросалита и геденбергита).

Характерной особенностью пироксенов из пород щелочных основных серий является постоянное присутствие в них щелочей ($Na_2O - 0,5-2,5\%$;

*Акцессорные минералы (гранат, апатит, сульфиды, титаномагнетит и др.) охарактеризованы в другой статье данного сборника.

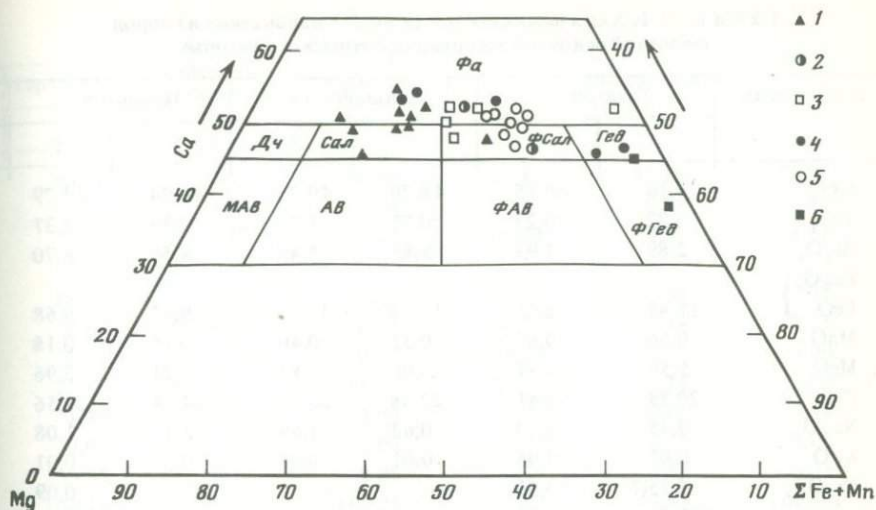


Рис. 1. Состав пироксенов на диаграмме Хесса из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья

Пироксены из: 1 - габбро-пироксенита, 2 - тералита, 3 - мельтейгита, 4 - ийолита, 5 - уррита, 6 - фоййита

K_2O - 0,01-0,08%) и глинозема (Al_2O_3 - 1,5-8%). Весьма интересно, что содержание калия мало меняется, тогда как содержание натрия варьирует довольно значительно (в пироксене из пироксенита Na_2O менее единицы, а из уррита и фоййита его более 3%). В то же время содержание глинозема в пироксенитах из высокоглиноземистых пород (уртит, фоййит) значительно меньше, чем в пироксенах из пироксенитов.

Пироксены из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья в отличие от пироксенов из аналогичных ассоциаций других регионов (Кузнецкий Алатау, Тува) менее титанистые (TiO_2 редко более 1%).

В составе пироксенов принимают участие элементы-примеси, среди которых характерные Ti, Mn, Ni, Co (табл. 2). Из петрогенных микроэлементов в пироксене больше чем в других породообразующих минералах Be, постоянно присутствуют Sr, Ba, Ga. Из редких и редкоземельных элементов в пироксене из урритов и фоййитов присутствуют Zr и Nb, в пироксене из других пород щелочных основных серий постоянной примесью является Y.

Амфибол как главный породообразующий минерал присутствует в таких породах, как уртит и фоййит, тогда как в субщелочном габбро, пироксените, ийолите, тералите он не дает самостоятельных образований, а развивается по пироксену в виде каймы и по трещинкам. Тем не менее он играет существенную роль в составе пород щелочной основной ассоциации. Оптические константы амфибола: N_g - 1,709-1,732; N_p - 1,688-1,710; $N_g - N_p$ - 0,008-0,028; cN_g - 12-26; $2V$ - 14-68; плеохроизм от темно-зеленого по N_g до желтовато-зеленого по N_p , иногда от темно-бурого по N_g до светло-желтого по N_p .

Химический состав амфибола приведен в табл. 3. Для определения типа амфибола была использована схема номенклатуры амфиболов в

Т а б л и ц а 1. Химический состав (в вес.%) пироксенов из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья

Компоненты	Уртитов		Мельтейгитов		Йюлитов	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	49,16	49,75	48,70	49,35	46,34	43,79
TiO ₂	0,22	0,23	0,75	1,57	2,30	2,37
Al ₂ O ₃	2,89	1,93	5,85	5,46	8,56	8,70
Fe ₂ O ₃ } FeO }	17,45	18,25	13,78	13,23	9,43	9,68
MnO	0,66	0,67	0,31	0,40	0,16	0,18
MgO	5,58	4,74	8,00	7,81	8,24	8,96
CaO	20,89	21,41	22,38	20,58	24,54	24,56
Na ₂ O	2,45	1,70	0,62	1,69	1,11	1,08
K ₂ O	0,07	0,06	0,01	0,05	0,03	0,01
Cr ₂ O ₃	1,35(?)	0,03	—	—	—	0,09
Сумма	100,71	99,29	100,41	100,12	100,79	99,42
Si	1,90	1,96	1,86	1,87	1,73	1,65
Ti	0,01	0,01	0,02	0,05	0,07	0,07
Al	0,13	0,09	0,26	0,25	0,38	0,39
Fe ³⁺	0,18	0,13	0,05	0,12	0,08	0,08
Fe ²⁺	0,39	0,47	0,39	0,30	0,21	0,23
Mn	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,32	0,28	0,45	0,44	0,46	0,50
Ca	0,87	0,91	0,91	0,83	0,98	0,99
Na	0,18	0,13	0,05	0,12	0,08	0,08
K	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
Сумма	4,00	4,00	4,00	3,99	4,00	4,00

Аналитик Н.В. Тронева.

П р и м е ч а н и е. Анализы по материалам автора выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 "Самса". Породы из массивов: 1-4 — Мухальского, 5-9 — Сайженского, 10-12 — Нижне-Бурульзайского.

зависимости от содержания в них Ca и Al [2], на которой амфиболы из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья располагаются в поле кальциевых амфиболов — баркевикита, гастингсита, паргасита, керсутита, чермакита.

На трехкомпонентной диаграмме Ca-Na + K-Al (рис. 2) амфиболы из различных пород щелочной основной ассоциации обособляются в соответствующие поля: Ca-Ga; Fe-Ga; Na-Fe-Ga. Видно, что кальциевый гастингсит (Ca-Ga) характерен для пород ранних интрузивных фаз — пироксенов и якупирангитов, железистый гастингсит (Fe-Ga) обычен в субщелочном габбро, тералитах, йюлитах и уртитях, а натриево-железистый гастингсит (Na-Fe-Ga) — в фойяитах.

Выявляется определенная зависимость при сопоставлении амфиболов по железистости (f') и щелочности. Так, например, кальциево-магнезиальный гастингсит (Ca-Mg-Ga) наименее щелочной: $(Na + K)/(Na + K + Ca) = 23-36$ и $f' = 39-56$. Он характерен для пород наиболее ранних фаз ще-

Тералитов	Габбро-пироксенов	Фойяитов	Пироксенов		
			7	8	9
48,71	47,24	50,86	47,43	49,15	50,76
0,68	1,16	0,24	0,44	0,38	0,44
3,73	6,14	1,47	5,43	4,30	4,13
18,22	10,11	24,25	12,32	11,84	11,38
0,64	0,24	0,95	0,30	0,34	0,35
5,68	9,21	0,63	8,92	9,27	9,90
21,15	24,17	18,67	23,09	23,51	23,71
1,98	0,44	3,09	0,85	0,64	0,58
0,06	—	0,03	0,01	0,03	0,03
0,33	0,10	0,06	0,25	0,15	0,05
101,18	99,82	100,24	99,03	99,63	101,35
1,87	1,81	1,98	1,82	1,87	1,89
0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01
0,17	0,28	0,07	0,24	0,19	0,18
0,15	0,03	0,23	0,06	0,05	0,05
0,43	0,30	0,62	0,33	0,33	0,31
0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01
0,32	0,52	0,04	0,51	0,53	0,55
0,87	0,99	0,78	0,95	0,96	0,95
0,15	0,03	0,23	0,07	0,05	0,05
Сл.	Сл.	Сл.	—	—	—
4,00	4,00	3,99	4,00	4,00	4,00

лочного основного магматизма, для субщелочного габбро и пироксенов; кальциевый гастингсит (Ca-Ga) при той же щелочности (26-39) имеет более высокую железистость ($f' = 79-83$) и характерен для высококальциевых пород — якупирангита, мельтейгита, йюлита, тералита. Гастингсит (Ga) с довольно высокой щелочностью (42-46) и железистостью ($f' = 77-88$) обычен для высокощелочных пород — уррита и лейкотералита; в то же время натриевый феррогастингсит (Na-Fe-Ga) с наиболее высокой щелочностью (43-62) и железистостью (92-96) присущ фойяитам.

Учитывая столь переменный состав гастингсита из разных пород магматических серий интересно было определить коэффициенты его изоморфизма. Для этого использовались соответствующие диаграммы для кальциевых амфиболов [4], где были показаны колебания составов кальциевых амфиболов в изоморфных сериях, отражающих три типа изоморфизма, выраженных в виде следующих коэффициентов:

$$1. Si \rightarrow Al^{3+}; a_{Si} = (Al_{IV} + Ti_{IV}) / (Al_{IV} + Ti_{IV} + Si_{IV}) \cdot 100;$$

Т а б л и ц а 2. Распределение (в г/т) микроэлементов в минералах пород щелочной основной ассоциации

Порода	Петрогенные				Группы железа			
	Be	Sr	Ba	Ga	Ti	Mn	Ni	V
Нефелин								
Мельтейгит	2	5000	200	50	8	50	—	20
Ийолит-пегматит	2	500	80	20	80	8	—	—
Ийолит	2	2000	1000	50	100	20	—	20
Фойяит	2	5000	2000	80	200	20	—	20
Полевой шпат								
Уртит	2	1000	200	30	80	50	—	5
Пироксен								
Тералит	5	200	80	50	50000	3000	80	500
Уртит	5	500	200	50	10000	8000	10	80
Фойяит	8	800	200	50	10000	2000	10	50
Амфибол								
Габбро	1	200	500	80	10000	8000	20	50
Тералит	1	800	200	50	10000	3000	20	20
	1	500	200	30	10000	8000	20	50
Лепидомелан								
Ийолит-уртит	2	200	5000	50	50000	10000	20	50
Ийолит-пегматит	—	300	1000	80	20000	3000	10	200
Уртит	2	200	800	30	10000—80000	3000	10	20

2. $(Mg, Fe)^{2+} \rightarrow (Al, Fe)^{3+}$ (или Ti);

$$a_{VI}^{3+} = (Al_{IV} + Ti + Fe^{3+}) / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al_{IV} + Ti + Mn) \cdot 100;$$

3. $Ca^{2+} \rightarrow (Na, K)^+$; $a_{Ca} = (Na + K) / (Na + K + Ca) \cdot 100$.

Амфиболы (табл. 4) по коэффициентам изоморфизма отвечают гастингситу и керсутиту. Интересно, что в гастингситах из уртитов, фойяитов и лейкотералитов коэффициент a_{Ca} наиболее высокий (39–61). С.П. Кориковский [4] подобный случай объясняет тем, что идет замещение Si → Al и параллельно — $Ca^{2+} \rightarrow (Na, K)^+$ до величины a_{Ca} большей по значению, чем в нормальном гастингситах (33,3). Он считает, что в этом случае должен существовать новый минерал — натрогастингсит, в котором коэффициенты изоморфизма несколько меняются: $a_{Si} = 31,3$; $a_{VI}^{3+} = 40,0$; $a_{Ca} = 50,0$.

На соответствующих диаграммах (рис. 3, а, б), где показаны основные минералы, четко выделяются парагенетические типы амфиболов для каждо-

Группа железа	Рудные металлические						Редкие				
	Co	Cr	Pb	Sn	Mo	Zn	Cu	Zr	Nb	P.З.Э. + Y	
										Y	Ce + La
Нефелин											
—	—	5	—	—	—	50	—	10	—	—	20
—	—	20	—	5	—	2	—	20	—	—	—
—	10	5	—	—	—	20	—	10	—	—	20
—	—	5	—	—	—	80	—	10	—	—	20
—	20	5	—	5	—	50	—	10	—	—	20
Полевой шпат											
—	—	10	—	—	80	10	—	20	—	—	50
Пироксен											
80	—	50	—	—	200	200	200	20	20	—	—
10	—	10	8	10	200	50	1000	100	20	—	—
10	—	10	10	20	200	20	800	50	50	—	—
Амфибол											
20	—	5	—	8	300	50	300	20	—	—	—
50	—	10	—	—	100	20	200	20	—	—	—
80	—	10	—	—	200	80	200	50	50	—	—
Лепидомелан											
20	—	10	—	5	500	50	100	200	—	—	—
10	20	5	5	2	300	50	50	50	—	—	—
10	—	—	—	3	500	—	20	100	—	—	—

го вида породы в пределах магматических серий: пироксенит → субщелочное габбро → тералит → якупирангит → мельтейгит → ийолит → уртит → фойяит. Совершенно очевидно, что по мере возрастания щелочей в породе, в амфиболе соответственно увеличивается степень замещения Si → Al (возрастает a_{Si}), усиливается замещение Ca → (Na, K) (возрастает a_{Ca}) и увеличивается замещение двухвалентных металлов (Mg, Fe) трехвалентными $(Al, Fe)^{3+}$ (возрастает a_{VI}^{3+}). Этим объясняется то, что амфиболы из уртитов и фойяитов, наиболее щелочных пород, представлены натрогастингситом с наиболее высоким коэффициентом изоморфизма ($a_{Ca} = 39-61$). В то же время амфиболы в субщелочных и менее щелочных породах магматических серий, таких, как пироксениты, якупирангиты, тералиты и ийолиты, представлены нормальным кальциевым гастингситом, т. е. отчетливо выявляется прямая зависимость состава амфибола от состава породы, в которой он образуется. Видно, что для минерала натрогастингсита

Т а б л и ц а 3. Химический состав (в мас.%) амфиболов

Компоненты	Пироксени- тов	Ийолитов	Фойяитов	Гералитов	
	1	2	3	4	5
SiO ₂	39,72	41,02	39,87	39,69	42,22
TiO ₂	2,97	2,57	0,35	0,14	0,73
Al ₂ O ₃	16,81	13,90	10,14	12,85	10,66
Fe ₂ O ₃	16,85	15,82	31,68	26,06	27,63
FeO					
MnO	0,22	0,20	0,89	0,67	—
MgO	8,92	8,95	0,76	3,15	3,93
CaO	12,14	12,19	9,82	10,93	11,43
Na ₂ O	3,28	4,07	4,11	4,54	2,35
K ₂ O	0,72	0,97	2,52	1,16	0,96
Cr ₂ O ₃	0,20	0,13	0,09	0,16	—
Сумма	101,83	99,79	100,22	99,34	99,91
Si	5,78	7,69	6,44	6,30	6,52
Ti	0,32	0,29	0,05	0,02	0,08
Al	2,87	1,66	1,93	2,40	1,94
Fe ³⁺	0,93	0,36	1,28	1,40	0,70
Fe ²⁺	1,13	0,95	2,99	2,08	2,86
Mn	0,03	0,02	0,13	0,09	—
Mg	1,93	2,03	0,18	0,74	0,90
Ca	1,90	1,36	1,70	1,76	1,89
Na	0,93	0,36	1,28	1,40	0,71
K	0,12	0,01	0,52	0,24	0,19
a ^{VI}	38	45	34	42	14
a ^{Si}	30	10	20	21	19
a ^{Ca}	35	7	51	46	32
f ¹⁰⁰	51	39	96	82	79
Na ₂ O/Na ₂ O + + K ₂ O + CaO	36	23	51	46	34

Аналитик Н.В. Тронева (1–13).

Примечание. Анализы 1–13, по материалам автора, выполнены в рентгено-спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46 "Самеса"; 14–18 – по А.О. Шаракшинову [6]. Породы из массивов: 1–5 – Сайженского, 6–15 – Мухальского, 16–18 – Нижне-Бурульзайского.

характерна наиболее высокая степень замещения Si → Al, и в то же время – резкое повышение содержания щелочей. Этот минал является существенной составной частью амфибола фойяитов, лейкогералитов и уртитов – пород, обогащенных щелочами и недосыщенных кремнеземом.

Амфиболы из пород щелочной основной серии Витимского нагорья довольно близки по составу к амфиболам из пород аналогичной ассоциации Кузнецкого Алатау [1]. Однако для амфиболов, как и для пироксенов Витимской провинции, характерны более низкие содержания титана.

В составе амфиболов участвуют микроэлементы, среди которых ведущими, как и в пироксенах, являются элементы группы железа (V, Со и др.). Из петрогенных элементов для них характерны Ва, Ga, Sr, постоян-

Уртитов							
6	7	8	9	10	11	12	13
38,02	39,57	39,54	37,67	38,82	40,26	38,48	38,37
1,13	0,69	1,15	1,01	1,09	1,11	1,11	1,04
13,47	13,77	13,43	15,00	13,87	13,45	13,87	13,77
25,45	23,92	25,35	26,96	27,28	27,05	27,67	27,82
0,56	0,57	0,61	0,64	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
4,04	5,52	4,17	2,03	2,36	2,48	2,65	2,78
10,95	11,25	11,21	9,97	11,36	11,50	11,76	12,01
3,22	3,55	2,77	3,01	2,37	2,79	2,89	2,85
2,48	2,70	2,66	2,71	2,71	2,87	2,80	2,84
0,13	0,02	0,16	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
99,44	101,56	101,05	99,07	99,86	99,51	101,33	101,47
6,00	6,06	6,09	5,97	6,14	6,30	6,05	6,03
0,13	0,08	0,14	0,12	0,13	0,13	0,13	0,12
2,49	2,48	2,43	2,79	2,58	2,47	2,57	2,54
0,99	1,05	0,82	0,91	0,73	0,84	0,88	0,87
2,37	2,01	2,44	2,65	2,87	2,69	2,74	2,78
0,07	0,07	0,07	0,09	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
0,95	1,25	0,95	0,47	0,55	0,57	0,62	0,65
1,85	1,85	1,85	1,69	1,92	1,93	1,93	2,02
0,99	1,05	0,82	0,91	0,73	0,84	0,89	0,87
0,50	0,53	0,53	0,55	0,52	0,58	0,57	0,57
29	59	30	35	31	33	32	31
28	29	24	26	24	23	25	25
44	46	42	48	39	42	59	41
78	71	77	88	86	86	85	84
45	46	42	46	39	42	42	42

но присутствуют Zn и Cu. Заметные содержания в амфиболах всех пород магматических серий (г/г) Zr (200–300) и Nb (20–50).

Лепидомелан не является главным породообразующим минералом, так как он чаще всего образует псевдоморфозы по пироксену и амфиболу. Однако его роль в составе пород щелочных основных серий Витимского нагорья значительна, а в отдельных видах (уртиты Мухальского массива и конгресситы Сайженского массива) наряду с нефелином он выполняет роль главного породообразующего минерала. Нередко мелкочешуйчатые образования слюды совместно с поздними вторичными выделениями граната, кальцита, микроклина, сульфидов и других минералов полностью замещают пироксен и амфибол.

Таблица 3 (окончание)

Компоненты	Ийолитов	Уртитов	Якупирангитов	Мельтейгитов	Ийолитов
	14	15	16	17	18
SiO ₂	38,62	35,70	35,80	36,05	34,92
TiO ₂	1,50	1,92	0,70	0,67	0,64
Al ₂ O ₃	12,94	12,84	16,49	15,03	14,55
Fe ₂ O ₃	7,15	8,57	6,82	9,94	11,65
FeO	17,87	19,66	20,69	19,80	17,50
MnO	0,47	0,84	—	0,49	0,65
MgO	5,00	2,71	2,77	0,60	3,07
CaO	10,84	13,04	12,21	13,79	12,14
Na ₂ O	2,32	1,84	2,30	2,11	2,12
K ₂ O	2,52	2,17	1,35	1,47	1,40
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
Сумма	100,08	99,74	99,45	100,05	99,44
Si	6,11	5,84	5,79	5,89	5,65
Ti	0,18	0,24	0,09	0,09	0,08
Al	2,37	2,48	3,15	2,89	2,76
Fe ³⁺	0,88	1,06	0,84	1,21	1,42
Fe ²⁺	2,37	2,69	2,8	2,71	2,37
Mn	0,07	0,12	—	0,07	0,09
Mg	1,18	0,66	0,66	0,15	0,74
Ca	1,85	2,29	2,13	2,11	2,11
Na	0,70	0,59	0,72	0,67	0,66
K	0,50	0,45	0,27	0,31	0,29
a ³⁺ VI	35	41	37	37	31
a ^{Si}	28	27	30	25	29
a ^{Ca}	31	28	31	39	31
f ^t · 100	83	96	81	71	83
Na ₂ O/Na ₂ O + + K ₂ O + CaO	42	29	31	39	31

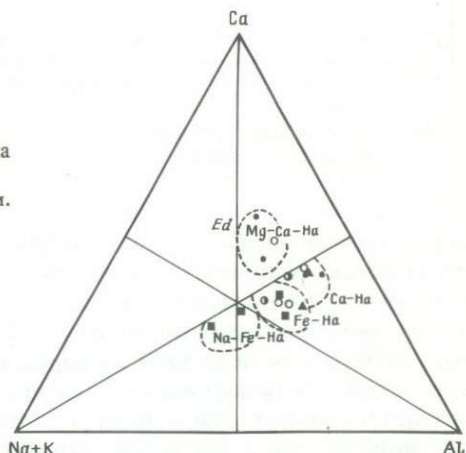
Таблица 4. Коэффициенты изоморфизма в кальциевых амфиболах из пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья

Порода	a ^{Si}	a ³⁺ VI	a ^{Ca}	Типы амфибола по С.П. Ко-риковскому	a ^{Si}	a ³⁺ VI	a ^{Ca}
Пироксенит	30	30	35	Гастингсит	25	20	33,3
Якупирангит	28	35	31	Керсутит	25	20	33,3
Мельтейгит	27	41	28	Чермакит	25	40	0
Ийолит	10–30	25–45	39	Эденит	12,5	40	33,3
Лейкотералит	21	42	46	Тремолит	0	0	0
Уртит	23–31	25–33	39–48	Глаукофан-рибекит	0	40	100
Фойяит	20–27	22–37	44–61				

Химические составы лепидомелана из ийолит-уртита Мухальского массива (аналитик С.А. Горбачева) и из слюдита Сайженского массива [3] (мас.%): SiO_2 — 32,98; TiO_2 — 3,02; Al_2O_3 — 13,35; Fe_2O_3 — 11,83; FeO — 21,51; MnO — 0,59; MgO — 2,25; CaO — 3,73; Na_2O — 0,81; K_2O — 7,35; H_2O^+ — 2,33; H_2O^- — 0,12; F — 0,21; Cl — 0,03; P_2O_5 — 0,0; CO_2 — 0,00; Li_2O — 0,029; Rb_2O — 0,067; Cs_2O — 0,002; S — 0,08; Σ — 100,20.

SiO_2 — 34,68; TiO_2 — 2,75; Al_2O_3 — 13,44; Fe_2O_3 — 7,05; FeO — 22,63; MnO — 0,11; MgO — 7,40; CaO — 0,01; Na_2O — 1,02; K_2O — 8,44; H_2O^+ — 3,27; H_2O^- — 0,0; F — 0,0; Cl — 0,00; P_2O_5 — 0,01; CO_2 — 0,24; Σ — 101,05.

Рис. 2. Состав амфиболов на диаграмме Ca—Na + K—Al
Условные обозначения см. рис. 1



В лепидомелане содержатся микроэлементы, из которых наиболее характерны Ba, Ga, Ti, Mn, V, Nb, второстепенную роль играют Be, Sr, Ni, Co, Cr, Pb, Sn, Mo, Cu, Zr.

Оливин — наиболее редкий породообразующий минерал. В значительных количествах (до 10%) он присутствует лишь в субщелочном габбро и в лейкотералитах. По составу минерал отвечает феррогортонолиту, имеет слабо желтоватую окраску, выделяется в виде мелких округлых зерен; чаще — свежий, иногда замещен рудной сыпью или серпентином.

Нефелин — главный породообразующий минерал щелочных пород Витимского нагорья. В урритах и ийолит-урритах нефелин преобладает и составляет 70–90% объема породы, в ийолитах его содержится 40%, в мельтейгитах и якупирангитах — 5–15%. В этих породах, кроме нефелина, присутствует еще либо пироксен, либо амфибол, либо лепидомелан. В тералитах и лейкотералитах нефелина — 20–60%, к нему присоединяется, кроме пироксена, еще основной плагиоклаз, в фойяитах — калиевый полевой шпат.

В большинстве щелочных пород нефелин кристаллизуется первым, имеет квадратные или шестигранные очертания, идиоморфен по отношению к пироксену, плагиоклазу и микроклину. В мельтейгитах, якупирангитах, тералитах он выделяется позднее пироксенов, заполняя промежутки между ними. Иногда нефелин бывает засорен микровключениями игольчатого пироксена, но чаще он совершенно свежий, прозрачный. По нефелину развивается канкринит, содалит, цеолиты, шпреуштейн.

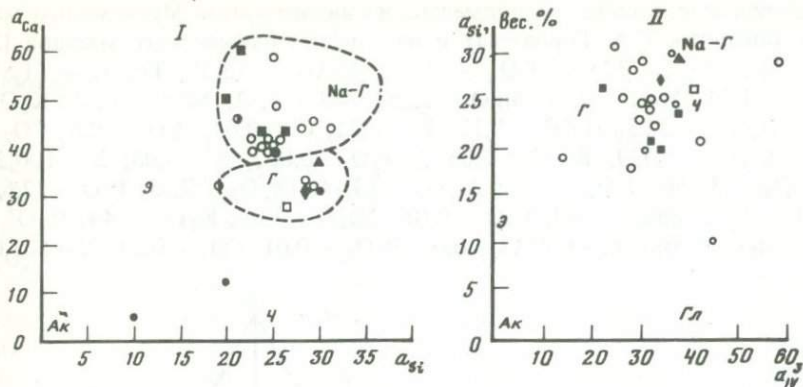


Рис. 3. Состав амфиболов на диаграммах $a_{Ca}-a_{Si}$ (I) и $a_{VI}^{+3}-a_{Si}$ (II)
Условные обозначения см. рис. 1

Макроскопически нефелин имеет зеленоватую или сероватую окраску и жирный блеск, раковистый излом. Вследствие выветривания он легко выщелачивается, покрывается голубоватой пленкой, и нефелиновые породы приобретают характерную ноздреватую поверхность.

Химический состав нефелинов из пород щелочной основной ассоциации приведен в табл. 5. Весьма характерно, что состав нефелина в различных породах непостоянен, в нем меняются соотношения кальсилитовой, анортитовой, нефелиновой и кварцевой составляющих (рис. 4). При этом обнаруживается определенная зависимость состава нефелина от состава содержащей его породы. Так, например, в нефелине из тералита, породе щелочной основной, больше всего анортитовой составляющей, тогда как в нефелине из фойяита, породе содержащей наибольшее количество кремнезема, возрастает роль кварцевой составляющей, в то же время максимальное содержание нефелиновой составляющей находится в нефелине из уррита и ийолит-уррита — породах высокощелочных. Подобная зависимость состава нефелина от состава породы отмечалась ранее и другими исследователями [4, 5]. Еще более отчетливо выявляется такая зависимость при сопоставлении составов нефелина из калий-натриевых и существенно калиевых пород, а именно: нефелины из высококалиевых щелочных пород наиболее насыщены кальсилитовой составляющей.

В составе нефелина принимают участие микроэлементы, из которых преобладают Sr, Ba, Ga. Нефелин — высокоглиноземистый минерал, и нефелиновые породы с максимальным его содержанием (уртиты, ийолит-уртиты) являются сырьем для получения алюминия.

Полевые шпаты в породах щелочной основной ассоциации Витимского нагорья представлены щелочным полевым шпатом и плагиоклазами.

Плагиоклаз — главный породообразующий минерал пород ранних магматических фаз (субщелочное оливиновое габбро и габбро-пироксенит). Он представлен в основном лабрадором, реже андезином, олигоклазом и альбитом. Лабрадор образует индивидуальные удлиненные кристаллы с четко проявленным полисинтетическим двойникованием, края их иногда зазубрены. В тералитах, лейкотералитах и ийолитах присутствует андезин,

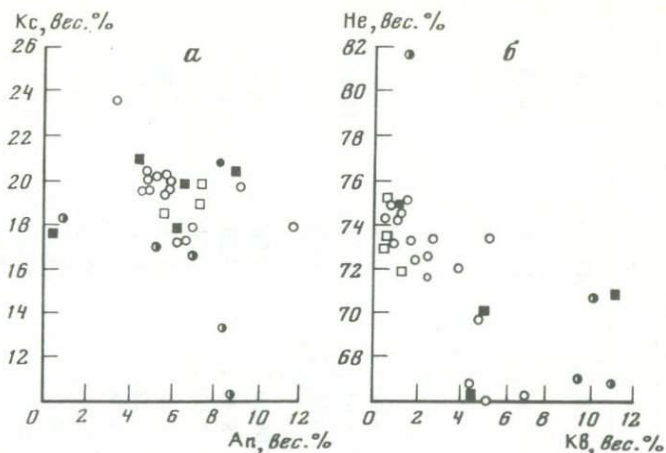


Рис. 4. Вариации содержания в нефелине кальсилитовой и анортитовой (а), нефелиновой и кварцевой (б) составляющих

Условные обозначения см. рис. 1

по-видимому, двух генераций: ранний образует довольно крупные призмы с неровными краями и поздний — в виде каймы вокруг пироксена на стыке его с нефелином. Андезин замещается серицитом, каолинитом, цеолитами и альбитом.

Альбит встречается почти во всех породах щелочной основной ассоциации, но он чаще всего носит вторичный характер, образуя неправильные заливообразные скопления. Довольно редко он присутствует в виде призматических табличек с ясными полисинтетическими двойниками или заключен в калиевом полевом шпате, образуя в нем пойкилитовые включения, пертиты распада и замещения. Несдвойникованный альбит нередко образует прожилки. Мелкие выделения его почти постоянно присутствуют в агрегате из вторичных минералов, развивающемся по пироксену и амфиболу.

Щелочной полевой шпат — микроклин — играет существенную роль в составе щелочных пород Витимского нагорья. В качестве одного из главных породообразующих минералов он присутствует в фойяитах. Микроклин имеет характерное решетчатое строение, таблитчатые его зерна нередко включают микропертитовые неправильной формы вросстки альбита. Он почти всегда свежий, иногда лишь пелитизирован и альбитизирован, или края зерен обрастают альбитом и кальцитом.

Микроклин как второстепенный минерал присутствует в урритах и ийолит-урритах, где его количество не превышает 10%. Образует мелкие ксеноморфные выделения с характерной микроклиновой решеткой, располагающиеся в промежутках между нефелином и пироксеном. Иногда мелкие включения решетчатого микроклина наблюдаются в крупных кристаллах пироксена или амфибола и, наоборот, мелкие зерна последних пойкилитически включены в таблитчатые кристаллы микроклина. Встречается микроклин и среди мелкозернистого агрегата вторичных минералов граната, биотита, кальцита и др., развивающихся по пироксену, амфи-

Т а б л и ц а 5. Химический состав (в мас.%) нефелина из пород щелочной основной ассоциации

Компоненты	Фойяитов	Ийолитов	Тералитов		Уртитов			
	1	2	3		4			
SiO ₂	43,03	44,30	45,13	45,39	42,82	42,95	42,79	43,10
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	32,67	31,09	32,85	32,63	34,64	33,30	34,29	34,09
Fe ₂ O ₃	1,26	—	0,03	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	0,04	0,01	0,01	—	—
MnO	—	0,01	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	0,01	—	—	—	—	—
CaO	1,32	1,11	1,69	1,85	0,96	1,01	0,99	0,94
Na ₂ O	16,64	16,20	16,11	18,07	15,38	16,63	16,49	15,99
K ₂ O	5,46	6,35	3,98	2,86	5,67	6,23	6,03	5,79
Cr ₂ O ₃	0,08	0,02	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,36	99,08	99,83	101,44	99,48	100,13	100,58	99,92
Si	8,30	8,5	8,59	8,53	8,23	8,29	8,20	8,28
Al	7,13	7,00	7,35	7,22	7,85	7,57	7,74	7,71
Ca	0,25	0,23	0,34	0,37	0,20	0,21	0,21	0,20
Na	7,20	6,79	5,94	6,79	5,73	6,22	6,12	5,95
K	1,64	1,56	0,96	0,68	1,38	1,54	1,48	1,43
Сумма	24,27	24,08	23,18	23,59	23,39	23,83	23,75	23,57
He	74,8	71,6	73,3	80,8	72,0	74,2	74,2	73,2
Kc	17,8	20,6	13,2	9,0	19,4	20,4	20,0	19,5
Аи	6,3	5,4	8,3	8,7	4,8	4,9	4,9	4,7
Кв	1,1	2,4	5,2	1,5	3,8	0,5	0,9	2,6

Аналитик Н.В. Тронева.

П р и м е ч а н и е. Анализы по материалам автора выполнены в рентгеноспектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР на микроанализаторе MS-46. Породы из массивов: 1-3 - Сайженского, 4, 5 - Мухальского, 6 - Нижне-Бурульзайского.

Таблица 5 (окончание)

	Уртитов				Мельтейгитов			Уртитов	
	4				5			6	
SiO ₂	42,47	42,19	42,24	41,89	41,87	41,74	42,73	42,27	41,54
TiO ₂	—	—	—	0,04	—	0,02	—	0,02	—
Al ₂ O ₃	34,44	34,31	34,92	35,00	34,94	35,23	34,94	34,56	34,19
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,08	0,01
FeO	—	0,03	0,05	0,05	0,01	—	0,05	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	1,02	1,17	1,11	1,36	1,20	1,30	1,17	1,37	1,28
Na ₂ O	16,35	15,03	16,22	16,06	16,41	15,89	16,01	16,59	17,02
K ₂ O	5,79	5,87	5,99	5,76	5,54	5,84	5,39	5,25	5,18
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,03	0,02
Сумма	100,07	99,19	100,53	100,16	99,97	100,02	100,29	100,18	99,23
Si	8,16	8,18	8,10	8,06	8,06	8,03	8,12	8,12	8,08
Al	7,80	7,83	7,89	7,92	7,93	7,99	7,82	7,82	7,82
Ca	0,21	0,24	0,23	0,28	0,24	0,27	0,28	0,28	0,27
Na	6,09	5,88	0,01	5,98	6,13	5,91	6,18	6,18	6,40
K	1,43	1,45	1,47	1,42	1,35	1,44	1,28	1,28	1,28
Сумма	23,69	23,58	23,70	23,66	23,71	23,64	23,68	23,68	23,85
He	74,5	72,3	73,6	73,4	75,2	73,0	75,5	75,5	—
Kc	19,4	19,9	20,1	19,4	18,5	19,8	17,4	17,4	—
Ан	5,0	5,9	5,5	6,7	5,8	6,5	6,6	6,6	—
Кв	1,1	1,9	0,8	0,5	0,5	0,7	0,5	0,5	—

Т а б л и ц а 6. Химический состав (в мас.%) полевых шпатов из пород щелочной основной ассоциации

Компо- ненты	Уртитов						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	66,12	67,89	64,01	63,86	64,26	65,45	66,16
TiO ₂	—	0,02	—	—	—	—	0,02
Al ₂ O ₃	19,19	18,27	19	19,47	19,42	18,38	18,58
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
FeO	0,41	0,29	—	—	—	0,05	0,04
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,06	0,02	—	—	—	—	—
CaO	0,54	0,47	0,16	0,19	0,22	0,16	0,14
Na ₂ O	4,75	6,77	2,03	1,91	3,56	1,55	1,33
K ₂ O	9,53	6,56	13,93	13,92	12,73	14,33	14,45
Сумма	100,61	100,29	99,57	99,35	100,19	99,82	100,53
Si	11,28	11,56	11,16	11,16	11,04	12,04	11,40
Al	4,88	4,64	5,04	5,08	4,96	4,00	4,80
Fe ²⁺	0,08	0,04	—	—	—	—	—
Ca	0,12	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Na	1,56	2,24	0,68	0,64	1,16	0,56	0,44
K	2,08	1,44	3,08	3,08	2,80	3,36	3,32
Сумма	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0

П р и м е ч а н и е. Анализы 1—15, 16, 17, 18 — по материалам автора; 19, 20 — по А.О. Шаракшинову [6]. Породы из массивов: 1—16 — Мухальского, 17—18 — Сайженского, 19—20 — Нижне-Бурульзайского.

болу или нефелину. Поздний процесс микроклинизации почти всегда сопровождается биотитизацией.

Химический состав полевых шпатов (табл. 6) показывает насколько их состав непостоянен, когда в одной и той же породе (полевошпатовый уртит) наряду с микроклином может присутствовать олигоклаз (20—28), андезин (35—46) и даже анортит (70—90). В фойяитах, помимо микроклина, почти постоянно присутствует альбит.

В составе полевых шпатов принимают участие микроэлементы, среди которых наиболее характерны Ba, Sr, Ga, Be; присутствуют также Pb, Sn, Mo, Zr, Nb, Ce (см. табл. 2).

Наряду с главными породообразующими минералами в составе пород основной ассоциации Витимского нагорья принимают участие второстепенные: канкринит, содалит, кальцит, скаполит, гранат, апатит, титаномагнетит, сульфиды и др. Одни из них являются вторичными образованиями, развивающимися по главным минералам, другие — акцессорными сквозными примесями.

В заключение подчеркнем, что всесторонняя характеристика породообразующих минералов, особенно из нефелиновых пород, являющихся сырьем для получения алюминия, имеет большое практическое значение, так как позволяет выявить полезные и вредные компоненты, влияющие на качество глиноземного сырья. Известно, что различные минералы не-

	Уртитов							
	8	9	10	11	12	13	14	15
	66,22	65,06	69,93	65,93	66,11	66,88	66,59	66,46
	—	—	—	—	—	—	—	—
	18,29	18,15	18,93	21,40	21,51	20,32	20,71	20,45
	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,01	0,03	—	0,13	0,32	0,33	0,33	0,26
	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,05	0,03	—	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05
	0,11	0,13	0,24	3,29	3,31	3,16	3,46	3,56
	1,73	1,75	10,00	8,56	9,11	8,84	8,96	8,78
	13,97	14,75	1,41	0,15	0,15	0,15	0,09	0,14
	100,38	99,90	100,51	99,51	100,56	99,73	100,21	99,70
	11,56	11,36	11,64	11,84	11,68	12	12	11,92
	4,76	4,72	4,72	4,52	4,28	4,28	4,28	4,32
	—	—	—	—	0,04	0,04	0,04	0,04
	0,01	0,04	0,04	0,60	0,64	0,60	0,64	0,68
	0,56	0,60	3,32	3,00	3,12	3,04	3,02	3,01
	3,12	3,28	0,28	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03
	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0	20,0

фелиновых руд ведут себя по-разному в технологическом процессе, влияя на качество спека и степень извлечения полезных компонентов, имеет также значение и состав самого нефелина. Так, например, нефелин с повышенным содержанием кальсилитовой составляющей обладает большей реакционной способностью, чем нефелин с преобладающей анортитовой составляющей. Для уртитов Мухальского и Нижне-Бурульзайского месторождений характерны именно нефелины, в которых в два-три раза и более увеличено содержание кальсилитовой составляющей по сравнению с анортитовой (см. табл. 5).

Благоприятным для качества нефелиновых руд является также и то, что в пироксене и лепидомелане из уртитов содержится мало титана, а хром практически отсутствует. Эти элементы наряду с другими (Cl, S, F, Li) ухудшают технологические показатели процесса.

В теоретическом отношении изучение породообразующих минералов, и особенно их химизма, позволяет судить об эволюции магматического расплава в процессе формирования щелочных основных магматических серий и ассоциаций. Установлено, что в пироксене из пород ранней интрузивной фазы, более богатых кальцием и магнием, содержится преимущественно диопсидовый минерал, а в поздних дифференциатах, с высоким содержанием щелочей — геденбергитовый минерал, т. е. роль магния снижается, а железа — возрастает в процессе эволюции расплава. Параллель-

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	Полевошпатовых ийолитов	Уртитов	Фойяитов	Фойяитов	
	16	17	18	19	20
SiO ₂	58,93	58,92	69,30	58,88	60,08
TiO ₂	0,42	0,02	—	0,06	—
Al ₂ O ₃	20,47	25,85	18,61	25,41	24,65
Fe ₂ O ₃	-0,31	0,07	0,05	0,32	0,15
FeO	—	—	—	0,07	0,38
MnO	—	0,01	—	—	—
MgO	—	0,06	—	—	—
CaO	3,98	7,01	—	2,84	4,67
Na ₂ O	4,20	7,99	12,33	10,06	8,22
K ₂ O	8,26	0,04	0,16	0,83	0,27
Сумма	99,95	99,97	100,45	99,76	99,56
Si	—	10,12	12,04	—	—
Al	—	5,84	3,80	—	—
Fe ⁺²	—	1,40	—	—	—
Ca	—	2,64	4,12	—	—
Na	—	—	0,04	—	—
K	—	—	—	—	—
Сумма	—	20,0	20,0	—	—

но, к концу магматического процесса, в пироксенах увеличивается количество щелочей и особенно натрия.

Аналогичная направленность изменения состава наблюдается и в амфиболах, а именно: кальций-магнезиальный гастингсит характерен для пород ранних интрузивных фаз, а натрий-железистый — для самых поздних, при этом увеличивается степень замещения в амфиболах кремнезема на алюминий, кальция — на натрий и калий, а магнезия — на железо.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е.Д. О феррогастингсите из жильного нефелинового сиенита (Кузнецкий Алатау) // Щелочной магматизм складчатого обрамления юга Сибирской платформы. М.: Наука, 1964.
2. Коваленко В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977.
3. Конев А.А. Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское плоскогорье) // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. 1962. Вып. 12.
4. Кориковский С.П. Влияние щелочности на состав кальциевых амфиболов в магматических породах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, № 5.
5. Самсонов Н.С. Типоморфизм нефелина // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972.
6. Шаракшинов А.О. Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1975.
7. Hess H.H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes // Amer. Miner. 1949. Vol. 34, N 9/10.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ ЛЕЙЦИТОВЫХ ВУЛКАНИТОВ

Проявления лейцитового вулканизма весьма характерны для отдельных участков континентальных структур, подвергшихся интенсивной тектонической активизации. Сравнительное изучение кайнотипных пород этого состава из СФРЮ и палеотипных аналогов из СССР* позволило выявить главные черты, свойственные лейцитовым вулканитам — щелочным породам, обогащенным калием. В определении особенностей состава этих пород важную роль играют их типоморфные породообразующие минералы.

Для сравнительного изучения лейцитовых вулканитов было выбрано несколько вулканических полей Югославии, а также вулканических полей, расположенных на территории СССР. Были изучены условия образования и формы проявлений лейцитового вулканизма, общие черты первично-магматического состава и наложенной постагматической минерализации, определены диагностические минералого-химические признаки, позволяющие среди измененных палеотипных вулканитов выявить существенно калиевые вулканические породы.

В Югославии лейцитовые вулканиты, образующие небольшие вулканические поля, распространены в восточной и юго-восточной частях страны: в Сербии, Косово и Македонии. В автономной области Косово, вблизи города Гнилане, распространены лавы, лавобрекчии, некки и туфы лейцитовых фонолитов, лейцититов, санидиновых трахитов. Несколько восточнее этих проявлений (район Партеш) известны выходы лав и дайки лейцитовых тефритов и трахибазальтов. В Северной Македонии, вблизи города Куманово (Младо Нагоричане и др.), много мелких выходов (покровы лав, вулканические постройки, некки) оливиновых лейцититов и орендитов; южнее Куманово, в районе Овче Поле (Курел, Ежево Брдо и др.), имеются некки и дайки таких же пород. В Южной Македонии находится выход лавового покрова Курешничка Краста, сложенного орендитами.

Лейцитовые вулканиты известны также в Сербии. Вблизи города Съенице (Коритник, Триебине) распространены лавы лейцититов, орендитов и нефелин-лейцитовых тефритов. Северо-западнее Съеницы (Нова Варош) имеются лавовые потоки, пирокласты и некки, сложенные лейцитовыми тефритами и лейцититами. В горной области Рудник (Боликовац, Котленик, Крње Иела) известны выходы орендитов, лейцититов, лейцитовых фонолитов, лейцитосодержащих трахитов. Восточнее области Рудник у западного края Тимокского грабена (Боговина), обнаружены дайкообразные тела орендитов.

* Совместные исследования лейцитовых вулканитов нескольких вулканических полей СФРЮ и СССР были предприняты в соответствии с двусторонним соглашением о научном сотрудничестве между Академией наук СССР и Академией наук и искусств СФРЮ.

Лейцитовые вулканыты СФРЮ в своем распространении приурочены к тектонически ослабленным зонам разломов. В Македонии и Косово это разломы, сопряженные с Вардарской рифтовой структурой, в Сербии — зоны дробления и блоковых подвижек субширотного и субмеридионального направлений. Образование лейцитового вулканизма было пульсационным, главные этапы их проявления 52, 38, 18,5 млн лет [6].

Из известных на территории СССР проявлений калиевых щелочных вулканигов для сопоставления с югославскими были выбраны три региона проявлений подобного вулканизма: Центрально-Алданский, Западно-Таласский и Киргизский.

В пределах Центрально-Алданского региона лейцитовый вулканизм наиболее полно проявлен в Якокутском вулканоплутоническом комплексе [5], где распространены эпилейцитовые тефриты, эпилейцитовые фонолиты, эпилейцититы и щелочные трахиты верхнеюрского и нижнемелового возраста — 149—131 млн лет [2]. В Западно-Таласском регионе имеется палеозойское Даубабинское субвулканическое поле, где отмечены туфы, лавы, некки и дайки, сложенные эпилейцитовыми трахибазальтами, пикритами, эпилейцитовыми тефритами, эпилейцититами, эпилейцитовыми фонолитами и трахитами верхнего карбона. В Киргизском регионе (Ашутор, Кольбаша, Карабалты) в водораздельной части одноименного хребта распространены среднепалеозойские эпилейцитовые фонолиты, более редки эпилейцититы и эпилейцитовые тефриты, образующие некки, мелкие выходы лав и пирокластов. Все указанные вулканические проявления приурочены к различным зонам тектонической активизации более древних геологических структур.

Среди лейцитовых и эпилейцитовых вулканигов сравнимых регионов постоянно отмечается ассоциация лейцититов, орендитов, лейцитовых тефритов и лейцитовых фонолитов. Приведем их краткую характеристику.

Лейцититы — существенно биминеральные лейцит-пироксеновые породы (порфиновые оцеляровые до гиалиновых); по присутствию в них оливина, флогопита, меланита и нефелина выделены соответствующие разновидности.

Орендиты — полнокристаллические породы порфиробластовой микроструктуры с реликтами оцеляровой, а по составу они близки оливин-флогопитовым и флогопитовым разновидностям лейцититов. Орендиты отличаются от последних отсутствием вулканического стекла и широким развитием наложенных порфиробласт калиевого полевого шпата и биотита, иногда — плагиоклаза или нефелина. Таким образом, орендиты СФРЮ — это калишпатизированные и биотитизированные в постмагматический этап лейцититы.

Лейцитовые тефриты — плагиоклазсодержащие вулканыты порфировой микролитовой или гиалопилитовой микроструктуры. Преобладают оливиновые разновидности.

Лейцитовые фонолиты — калишпатсодержащие вулканыты; имеются оливиновые и флогопитовые (биотитовые) разновидности.

Сравнение по петрографическим признакам лейцитовых вулканигов СФРЮ и СССР показало, что кайнотипные (в СФРЮ) и палеотипные (в СССР) лейцитовые вулканыты весьма близки по первично-магматическому составу и структуре, по наличию стекловатого базиса или его реликтов. Для всех лейцитовых вулканигов характерно широкое развитие разнооб-

разной постмагматической минерализации. Это процессы калишпатизации, ослюденения, альцимизации, цеолитизации. В некоторых случаях широко проявлена пропилитизация (кальцит, эпидот, хлорит, гематит, пирит).

Изучение минералов лейцитовых вулканитов сопряжено с известными трудностями, обусловленными малыми размерами кристаллов, постоянным присутствием в них включений других минералов и вулканического стекла, а также неоднородностью состава самих кристаллов (зональность, мозаичность строения и др.). Поэтому минералогия лейцитовых вулканитов базируется главным образом на оптических исследованиях. Применение микрорентгеновского рентгеноспектрального метода позволяет более детально изучить состав минералов и их строение.

Типоморфные магматические порообразующие минералы лейцитовых вулканитов следующие: темноцветные — клинопироксен, оливин, флогопит, редко меланит; салические — лейцит, щелочные полевые шпаты и гялофан, нефелин, плагиоклаз.

Акцессорные минералы представлены сквозными апатитом и титаномагнетитом, реже встречаются циркон, сфен, пикотит, прайдерит [16].

Постмагматические минералы, развивающиеся по лейцитовым вулканитам, включают слюды (биотит, мусковит), калиевые полевые шпаты, нефелин, альбит, альцим, цеолиты (филлипсит и др.), кальцит, хлорит, эпидот, сфен, пирит, гематит, лимонит, глинистые минералы (монтмориллонит, нонтронит и др.).

В данной статье будут рассмотрены главным образом порообразующие минералы магматической стадии образования.

Лейцит — главный магматический фельдшпатоид описываемых вулканитов. Свежий минерал находится в лейцититах Младо Нагоричане (рис. 1, а), Ежево Брдо и Коритника (СФРЮ), измененный — в составе орендитов, тефритов, эпилейцитовых фонолитов (см. рис. 1, б-г). Лейцит образует мелкие вкрапленники, он входит в состав базиса. Часто наблюдаются характерные полисинтетические двойники, кроме того, нередко концентрическая зональность роста кристаллов, заметная благодаря зональному расположению мельчайших включений пироксена, оливина, магнетита. Показатель преломления исследованного минерала из лейцититов Ежево Брдо — 1,508—1,510*. Рентгенометрическое изучение его, проведенное М.Т. Дмитриевой (ИГЕМ), позволило установить параметры элементарной ячейки: $a_0 = 13,11 \pm 0,02 \text{ \AA}$, $c_0 = 13,90 \pm 0,03 \text{ \AA}$.

Состав лейцита из лейцититов СФРЮ, определенный с помощью микроронда (табл. 1), отличается невысоким содержанием окиси натрия, но заметной примесью железа; несколько меньше в нем магния и титана. Сравнение составов югославских и африканских лейцитов [15] показало их близость при низкой натриевости первых. Лейцит итальянских лейцитовых тефритов [7] содержит заметно больше натрия и железа. Анализированный П. Ристичем [14] лейцит из лейцитита района Гнилане (СФРЮ), по его же расчетам, частично замещен альцимом (на 17—22%). П. Ристич определил также содержание некоторых элементов-примесей в лей-

* Химический состав этого лейцита, (мас.%): SiO_2 — 56,51; TiO_2 — 0,20; Al_2O_3 — 23,45; FeO — 0,45; MgO — 0,05; MnO — 0,03; CaO — 0; Na_2O — 0,05; K_2O — 18,87; SrO — 0; BaO — 0,17; Cr_2O_3 — 0; сумма 99,69.

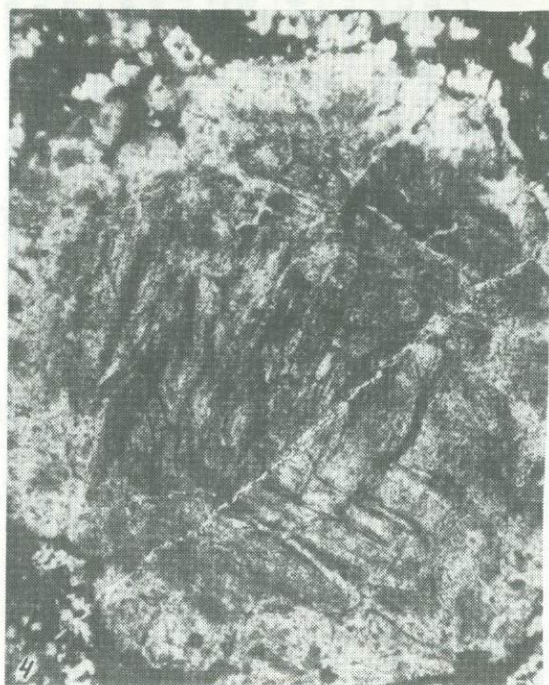
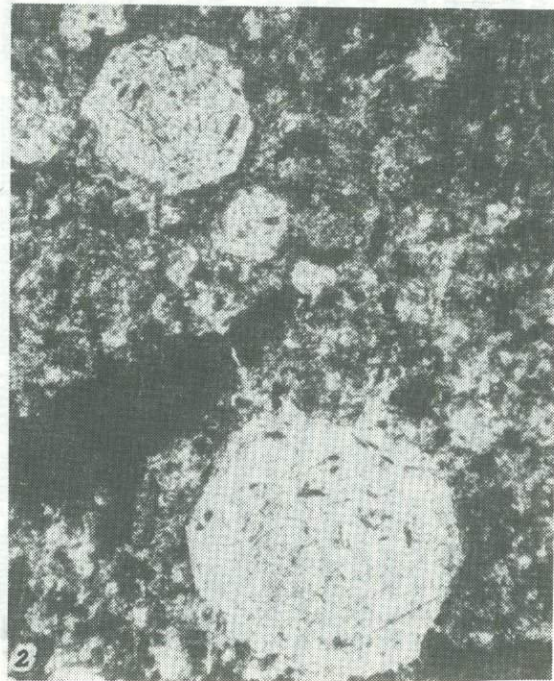
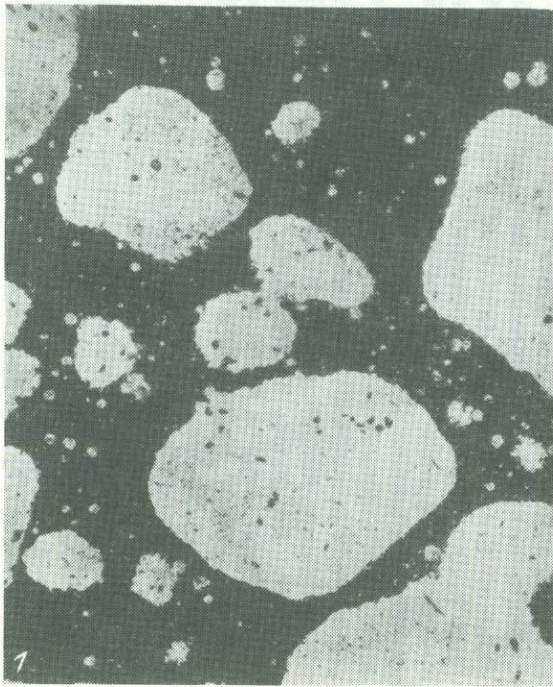


Рис. 1. Лейцит в лейцитовых вулканитах

1 — микролиты лейцита в пористом гялиновом базисе лейцитита Младо Нагоричане; увел. 40; 2 — лейцит микрокрупленников эпилейцитового фонолита Даубабинского поля, замещенный ортоклазом; увел. 60; 3 — лейцит макро- и микрокрупленников эпилейцита Якокутского комплекса, замещенный ортоклазом, увел. 40; 4 — псевдоморфоза розового альбита по лейциту вкрупленника в эпилейцитовом фонолите Кольбаши, увел. 60

Таблица 1. Химический состав (в мас.%) лейцита из лейцититов СФРЮ

Компоненты	Младо Нагоричане		Ежево Брдо (5)	Коритник (7)
	I (5)	II (2)		
K ₂ O	17,95–20,56	16,59–18,14	19,88–21,75	19,50–22,54
Na ₂ O	–0,36	0,06–0,46	0–0,28	0–0,26
SrO	0–0,03	0,35–0,87	0–0,15	0–0,10
BaO	0–0,28	0,95–3,12	0–0,07	0
FeO	0,88–0,98	0,70	0,45–0,58	0,49–0,76
MgO	0,08–0,28	0,13–0,15	0–0,06	0,02–0,24
Cr ₂ O ₃	0–0,10	0,03–0,05	0–0,02	0–0,07
TiO ₂	0,08–0,10	0,10	0,12–0,20	0,18–0,36
MnO	0–0,04	0	0–0,03	0,02–0,24

Примечание. I, II – разновидности лейцита; здесь и далее – в скобках – число анализов.

ците, г/т: Li – 32; Rb – 3160; Cs – 200; Sr – 600; Ba – 750; Pb – 50; Cu – 80; Ni – 1; Zr – 200.

В лейцититах Младо Нагоричане (СФРЮ), кроме охарактеризованного выше лейцита, микронзондовым анализом обнаружена его вторая разновидность (см. табл. 1, II). Она заметно обогащена барием и стронцием. Выделить ее из породы для специальных исследований не удалось, оптически она не отличается от преобладающего низкobarиевого лейцита.

Изменение лейцита с частичным или полным его замещением многообразно и, по-видимому, многостадийно. Оптические и рентгеноструктурные исследования состава псевдоморфоз по лейциту затруднены вследствие тонкокристаллического строения этих агрегатов. Микронзондовым методом в некоторых случаях удалось установить, что лейцит часто замещен калиевым полевым шпатом или гялофаном. Тонкозернистый агрегат замещения содержит также серицит, монтмориллонит, кварц, хлорит. В даубабинском и якутском лейцититах лейцит нацело замещен ортоклазом или анальцимом. Псевдоморфозы по лейциту фонолитов Киргизского хребта сложены ортоклазом и альбитом, иногда также альбитом и хлоритом. В фонолитах Якутского комплекса псевдоморфозы выполнены ортоклазом совместно с мусковитом.

Нефелин – второй фельдшпатоид – обнаружен только в лейцититах Коритника (СФРЮ), где он образует порфириобласты и ксеноморфные выделения, корродирующие первично-магматические минералы, подобно калиевому полевоому шпату орендитов. Оптические свойства обычные; $N_o = 1,540$, $N_e = 1,535$. В составе нефелина заметно содержание кальсильитового компонента (29,3–30,6%), имеется примесь железа (1,08–1,51 FeO) и окиси хрома (0,03–0,10%); стронция и бария нет.

Щелочные полевые шпаты – постоянные компоненты лейцитовых фонолитов. Они встречаются и в других лейцитовых вулканитах изученных нами пород (табл. 2). По условиям формирования выделены магматические полевые шпаты, образовавшиеся в стадии кристаллизации калиевой щелочной магмы, и постмагматические. Последние входят в состав псевдоморфоз по лейциту, кроме того, они образуют самостоятельные выделения.

Т а б л и ц а 2. Распространение и содержание (об. %) полевых шпатов в изученных лейцитовых вулканитах СФРЮ и СССР

Породы	Щелочные полевые шпаты			Плагиоклазы		
	магматические	постмагматические		магматические	постмагматические	
		наложенные	в псевдоморфозах по лейциту		наложенные	в псевдоморфозах по лейциту
Лейцититы	—	5–10	5–30	—	—	—
Орендиты	—	10–25	15–30	—	5–10	5–10
Лейцитовые тефриты	1–2	—	—	8–35	10	—
Лейцитовые фонолиты	20–40	—	5–30	—	0–20	5–30

В табл. 3 дана характеристика полевых шпатов лейцитовых вулканитов СФРЮ и СССР, состав их пересчитан на пять главных составляющих: ортоклазовую, альбитовую, анортитовую, цельзиановую и стронцийсодержащую. Кроме того, приведено содержание железа (в форме закиси) — характерной примеси вулканических полевых шпатов.

Магматические полевые шпаты представлены гиалофаном, калиевым и натриевым санидином. Вкрапленники лейцитовых фонолитов сложены гиалофаном или калиевым санидином (см. табл. 3). Лейсты базиса фонолитов сложены калиевым, реже натриевым санидином, вместе с ними встречается гиалофан.

Постмагматические щелочные полевые шпаты, развивающиеся в виде псевдоморфоз по магматическому лейциту единолично (см. рис. 1–6) или в парагенезисе с альбитом, представлены калиевым ортоклазом, натриевым ортоклазом и гиалофаном. Другая форма развития постмагматических полевых шпатов — это агрегаты и порфирыобласти, замещающие первично-магматические минералы и стекло базиса вулканитов (рис. 2, а, б). В орендитах СФРЮ наложенный полевой шпат имеет состав калиевого ортоклаза, натриевого ортоклаза и гиалофана. Сопоставление одноименных минералов, но образовавшихся в разных условиях, позволяет выявить некоторые петрогеохимические особенности становления лейцитовых вулканитов.

Гиалофан кристаллизовался многократно как в магматический, так и постмагматические этапы формирования лейцитовых вулканитов.

Магматический гиалофан наряду с калиевым санидином образует вкрапленники лейцитовых фонолитов; реже он встречается в массе санидиновых лейст. Среди магматических кристаллов гиалофана четко выделяются две разновидности, отличающиеся по составу. Первая из них — высококалиевый гиалофан, в котором, помимо цельзиановой составляющей (5–17%), примеси других компонентов незначительны (1–10%). Такой гиалофан образует вкрапленники эпилейцитовых фонолитов Киргизского хребта. Высококалиевый гиалофан с низким содержанием бария является переходным к барийсодержащим калиевым санидинам и ортоклазам. Вторая разновидность гиалофана отличается повышенным количеством альбитовой (14–29%) и стронцийсодержащей (5–7%) составляющих. Цельзиановая



Рис. 2. Порфиробласты ортоклаза в орендитах с включениями оливина, салита, флогопита, апатита

1 — из орендита Курела, увел. 400; 2 — из орендита Боликовца; увел. 250

часть — 17–20%. Эта разновидность гиалофана распространена в лейцитовых фанолитах Гнилане (СФРЮ).

Гиалофан постмагматический обнаружен в псевдоморфозах по лейциту лейцититов и лейцитовых фанолитов СФРЮ. Он содержит заметную примесь альбитовой составляющей и аналогичен подобному магматическому гиалофану. Цельзиановая часть составляющей 17–26%. Гиалофан, установленный в орендитах, в виде порфиробласт или агрегатов замещает

первично-магматический состав вулканитов. Он максимально обогащен альбитовой (31%), анортитовой (8%) и стронцийсодержащей (10%) составляющими (см. табл. 3).

Таким образом, среди рассмотренных гялофанов преобладают разновидности, обогащенные альбитовой и другими составляющими, а высококалийный гялофан — довольно редкое явление.

Калиевый санидин широко распространен в виде лейст и вкрапленников в лейцитовых фонолитах. Состав его неодинаков в разных регионах: в Якокутском поле и в вулканических полях Кольбаши, Ашутор (Киргизский регион) развит калиевый санидин с небольшими примесями других полевошпатовых составляющих (см. табл. 3); в лейцитовом фонолите Карабалты (Киргизский регион) санидин лейст переменного состава (от 0,1 до 20% альбитовой составляющей и до 4% анортитовой). Содержание цельзиановой части колеблется от 0 до 4,4%.

Калиевый ортоклаз входит в состав псевдоморфоз по лейциту эпилейцититов и эпилейцитовых фонолитов (см. табл. 3). Состав его колеблется от почти чистого калиевого ортоклаза до минерала с 21% альбитовой составляющей. Ортоклаз даубабинских эпилейцититов аномально обогащен стронцием ($Sr > Ba$). Калиевый ортоклаз образует также наложенные порфиробласты в орендитах Партеша (СФРЮ), в нем 11–12% альбитовой составляющей и 3–4,5% цельзиановой, а стронция мало.

Сравнение состава калиевого санидина и калиевого ортоклаза показывает их близость по содержанию ортоклазовой и цельзиановой компонент. Калиевый санидин отличается в некоторых случаях повышенным количеством анортитовой составляющей с примесями окисного железа (0,7–2,4%) и окиси хрома (до 0,07%).

Натриевый санидин распространен в виде лейст в лейцитовых фонолитах Гнилане. Помимо повышенного количества альбитовой и реже анортитовой составляющих, в нем заметны содержания стронция и бария.

Натриевый ортоклаз по основным компонентам близок натриевому санидину. Ортоклаз псевдоморфоз беден стронцием и барием, но наложенный натриевый ортоклаз орендитов имеет в некоторых случаях повышенное содержание окислов стронция (до 0,82%) и бария (до 1,32%).

Необходимо отметить, что лейцититы и лейцитовые фонолиты Киргизского хребта и Якокутского поля отличаются высокой калиевостью санидина, гялофана, ортоклаза. В то же время щелочные полевые шпаты лейцититов и фонолитов Гнилане имеют повышенное содержание натрия.

Плаггиоклазы в составе лейцитовых вулканитов занимают подчиненное положение, и только в лейцитовых тефритах из значение первостепенно (см. табл. 3). Здесь они образуют вкрапленники и лейсты в базисе. Постмагматические плаггиоклазы представлены альбитом, альбит-олигоклазом, участвующими в выполнении лейцитовых псевдоморфоз. Кроме того, обнаружен андезин-лабрадор, образующий наложенные агрегаты и порфиробласты в орендитах Ежево Брдо (СФРЮ). Мелкие линзы и жилки позднего альбита распространены локально в некоторых выходах эпилейцитовых фонолитов. Особенности состава плаггиоклазов отражены в табл. 3.

Магматические плаггиоклазы тефритов (битовнит вкрапленников и лабрадор лейст базиса) содержит ортоклазовую составляющую (2–10%), примеси стронция (0,2%) и железа (0,6–0,9%).

Т а б л и ц а 3. Сравнительная характеристика полевых шпатов лейцитовых вулканитов

Морфология	Разновидность	Породы	Вулканическое поле
Магматические вкрапленники	Гиалофан	Лейцитовые фонолиты (2)	Гнилане
	"	Эпилейцитовые фонолиты (2)	Ашутор
	К-санидин	То же (3)	Якокутское
	Битовнит	Эпилейцитовые тефриты (1)	Даубабинское
Магматические лейсты	К- и Na-санидин	Лейцитовые фонолиты (4)	Гнилане
	Гиалофан	То же (2)	"
	К-санидин	Эпилейцитовые фонолиты (4)	Ашутор
	К-санидин	То же (2)	Кольбаши
	Гиалофан	" (2)	"
	К-санидин	" (9)	Карабалты
	К-санидин	" (3)	Якокутское
	Гиалофан	Эпилейцитовые тефриты (1)	Даубабинское
	Лабрадор	" (1)	"
	Агрегаты в псевдомор- фозах по лейциту	Гиалофан	Лейцититы (1)
Na-ортоклаз		Орендиты (1)	Курешничка Краста
К-ортоклаз		Эпилейцититы (7)	Даубабинское
К-ортоклаз		" (6)	Якокутское
Гиалофан		Лейцитовые фонолиты (2)	Гнилане
К-ортоклаз		Эпилейцитовые фонолиты (18)	Ашутор
К-ортоклаз		Эпилейцитовые фонолиты (5)	Карабалты
К-ортоклаз		" (9)	Якокутское
Альбит		" (10)	Кольбаши
Альбит, альбит-олигоклаз		" (21)	Ашутор
Наложённые порфиробласты и агрегаты	К-ортоклаз	Орендиты (5)	Партеш
	Na-ортоклаз	" (4)	Боликовац
	Na-ортоклаз	" (4)	Курешничка Краста
	Гиалофан	" (1)	"
	Ba-Sr-андезин-лабрадор An_{46-53}	" (4)	Ежево Брдо
	Альбит	Эпилейцитовые фонолиты (4)	Карабалты

	KAlSi ₃ O ₈	NaAlSi ₃ O ₈	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	SrAl ₂ Si ₂ O ₈	BaAl ₂ Si ₂ O ₈	FeO, мас. %
	мол. %					
	49,2-55,0	14,4-22,5	2,7	5,3-5,9	20,3	0,56-0,73
	88,8-93,1	1,6-3,0	0-1,0	0,6-1,0	4,7-6,2	0,01-0,03
	88,1-92,1	6,5-8,0	0-1,3	1,2-1,4	0-1,5	0,34-0,46
	10,6	14,0	74,5	0,6	0,3	0,63
	49,2-73,3	19,6-32,4	2,4-5,8	2,9-7,5	0-5,6	0,64-0,86
	44,9-47,5	24,3-29,0	2,2-3,9	7,2-7,3	16,6-17,1	0,62-0,73
	81,1-94,0	2,8-15,8	0-2,0	0,4-1,2	1,8-4,4	0,04-0,18
	90,6-93,0	2,5-3,0	0-2,6	0,3-0,7	3,6-3,7	0,15-2,32
	82,1-83,7	2,4-6,4	0,8-3,4	0,8-0,9	8,2-11,3	1,19-2,39
	74,3-96,3	0,1-20,2	0,1-3,9	0,4-0,9	1,2-2,8	0,19-1,35
	88,9-92,0	6,3-9,6	0-0,1	0,9-1,2	0,2-0,9	0,59-0,95
	82,2	0	0	1,2	16,6	0,05
	2,4	31,9	64,9	0,8	0	0,91
	48,0	24,9	0	1,1	26,0	0,02
	60,4	34,2	4,9	0,5	0	0,45
	90,3-90,7	1,7-1,9	1,2-2,9	1,9-5,1	0-4,3	0,01-0,39
	86,8-91,3	6,3-8,9	0-0,4	1,3-1,8	0,7-2,6	0,06-0,77
	44,7-45,2	28,2-29,1	2,2-3,7	4,8-7,3	16,8-18,1	0,62-0,85
	74,8-95,2	1,7-20,9	0-1,3	0,3-1,1	1,8-3,5	0,09-0,54
	91,6-97,5	0-5,0	0-0,8	0-1,1	0,9-2,6	0,15-0,71
	92,3-98,3	0,3-5,9	0-0,1	0,9-1,1	0,3-0,8	0,24-0,37
	1,6-3,4	93,2-95,4	1,3-2,1	0,2-2,1	0,1-0,5	0,06-0,68
	0,5-9,2	84,2-98,1	1,0-8,1	0-1,7	0-1,5	0-0,30
	81,9-84,6	10,8-12,0	0-1,2	0,6-1,7	2,8-4,5	2,11-2,24
	51,7-60,2	32,8-39,2	7,0-7,3	0-1,5	0-4,4	0,10-0,36
	60,2-72,0	26,8-38,6	0-1,8	0-4,7	0-4,2	0,36-0,55
	44,2	31,1	6,3	10,0	8,4	0,50
	5,5-9,1	38,6-47,1	33,2-41,5	4,6-12,3	0,9-4,1	0,34-0,50
	0,5-0,8	96,4-97,7	0,9-2,1	0,3-0,9	0-0,2	0-0,07

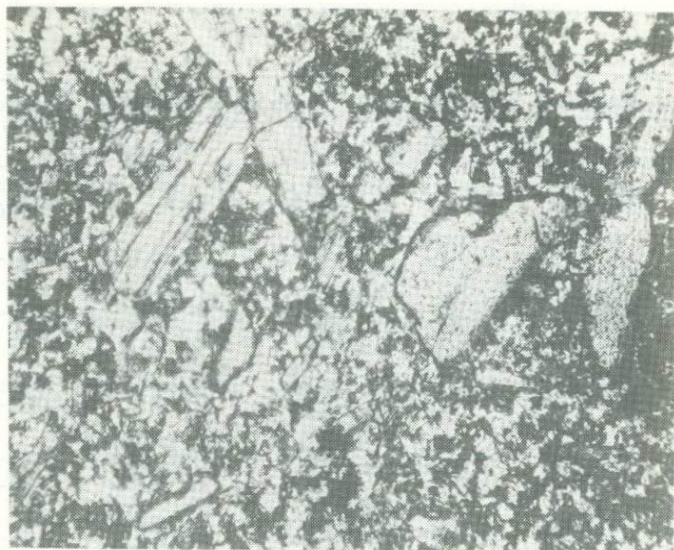


Рис. 3. Салит и флогопит микрократленников в орендите Курела; увел. 40

Альбит и альбит-олигоклаз псевдоморфоз по лейциту, где этот минерал находится в парагенезисе с калиевым ортоклазом, сам имеет примесь ортоклазовой составляющей (0,5–9,2%). Кроме того, в нем бывают заметные количества стронция (до 0,64%).

Ярко-розовый альбит (см. рис. 1, з), распространенный совместно с хлоритом в лейцитовых феолитах Кольбаши (Киргизский район) — характерный наложенный минерал этих пород. Он имеет состав An_{4-6} , содержит примесь окислов стронция (до 0,24%), железа (0,06–0,68% FeO), магния (до 0,27%), а марганец в нем не обнаружен. Ярко-розовый цвет для альбита необычен. Рентгеноструктурные исследования подтвердили принадлежность розового минерала к альбиту и отсутствие в нем вростков окисножелезных минералов.

Плагиоклаз, наложенный в виде порфиробласт или агрегата зерен на лейцититы Ежево Брдо, имеет состав андезин-лабрадора An_{46-53} ; содержание санидиновой составляющей (5,5–9,1%) вызывает предположение о наличии вростков этой фазы. Он аномально обогащен окисью бария (до 1,49%) и особенно стронция (до 2,81%). Плагиоклаз с таким содержанием стронция и бария является уникальным и требует специального исследования. В шлифе плагиоклаз образует агрегаты зерен, разрастающихся в табличеобразные кристаллы, водяно-прозрачные с ясными полисинтетическими двойниками и включениями реликтов первично-магматических минералов.

В лейцитовых феолитах Киргизского хребта встречаются мелкие линзы и гнезда белого альбита, замещающего все первично-магматические минералы. Альбит состава An_{2-3} близок теоретическому составу альбита, однако в нем заметна примесь окиси стронция (0,12–0,32%).

Сравнение состава плагиоклазов показывает их значительные отличия по натрию и кальцию, что связано со значительным различием химизма са-

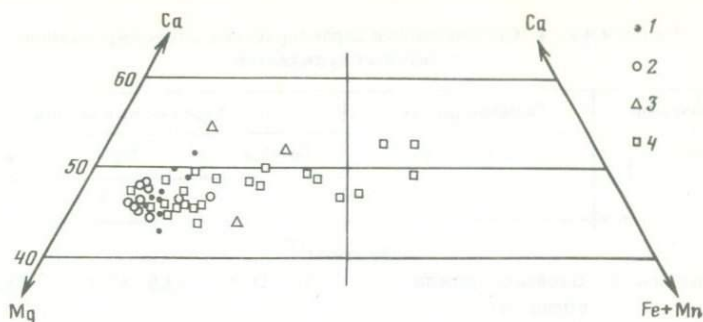


Рис. 4. Положение клинопироксенов лейцитовых вулканитов на классификационной диаграмме Ca—Mg—Fe + Mn

1 — пироксены лейцититов; 2 — пироксены орендитов; 3 — пироксены лейцитовых тефритов; 4 — пироксены лейцитовых фоновитов

мих вулканитов. Вместе с тем все они содержат примесь ортоклазовой составляющей, а также стронций и барий, что отличает их от плагиоклазов щелочных вулканитов натриевой линии химизма.

Клинопироксены постоянно присутствуют в лейцитовых вулканитах (рис. 3), в базе пород, и часто количественно преобладают над другими темноцветными магматическими минералами. Клинопироксены представлены диопсидом, магнезиальным и более железистым салитом, фассаитом.

Диопсид и магнезиальный салит имеются во всех типах лейцитовых вулканитов. Оптические свойства их обычны, в шлифах — это бесцветные минералы с показателями преломления $N_g - 1,700-1,715$, $N_p - 1,680-1,695$, угол погасания $38-42^\circ$. Диопсид и салиты — минералы переменного состава (рис. 4), однако преобладают магнезиальные разновидности, а наиболее железистый салит установлен лишь в некоторых фоновитах Гнилане и Якокутского комплекса (до 27,4 ат.% Fe + Mn). Диопсид содержит от 0,2 до 0,8% окиси титана, в диопсиде лейцититов и орендитов СФРЮ его больше (1,1—2,1%). Окиси марганца в диопсиде мало, в салите — 0,27—0,60%. Хром — постоянная примесь диопсида и салита, повышенные содержания его характерны для диопсида лейцититов Младо Нагоричане, орендитов Курешнички Красты и фоновитов Карабалты (Киргизский регион).

Фассаит — клинопироксен, обогащенный кальцием, также встречается в лейцитовых породах ряда вулканических полей (см. рис. 4, табл. 4). Оптические свойства фассаита близки таковым для диопсида и салита. Фассаит имеет переменную железистость (от 9,8 до 30,4 ат.% Fe + Mn). Он отличается повышенным содержанием глинозема, заметной примесью марганца (0,60—1,24%) и титана (1,2—1,9%).

Щелочность клинопироксенов из лейцитов и орендитов обычно низкая (0—0,4% Na_2O), несколько выше она в пироксенах лейцититов Коритника и орендитов Боликовца. В лейцитовых тефритах Даубабинского поля замечено зональное строение окрашенников клинопироксена: центральная часть сложена бесцветным салитом с 0,14% Na_2O а периферическая — зеленым фассаитом с 1,78% Na_2O . В лейцитовых фоновитах Гнилане присутствуют одновременно бесцветные, буроватые и зеленые салиты и фас-

Т а б л и ц а 4. Сравнительная характеристика клинопироксенов лейцитовых вулканитов

Вулканические поля	Разновидность	Химический состав		
		Fe + Mn	Mg	Ca + Na
		ат. %		
Лейцититы				
Младо Нагоричане	Диопсид, хромдиопсид (6)	7,0–10,1	43,6–47,0	45,0–47,0
Ежево Брдо	Диопсид-салит (1)	10,2	41,0	48,8
Коритник	Диопсид (2)	8,0–8,2	42,1–45,0	46,8–49,9
Даубабинское	Mg-фассаит (1)	9,4	38,8	51,8
Орендиты				
Курешничка	Диопсид, хромдиопсид (3)	5,2–7,4	47,0–48,9	45,6–46,4
Краста	Диопсид, Mg-салит (4)	6,0–12,8	40,1–46,7	45,2–47,1
Боликовац	Диопсид (3)	5,5–6,6	46,2–46,6	47,1–48,2
Лейцитовые тефриты				
Партеш	Mg-фассаит (3)	9,8–18,4	29,7–38,5	44,4–54,5
Даубабинское	Салит (3)			
Лейцитовые фонолиты				
Гнилане	Салит, Fe-салит, фассаит (6)	15,8–31,9	19,2–35,7	46,8–52,8
Киргизский хребет:				
Ашутор	Диопсид, Mg-салит (5)	9,8–13,2	37,9–44,7	44,5–49,0
Кольбашы	Диопсид, Mg-салит (4)	8,5–12,7	40,3–43,8	45,7–49,1
Карабалты	Диопсид, Mg-салит (5)	5,2–8,0	45,9–47,3	46,0–47,5
Якукутский комплекс	Салит, Fe-салит, Fe-фассаит (4)	17,0–30,4	16,1–33,0	47,6–53,5

Т а б л и ц а 5. Сравнительная характеристика оливинов лейцитовых вулканитов

Вулканические поля	Разновидности	Химический состав	
		Mg ₂ SiO ₄	Fe ₂ SiO ₄
		мол. %	
Лейцититы			
Ежево Брдо	Оливин (4)	80,6–82,0	17,5–18,9
	" (1)	73,9	25,4
Коритник	" (2)	85,9–88,3	11,5–13,9
Младо Нагоричане	Форстерит (6)	88,6–91,8	8,0–11,2
Орендиты			
Боликовац	Оливин (3)	80,7–88,7	11,1–18,9
Курешничка Краста	" (2)	80,1–82,0	17,8–19,5

Химический состав					
MgO	MnO	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Na ₂ O
мас. %					
Лейцититы					
14,97–17,04	0,09–0,14	0,59–1,81	0,22–0,35	1,57–2,62	0,14–0,38
14,19	0,15	2,07	0,12	4,10	0,21
14,80–14,91	0,10–0,15	1,10–1,72	0,09–0,12	0,51–1,64	0,53–0,59
12,44	0,15	0,56	–	1,99	0,15
Орендиты					
16,60–17,69	0,10	0,54–0,86	0,32–0,42	0,85–1,68	0–0,21
14,14–16,86	0,13–0,27	0,58–1,78	0,08	1,82–3,65	0,11–0,77
17,67–18,81	0,13–0,19	0,38–0,42	0,10	0,47–2,28	0,01–0,08
Лейцитовые тефриты					
9,87–13,97	0,16–0,22	1,21–1,88	–	7,98–9,97	0,14–1,78
Лейцитовые фонолиты					
6,31–9,75	0,27–0,60	0,91–1,75	0,02–0,08	2,92–5,38	0,30–0,61
13,45–16,53	0,12–0,26	0,22–0,91	–	1,45–2,36	0,27–0,71
15,27–16,26	0–0,26	0,38–0,74	–	0,54–0,83	0,07–0,84
16,85–17,45	0,12–0,18	0,30–0,48	0,31–0,56	1,54–2,04	0–0,15
5,34–11,84	0,57–1,24	0,02–0,10	–	0,12–1,16	0,89–3,70

Химический состав			
Mn ₂ SiO ₄	CaO	Cr ₂ O ₃	TiO ₂
мас. %			
0,5	0,14–0,18	0,02–0,05	0–0,04
0,7	0,15	0	0
0,2	0,24–0,56	0,05–0,11	0,02–0,06
0,2	0,06–0,25	0–0,19	0–0,02
0,2–0,4	0,17	0,03–0,04	0–0,02
0,2–0,4	0,04–0,10	0,02–0,03	0–0,02

сайт, но содержание Na_2O в них колеблется незначительно — от 0,30 до 0,68%. Железистые салил и фассаит установлены только в эпидейцитовых феонолитах Якокутского комплекса (см. табл. 4).

Оливин — один из типоморфных минералов лейцитовых вулканитов. Часто, особенно в эпидейцитовых породах, он нацело изменен и замещен хлоритом, кальцитом. В югославских вулканитах свежий оливин встречается в виде вкрапленников (рис. 5) и микролитов базиса. Оптические свойства его аналогичны таковым для членов магнезиального ряда. Особенностью оливина вкрапленников из лейцититов и орендитов СФРЮ является раздробленность или мозаичное угасание кристаллов, что приводит к непрямоугольному его угасанию с углом до $8-12^\circ$.

Размеры элементарной ячейки, определенные М.Т. Дмитриевой (ИГЕМ) для оливина из лейцититов Младо Нагоричане (1) и из орендитов Курешнички Красты (2, 3, 4), следующие:

$$1. a_0 = 4,775 \pm 0,005 \text{ \AA}; b_0 = 10,254 \pm 0,005 \text{ \AA}; c_0 = 5,990 \pm 0,005 \text{ \AA};$$

$$2. a_0 = 4,814 \pm 0,009 \text{ \AA}; b_0 = 10,28 \pm 0,01 \text{ \AA}; c_0 = 5,958 \pm 0,005 \text{ \AA};$$

$$3. a_0 = 4,793 \pm 0,005 \text{ \AA}; b_0 = 10,264 \pm 0,007 \text{ \AA}; c_0 = 5,978 \pm 0,005 \text{ \AA};$$

$$4. a_0 = 4,853 \pm 0,007 \text{ \AA}; b_0 = 10,271 \pm 0,016 \text{ \AA}; c_0 = 6,000 \pm 0,007 \text{ \AA}.$$

Эти данные показывают, что параметры элементарной ячейки форстерита из лейцититов отличны от таковых для менее магнезиального оливина из орендитов*.

Состав оливина отражен в табл. 5. Наиболее магнезиальный форстерит (88,6—91,8 мол.% Mg) развит в лейцититах Младо Нагоричане. Он содержит до 0,19% окиси хрома. Несколько более железистый оливин вкрапленников лейцититов Ежево Брдо (80,6—82,0 мол.% Mg), а в базисе этих пород оливин еще более железистый (73,9 мол.% Mg), в нем заметнее примесь марганца.

Сравнение состава анализированных оливинов (18 ан.) показало их близость и постоянную примесь окиси кальция (0,04—0,56 мас.%). Содержание хрома возрастает с увеличением магнезиальности оливина, а количество марганца — с ее уменьшением.

Магнезиально-железистые слюды ряда флогопит—биотит широко распространены во всех лейцитовых вулканитах. В начале кристаллизации калиевой щелочной магмы выделились вкрапленники магнезиального флогопита; при кристаллизации базиса появились флогопитовые микролиты.

В постмагматический этап раскристаллизация остаточного стекла вызвала образование щелочных полевых шпатов и слюд, среди которых преобладают магнезиально-железистые биотиты, реже флогопиты. Биотит формировал также оторочки вокруг кристаллов магматических пироксена и титаномагнетита, появились оторочки и псевдоморфозы биотита по первично-магматическому флогопиту. Более позднее образование — тонкочешуйчатая ярко-зеленая слюда, черная в более крупных чешуйках. Она замеща-

* Химический состав (в мас.%) оливина из лейцитита Младо Нагоричане: SiO_2 — 41,03; FeO — 8,97; MgO — 49,64; MnO — 0,17; CaO — 0,24; K_2O — 0,02; Cr_2O_3 — 0,10; сумма 100,17. Состав оливина из орендита Курешнички Красты: SiO_2 — 40,61; FeO — 16,62; MgO — 43,01; MnO — 0,21; CaO — 0,04; BaO — 0,04; Cr_2O_3 — 0,02; сумма 100,55.

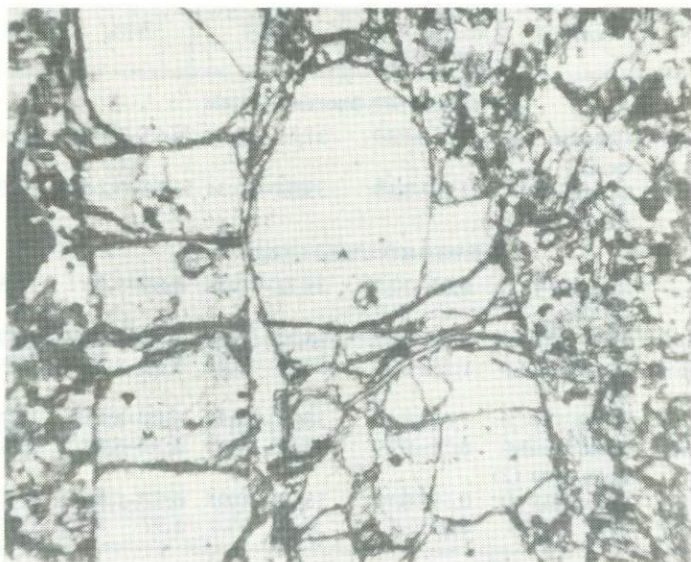


Рис. 5. Оливин вкрапленников в орендите Курешнички Красты; увел. 40

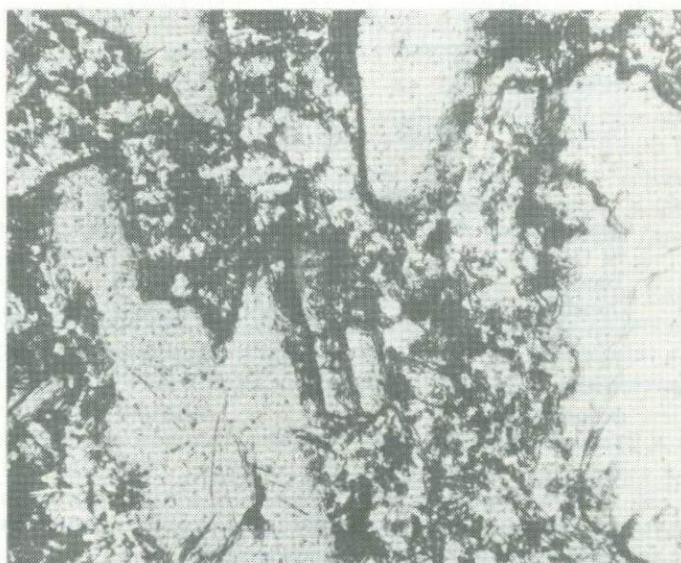


Рис. 6. Флогопит вкрапленников в орендите Курела, корродированный по краям минералами базиса; увел. 40

Т а б л и ц а 6. Химический состав (в мас.%) магнезиально-железистых слюд из лейцитовых вулканитов СФРЮ и СССР

Вулканическое поле	Породы	Mg/Fe (ат. количества)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Магматические флогопиты					
Младо Нагоричане	Лейцититы (3)	3,80–4,49	37,41–38,83	1,63–2,07	12,86–13,70
Партеш	Орендиты (3)	2,58–3,19	39,99–20,34	0,16–3,14	12,04–12,84
Постмагматические слюды					
Коритник	Лейцититы (3)	2,04–2,52	38,22–40,38	4,83–5,23	10,62–12,35
Ежево Брдо	То же (4)	1,02–1,42	35,22–37,15	10,33–11,39	13,33–14,61
Курешничка Краста	Орендиты (2)	1,25–1,75	37,75–39,97	7,02–8,25	12,55–13,54
Боликовец	То же (3)	1,03–1,25	38,54–38,94	6,18–8,13	13,43–14,54
Даубабинское	Лейцитовые феонолиты (2)	0,76–0,79	34,37–34,75	4,79–6,28	15,91–15,99
Якокутское	То же (3)	0,58–0,71	38,91–40,95	0,87–1,84	11,63–13,32
	(1)	0,01	35,92	1,97	22,69

Вулканическое поле	Породы	SrO	BaO	Cr ₂ O ₃	Сумма
Магматические флогопиты					
Младо Нагоричане	Лейцититы (3)	0	0,20–0,31	0,12–0,58	87,29–89,42
Партеш	Орендиты (3)	0–0,02	0–0,39	0–0,17	90,99–96,93
Постмагматические слюды					
Коритник	Лейцититы (3)	0	0,82–3,10	0,05–0,07	92,42–96,20
Ежево Брдо	То же (4)	0–0,04	6,66–8,13	0,03–0,08	98,62–98,99
Курешничка Краста	Орендиты (2)	–	0,12–3,91	0,02–0,03	96,27–98,11
Боликовец	То же (3)	0	0–0,60	0,02–0,07	98,57–98,86
Даубабинское	Лейцитовые феонолиты (2)	0	1,46–2,48	–	95,37–97,87
Якокутское	То же (3)	0–0,55	0–0,04	–	98,38–98,87
	(1)	0,18	0,11	–	98,44

ет первично-магматические цветные минералы и постмагматический биотит. Так же ведет себя довольно редкий лепидомелан.

Все лейцитовые вулканиты содержат первично-магматическую слюду, однако очень часто она полностью опацифицирована или замещена агрегатами вторичных минералов (хлорит, кальцит, эпидот и др.). Свежий магматический флогопит установлен в гиалолейцититах Младо Нагоричане, в орендитах Партеша, Боговины; реликты его наблюдаются в некоторых эпилейцитовых феонолитах Киргизского региона. Флогопит образует вкрап-

FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Магматические флогопиты					
3,76–4,25	20,79–21,74	0–0,04	0,06–0,19	0–0,06	8,89–9,27
6,30–7,51	22,14–23,20	0–0,09	0–0,09	0,01–0,04	9,30–9,55
Постмагматические слюды					
6,05–7,77	19,62–20,63	0,06–0,10	0,01–0,16	0,17–0,52	8,95–9,22
8,77–9,80	12,94–16,24	0,10–0,20	0–0,03	0–0,43	6,14–6,70
8,41–10,14	16,36–18,95	0,10–0,11	0	0,42–0,46	7,55–8,69
10,31–12,30	16,40–17,64	0,09–0,16	0–0,51	0,53–2,29	8,78–9,21
14,20–14,23	14,20–14,62	0,17–0,23	0,15–0,33	0,59–0,80	8,49–9,18
18,01–18,84	14,67–17,07	0,63–1,05	0–0,32	0–0,09	9,24–9,62
26,87	0,22	0,80	0,08	0,44	9,16

ленники до 2–5 мм, микровкрапленники и редкие микролиты. Обычное явление – коррозия первичной слюды веществом базиса – вулканическим стеклом или агрегатом его раскристаллизации (рис. 6). Флогопит отличается идиоморфностью изометричных или удлинённых кристаллов и пачек чешуек. Он имеет ясный плеохроизм: по *Ng* – красновато-коричневый, по *Nm* – более светлый, оранжево-желтый, по *Np* – бледно-желтый до бесцветного. Показатель преломления $Ng = Nm - 1,570 - 1,600 (\pm 0,005)$.

Изучение состава магматической слюды с помощью микрозонда подтвердило, что это флогопит, особенно высокомагнезиальный в лейцититах (табл. 6). Флогопит имеет примеси хрома (до 0,58%), титана (до 3,14%) и бария (до 0,39%). Электронографические исследования (С.В. Соболева, ИГЕМ) позволили установить, что флогопиты из лейцитита Ежево Брдо и из орендита Партеша – триоктаэдрические слюды модификации 1М с параметрами элементарной ячейки флогопита из лейцитита: $a_0 = 5,29$, $b_0 = 9,17$, $c_0 = 10,30$ и $\beta = 99,87^\circ$. Флогопит орендита отличается от первого плохой сохранныостью.

ИК-спектры флогопитов из этих же пород (аналитик Е.В. Власова, ИГЕМ) показали, что флогопит лейцитита Ежево Брдо имеет в структуре весьма незначительное количество молекулярной воды и два типа ОН-групп с разной ориентацией, подтверждаемой наличием эффекта дихроизма в связи с октаэдрическими группами катионов типа $MgMgMg$ и $MgMgFe$. Флогопит орендита из Партеша содержит больше железа, он в значительной мере гидратирован (широкая полоса поглощения 3460 см^{-1}). Изученный состав этих флогопитов (см. табл. 6) подтверждает приведенные данные о различии их по содержанию железа.

Среди постмагматических слюд установлены флогопит, биотиты магнезиальный и магнезиально-железистый и лепидомелан.

Флогопит постмагматический, отмеченный в лейцититах-орендитах Кортника (СФРЮ), образует крупные ксеноморфные кристаллы — порфиروبласты, часто сетчатого строения вследствие многочисленных включений — реликтов различных магматических минералов. Флогопит этот имеет резкий плеохроизм: по Ng — яркий, красно-коричневый, по Nm — оранжево-желтый, по Np — бледно-желтый до бесцветного. Показатель преломления $Ng = Nm - 1,615 \pm 0,005$.

В орендитах Курела постмагматический флогопит обладает менее ярким плеохроизмом: по Ng — светлый золотисто-коричневый, по Nm — желтый, по Np — соломенно-желтый до бесцветного. Показатель преломления его $Ng = Nm - 1,593 \pm 0,005$. Судя по более слабому плеохроизму, предполагается, что эта слюда частично гидратирована.

Биотиты новообразований в лейцититах и орендитах формируют также крупные ксенокристаллы, корродирующие первично-магматические минералы. Эти биотиты (так называемые необиотиты, по М. Терзич) имеют очень резкий преохроизм: по Ng — густо-коричневый, по Nm — яркий коричнево-красный, по Np — бледно-желтый. Показатель преломления $1,644 \pm 0,005$. Наиболее высокий показатель преломления ($1,677 \pm 0,010$) у биотита из лейцититов-орендитов Ежево Брдо.

Электроннографические исследования постмагматических биотитов из лейцититов Ежево Брдо и орендита Курешнички Красты (С.В. Соболева, ИГЕМ) позволили установить, что эти слюды так же, как и первично-магматические флогопиты, относятся к триоктаэдрической модификации IM с параметрами элементарной ячейки: $a_0 = 5,33$; $b_0 = 9,22-9,24$; $c_0 = 10,28-10,30$, $\beta = 99,93-100,03^\circ$.

ИК-спектр биотита из лейцитита Ежево Брдо (Е.В. Власова, ИГЕМ) соответствует биотиту, но имеет некоторый сдвиг полос поглощения, особенно заметный для либрационных колебаний $Me-OH$ 630 см^{-1} . Предполагается, что это явление связано с присутствием заметного количества бария в межслоевых катионах. Таким образом изоморфизм $K-Ba$ ведет к усилению сил отталкивания между межслоевыми катионами и протонами OH -групп, ослабляющих водородные связи последних.

В составе постмагматических биотитов (см. табл. 6) действительно заметную роль играет барий, достигающий максимума в биотите из лейцитита Ежево Брдо (8,13%). В нем же максимальное количество окиси титана (до 11,39%). Почти все постмагматические биотиты имеют повышенные содержания окиси титана, которая оказывает решающее влияние на плеохроизм; в них больше, чем в магматическом флогопите, примеси марганца, иногда также натрия.

В лейцитовых и эпилейцитовых фонолитах постмагматические биотиты редко образуют выделения типа порфиробласт, обычно они имеют вид мелкочешуйчатых агрегатов или скоплений в псевдоморфозах по первичным цветным минералам. По составу они более железистые, чем биотиты лейцититов и орендитов. Постмагматический биотит эпилейцитовых фонолитов Даубабинского поля отличается повышенными количествами глинозема и окиси натрия, а биотит якукутских эпилейцитовых фонолитов — марганца и стронция при минимальном количестве бария (см. табл. 6).

Лепидомелан распространен в эпидейцитовых фonoлитах Якокутского вулканоплутонического комплекса. Он развивается в участках интенсивной перекристаллизации фonoлитов совместно с меланитом, сфеном, микроклином, альбитом. При этом он замещает клинопироксен и красно-коричневый постмагматический биотит. Эта мелкочешуйчатая слюда образует мелкие скопления, она характеризуется резким плеохроизмом: по *Ng* — густо-зеленый или зелено-черный, по *Nm* — зеленый, зеленовато-бурый, по *Np* — золотисто-желтый, светлый желто-зеленый. Показатель преломления $N_g = N_m = 1,670 \pm 0,005$. Поздняя мелкочешуйчатая слюда по оптическим свойствам близка лепидомелану. По составу лепидомелан относится к максимально железистым слюдам (см. табл. 6).

Сравнение описанных слюд лейцитовых вулканитов СФРЮ и СССР со слюдами тех же пород других стран (табл. 7) показало общность их состава, однако имеются и некоторые провинциальные особенности. Так, флогопиты лейцитовых вулканитов Лейцит Хиллс обогащены кремнеземом, в них меньше глинозема, содержание TiO_2 — 1,86–3,70; BaO — 0,27–1,47; Cr_2O_3 — 0,08–0,89 [12]. Слюда итальянских лейцититов — железистый флогопит, обогащенный барием (BaO — 6,90%), содержание окиси титана — 1,51%. Слюда итальянских лейцитовых гефритов — биотит с содержанием TiO_2 — 1,51–6,60%, BaO — 0,65–1,68% [8, 11]. Флогопит из лампроита Кимберли (Австралия) имеет 8,97% TiO_2 и 0,35% BaO . К сожалению, в указанных статьях нет описания взаимоотношений слюд с другими породообразующими минералами, поэтому неясно какие слюды анализировались — первично-магматические или постмагматические.

Интересно сопоставление слюд лейцитовых вулканитов со слюдами глубинных нодулей перидотитов [3, 9], а также со слюдами ксенокристаллов в молодых базальтах [4]. Слюды глубинных ксенолитов перидотитов — флогопиты, содержащие мало титана и бария (см. табл. 7). Ксенокристаллы, обнаруженные в молодых базальтах МНР — биотиты, весьма обогащенные титаном (до 12,15%).

Для изучения распределения титана и бария в магнезиально-железистых слюдах построены графики (рис. 7, 8), на которых хорошо видно, что титан и барий концентрируются в слюдах с пониженной магнезиальностью. Однако имеются исключения: в флогопите мантийных нодулей базальтов МНР окиси титана до 9,2%, в флогопите лампроита Кимберли — 8,97%. Самое высокое содержание титана в биотите ксенокристаллов молодых базальтов МНР. По содержанию титана к ним близок магнезиальный постмагматический биотит лейцититов и орендитов Ежево Брдо и других вулканических полей СФРЮ.

Сопоставление слюд лейцитовых вулканитов СФРЮ и СССР позволило выявить зависимость распределения титана от условий образования слюды: минимальные содержания в магматических и максимальные — в постмагматических слюдах. Такая же закономерность подмечена для первичных и вторичных слюд перидотитов из глубинных ксенолитов, залегающих в кимберлитовых трубках Южной Африки [9]. Заметим, что флогопит из включения в алмазе также имеет невысокое содержание окиси титана — 1,7% [10].

Сами лейцитовые вулканиты обычно имеют мало титана (ниже кларка для базальта, редко — кларковые количества). Помимо слюд, титан

Т а б л и ц а 7. Химический состав магнезиально-железистых слюд лейцитовых вулканитов и глубинных ксенолитов других регионов

Вулканическое поле	Породы	Mg/Fe (атомные количества)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Лейцит Хиллс (США)	Орендиты оливковые (2)	6,6-7,2	42,14-43,06	1,86-2,06	11,30-11,38	2,76-3,00	25,47-25,84	0	-
	Вайомингиты (2)	6,1-6,7	41,28-41,81	2,15-2,20	11,52-11,89	2,96-3,18	24,85-25,44	- 0-0,07	-
Вико (Италия)	Мадупиты (1)	3,2	42,46	3,70	7,72	5,64	23,56	0,02	-
	Тефриты лейцитовые (4)	1,2-1,3	36,8-40,2	1,88-4,99	11,8-14,6	10,5-10,8	16,1-18,3	0,08-0,11	0-2,1
Валсини (Италия)	Лейцититы (1)	1,9	36,8	1,51	14,5	7,5	18,1	0,12	0,04
	Тефриты лейцитовые (3)	1,0-1,2	35,6-36,3	2,94-6,60	15,0-16,0	11,3-12,8	15,8-17,6	-	-
Шаварын Царам (МНР)	Ксенокристаллы в базальтах (3)	0,6-0,7	35,45-35,90	11,76-12,15	16,64-16,98	1,66-2,54	11,18-11,99	0,04-0,11	0-0,03-0,06
	Мантйные нодули	3,5-11,3		4-9,2	14,5-17,5	11,20-12,21	25-28		
Хауерс Хилл	Флогопит лейцитовый					2-5			
Кимберли (Австралия)	лампроит (1)	2,7	20,78	8,97	10,95	FeO - 3,73	19,66	Сл.	0,11
Кимберлитовые трубки Южной Африки	Слюды крупнозернистые (10) (ксенолиты перидотитов)	7,8	41,01	0,18	13,49	2,60	26,03	0,02	0,01
	Слюды ассоциирующие с клинопироксенами (6)	7,2	41,49	0,46	12,89	2,76	25,67	0,02	0,04
	Первичный флогопит из гранатового лерцолита (1)	6,7	40,99	0,57	13,26	3,04	26,19	0,04	0,03
	Вторичный флогопит в лерцолите (21)	4,9	40,25	1,79	13,49	3,84	24,15	0,03	0,03
	Включение флогопита в алмазе (1)			1,7		5,4			

Вулканическое поле	Породы	Na ₂ O	K ₂ O	S ₂ O	BaO	Cr ₂ O ₃	Другие примеси, г/т	Источники
1	2	11	12	13	14	15	16	
Лейцит Хиллс (США)	Орендиты оливковые (2)	0	10,41-10,69	-	0,27-0,33	0,08-0,34	Ni - 2255-2435; Nb - 15-18; Zr - 122-164; Sr - 128-207; Rb - 250-287; Co - 54	[2]
	Вайомингиты (2)	0,13-0,22	10,53-10,61	-	0,48-0,52	0,66-0,89	Ni - 2083-2435; Nb - 15-24; Zr - 122-164; Sr - 128-207; Rb - 250-287; Co - 54-57	"
Вико (Италия)	Мадупиты (1)	0,62	10,16	-	1,47	0	-	"
	Тефриты лейцитовые (4)	0,22-0,61	8,6-9,5	-	-	0,03	-	[8]
Валсини (Италия)	Лейцититы (1)	0,51	7,51	-	6,90	-	-	[11]
	Тефриты лейцитовые (3)	0,27-0,58	7,53-9,48	-	0,65-1,68	-	Rb - 967, Sr - 342, Zr - 95	"

Таблица 7 (окончание)

1	2	11	12	13	14	15	16	
Шаварын Царам (МНР)	Ксенокристаллы в базальтах (3)	0,49–0,58	9,33–9,63	–	0,39–0,51	–	–	[4]
	Мантийные нодули				1–2	0,13–1,38	Ni – 1100–2500; Rb – 80–120; Sr – 440	[3]
Хауерс Хилл Кимберли (Австралия)	Флогопит лейцитовый Лампроит (1)	0,11	10,59		0,35		–	[13]
Кимберлитовые трубки Южной Африки	Слюды крупнозернистые (10) (ксенолиты перидотитов)	0,31	10,00	–	0,29	0,82	NiO – 0,22; Rb ₂ O – 0,028; F – 0,43; Cl – 0,08	[9]
	Слюды ассоциирующие с клинопироксенами (6)	0,48	10,06	–	0,19	0,68	NiO – 0,19; Rb ₂ O – 0,023; F – 0,76; Cl – 0,06; NiO – 0,27	"
	Первичный флогопит из гранатового лерцолита (1)	0,19	9,99	–	–	0,78		"
	Вторичный флогопит в лерцолите (21)	0,51	9,74	–	0,14	1,17	NiO – 0,16; Rb ₂ O – 0,028; F – 0,68; Cl – 0,03	"
	Включение флогопита в алмазе (1)						–	[10]

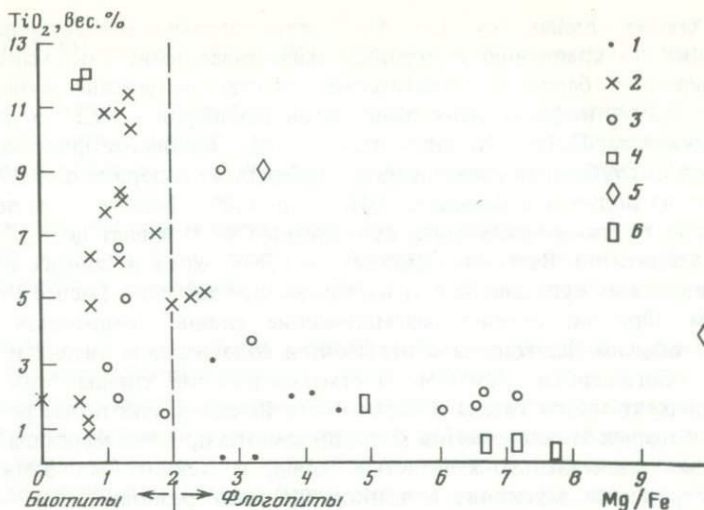


Рис. 7. Отношение TiO₂ к Mg/Fe в слюдах лейцитовых вулканитов и других пород
 1 — магматическая слюда из лейцитовых вулканитов СФРЮ и СССР; 2 — постмагматическая слюда из этих же пород; 3 — из лейцитовых вулканитов других регионов; 4 — ксенокристаллы в базальтах МНР; 5 — из мантийных нодулей в базальтах МНР; 6 — из ксенолитов перидотитов в кимберлитах Южной Африки

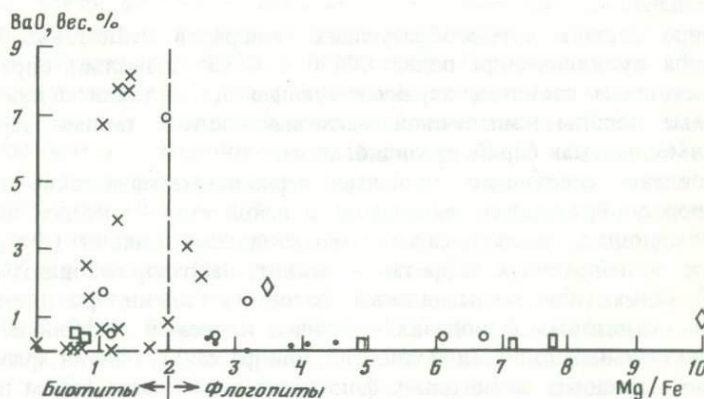


Рис. 8. Отношение BaO к Mg/Fe в слюдах лейцитовых вулканитов и других пород
 Условные обозначения рис. 7

находится в клинопироксене (диопсид, магнезиальный салит) от 0,2 до 2,1%, а также в акцессорном титаномagnetите. Несколько повышены содержания титана в пироксене лейцититов Ежево Брдо, в которых развит постмагматический биотит с максимальным содержанием титана. Главным фактором концентрации титана в слюдах является возможность его вхождения в кристаллическую решетку вместе с железом на место магния [4, 1].

Распределение бария в слюдах подчиняется в общих чертах той же закономерности, которая установлена для титана: бария больше в менее

магнезиальных слюдах (см. рис. 8), а следовательно, в слюдах постмагматических по сравнению с первично-магматическими. Так, максимальное содержание бария в магматических слюдах лейцитовых вулканитов СФРЮ — 0,39%, в флогопитах лампроитов Кимберли — 0,35, в лейцитовых вулканитах Лейцит Хиллс — 0,52—1,47%. Первичные флогопиты перидотитов из глубинных ксенолитов в кимберлитах содержат до 0,29% BaO, флогопит из нодулей в базальтах МНР — до 1,38%. Вместе с тем постмагматические биотиты лейцитовых вулканитов СФРЮ имеют до 8,13% BaO, биотит лейцититов Валсини (Италия) — 6,90%, хотя в слюдах итальянских лейцитовых вулканитов есть и очень низкие значения (менее 1% BaO).

Таким образом, первично-магматические слюды лейцитовых вулканитов — обычно флогопиты с невысоким содержанием титана и бария, заметно обогащенные хромом. Постмагматические слюды этих пород часто содержат много титана и бария, хотя имеются некоторые разновидности, в которых этих элементов мало, но заметна примесь марганца.

Помимо магнезиально-железистых слюд, в лейцитовых вулканитах часто встречаются мусковит и тронкочешуйчатая разновидность — серицит. Они появляются в эпилейцитовых фонолитах и эпилейцититах в процессе их постмагматического изменения. Наиболее широко мусковит проявлен в эпилейцитовых фонолитах Якокутского комплекса. В его составе имеются примеси окислов железа (0,3—4,4%), титана (0,6—0,9%), стронция (0,4—0,5%), бария (до 0,07%); примеси марганца и магния незначительны.

Изучение состава породообразующих минералов лейцитовых вулканитов ряда вулканических полей СФРЮ и СССР позволяет определить их индикаторные свойства, характеризующие эти вулканиты как высококальциевые породы повышенной магнезиальности с такими характерными примесями, как барий, стронций, хром.

Установлены следующие типичные первично-магматические парагенезисы породообразующих минералов: в лейцититах — лейцит, диопсид (или хромдиопсид, диопсид-салит), магнезиальный оливин ($Фo_{92-81}$), флогопит; в лейцитовых тефритах — лейцит, лабрадор-битовнит, магнезиальный салит (или магнезиальный фассаит), оливин, флогопит, гиалофан; в лейцитовых фонолитах — лейцит, калиевый санидин и гиалофан, магнезиальный салит (или диопсид, или фассаит), оливин, флогопит.

Из всех изученных лейцитовых фонолитов выделяются своим первичным парагенезисом якокутские, имеющие в своем составе, кроме лейцита и калиевого санидина, довольно железистый салит (или фассаит), а также более железистую слюду — биотит.

Среди постмагматических парагенезисов минералов наиболее характерны следующие минеральные ассоциации, распространенные среди лейцитовых вулканитов:

калиевый и натриевый ортоклаз, гиалофан, нефелин, андезин-лабрадор, флогопит-биотит. Этот парагенезис характерен для процесса преобразования лейцититов в орэндиты;

титанистый биотит, магнетит, сфен. Интенсивное ослождение вулканитов местами приводит к образованию гнезд слюдитов;

лепидомелан, меланит, микроклин, сфен, пирит. Этот парагенезис распространен лишь в породах Якокутского комплекса; но не исключено,

что меланитовые разности лейцититовых фонолитов и лейцититов Гнилане (СФРЮ) также могут представлять собой породы с наложенным гранатом;

хлорит, эпидот, кальцит, альбит, кварц, пирит, гематит. Этот наложенный парагенезис широко проявлен в связи с гидротермальной переработкой отдельных зон, участков лейцитовых вулканитов (пропилитизация);

анальцим, филлипсит, натролит, хабазит, томсонит и другие цеолиты, а также кальцит, барит, арагонит, хлорит (цеолитизация). Эти минералы в виде гнезд и сети прожилков развиты в зонах трещиноватости вулканитов.

Помимо этого, локальное развитие имеют наложенные процессы кальцитизации или альбитизации.

Для всех лейцитовых вулканитов типоморфными являются калий-содержащие магматические минералы: лейцит, калиевые полевые шпаты и слюды. Вместе с тем типоморфны также магнийсодержащие магматические минералы: оливин, клинопироксен и слюда, которые представлены разностями, обогащенными магнием. Калийсодержащие минералы широко распространены и среди постмагматических парагенезисов — это щелочные полевые шпаты, слюды, филлипсит и др.

Другой особенностью, характерной для лейцитовых вулканитов, является присутствие стронция и бария во многих породообразующих минералах. Среди щелочных полевых шпатов имеется самостоятельный бариевый минерал — гиалофан, среди плагиоклазов — барий-стронциевый андезин-лабрадор, а среди слюд — титанисто-бариевый биотит. Так, в лейцитовых фонолитах Гнилане (Косово) первично-магматические вкрапленники полевого шпата представлены гиалофаном ($\text{BaO} = 5,74-6,90$), а лейсты базиса — санидином и гиалофаном ($\text{BaO} = 0,65-4,71$). Полевой шпат, псевдоморфно заместивший лейцит этой породы имеет также состав гиалофана ($\text{BaO} = 4,61-5,10$). Примерно такого же состава вкрапленники и лейсты базиса эпилейцитовых фонолитов Ашутора. В эпилейцитовых фонолитах Якокутского комплекса гиалофана нет, но магматические и постмагматические полевые шпаты имеют заметную примесь BaO ($0,40-0,88$). Первично-магматические флогопиты лейцититов и других пород СФРЮ бедны барием, им обогащены лишь постмагматические слюды (до $8,3 \text{ BaO}$): Совместно с последними развивается ортоклаз ($0,03-0,10 \text{ BaO}$). Лишь в орентите Курешнички Красты совместно кристаллизались обогащенные барием ортоклаз-гиалофан ($1,14-2,36 \text{ BaO}$) и биотит (до $3,91 \text{ BaO}$).

Еще одна особенность лейцитовых вулканитов — постоянная примесь окиси хрома, заметная не только в составе вулканитов, но и в ряде минералов: в оливине (до $0,19\%$), диопсиде (до $0,56\%$), магматическом флогопите (до $0,58\%$), магматическом титаномагнетите (до $8,95\%$). В нонтроните, местами входящем в состав псевдоморфоз по оливину и по лейциту, имеется $4,28\%$ окиси хрома.

В заключение отметим, что высокая магнезиальность вкрапленников оливина и флогопита, наряду с общей повышенной магнезиальностью исследованных лейцитовых вулканитов, дает основание говорить о значительных глубинах зарождения первичного расплава, из которого фор-

мировалась исходная калиевая щелочная магма. Повышенное содержание окиси кальция в оливине (до 0,56%) может быть использовано для суждения о быстром подъеме магмы и кристаллизации оливина в условиях быстрого падения давления.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белянкина Е.Д., Петров В.П.* Геохимическая роль слюд в минеральных ассоциациях, классификация, химизм и генезис слюд //Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 11.
2. *Еремеев Н.В.* Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984.
3. *Ионов Д.А., Борисовский С.Е., Коваленко В.И.* и др. Слюды из мантийных нодул в щелочных базальтах МНР //Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 5.
4. *Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П., Владыкин Н.В.* Мантийные титансодержащие слюды: состав, структура, условия образования, возможная роль в генезисе калиевых щелочных магм //Геохимия. 1981. № 6.
5. *Свешникова Е.В., Еремеев Н.В.* Рудоносные полиформационные магматические комплексы центральной части Алданского щита //Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982.
6. *Терзић М., Свешникова Е.В.* Старост лейцитских стена у Угуставиј и // Зборник САН., 1986, кн. 3.
7. *Bannister F.A., Sahama T.G.* Kalsilite in venanzite from San Venanzo, Umbria, Italy // Miner. Mag. 1953. Vol. 30, N 220.
8. *Cundari A.* Mineral chemistry and petrogenetic aspects of the Vico lavas, Roman volcanic region, Italy //Contribs Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 53, N 2.
9. *Delaney J.S.* Chemistry of micax from kimberlites and xenoliths. II Primary and secondary textured micas from peridotite xenoliths //Geochim. et cosmochim. acta. 1980. Vol. 44, N 6.
10. *Gurney J.J., Hatton C.J.* A diamond-graphite eclogite from the Roberts Victor Mine // Proc. 2 Intern. Kimberlite Conf. Wash. 1979. Vol. 2.
11. *Holm P.M.* Mineral chemistry of perpotassic lavas of the Vulsinian district, the Roman Province, Italy //Miner. Mag. Vol. 46, N 340.
12. *Kuehner S.M., Edgar A.D., Arima M.* Petrogenesis of the ultrapotassic rocks from the Leucite Hills, Wyoming //Amer. Miner. 1981. Vol. 66, N 7/8.
13. *Pridier R.T.* Some minerals from the leucite-rocks rocks of the West Kimberley area, W. Australia //Miner. Mag. 1939. Vol. 25.
14. *Ristić P.* Vulkanske alkalne (leucitne) stene oblasti jugozapadno od Gnilana //Arhiv. za tehnologiji. Tuzla, 1963. Bd. 3.
15. *Sahama T.G., Wiik H.B.* Leucite, potash nepheline and clinopyroxene from volcanic lavas from southwestern Uganda and adjoining Belgian Congo //Amer. J. Sci. 1952. Bowen vol.
16. *Terzić M.* "Kajaniti" Jugoslavije //Zbornik radova. Budva, 1982. Knj. 1.

ОСОБЕННОСТИ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАЛИЕВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Калиевые щелочные породы, довольно редкие и специфические по составу, характеризуются определяющей ролью калия в составе породообразующих и аксессуарных минералов. Изучение вещественного состава калиевых щелочных пород, образующихся в разных структурах континентальной коры, но при определенном геодинамическом режиме, возникающем в связи с интенсивной тектонической активизацией дизъюнктивных нарушений, позволяет выявить их специфические признаки. Последний вопрос является одним из основных в решении проблем щелочного петрогенезиса, таких, как глубина генерации магм и источник калия. Отмечается непосредственная связь калиевых щелочных пород со сквозными глубинными разломами, пересекающими фундамент геологических структур и стимулирующих поднятие мантийных магматических расплавов. Об этом свидетельствует, например, развитие алданских мезозойских кимберлитов в зоне глубинного Инаглинского разлома, где развиты калиевые щелочные породы. Последние также могут быть приурочены к рифтам, зонам глубинных разломов, грабенам глубокого заложения. Изучение калиевых пород имеет и практическое значение, так как с ними ассоциируют месторождения меди, железа, редких металлов, нерудных полезных ископаемых.

Среди большого числа ассоциаций щелочных вулканических и плутонических пород калиевого ряда выделяются три главных группы: 1 – калиевых ультраосновных пород; 2 – калиевых основных пород; 3 – калиевых сиенитов и трахитов. Они характеризуются значительным преобладанием калия над натрием в составе пород, где определяющую роль играют лейцит, кальсилит, слюды.

Среди калиевых ультраосновных пород выделяются ассоциации: 1 – угандитов, мафуритов, катунгитов, биотитовых перидотитов [9] и 2 – волжидитов, седриситов, мамилитов, фицроитов, вайомингитов [11]. Характерно, что со второй ассоциацией, установленной в Западной Австралии, связаны алмазоносные кимберлиты. Факты алмазоносности калиевых ультраосновных пород установлены и в лампроитах Австралии [8], а также в дайках и трубках взрыва фицроитов Бенина, Западной Африки [10].

Группа калиевых сиенитов и трахитов представлена преобладающими в массе лейкократовыми разновидностями. Интрузивная серия пород, включающая лейцитовые сиениты, биотит-нефелиновые сиениты, пуласкиты, сынныриты, представлена в Сыннырском и Сакунском массивах Северо-Байкальского горста. Эффузивная серия, состоящая из лейцититов, лейцитовых фонолитов, щелочных трахитов, наиболее полно представлена в вулканических образованиях Римской провинции [12].

Остановимся более детально на группе калиевых основных пород. Она исследована нами в резко различной геологической обстановке различных петрографических провинций: на Алданском щите, в складчатой области западных отрогов Тянь-Шаня, в зоне глубинных разломов на стыке кале-

донской и герцинской складчатых областей Северного Тянь-Шаня. Для этой группы характерно последовательное изменение состава пород от более меланократовых, через мезократовые к лейкократовым породам.

Интрузивные породы в наших материалах представлены следующей серией: калиевые перидотиты, пироксениты, шонкиниты, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, щелочные сиениты. Эффузивные породы представлены калиевыми лимбургитами, пикрит-базальтами, лейцитовыми базальтами, тефритами, лейцититами, лейцитовыми фоллитами и трахитами.

Минеральный состав калиевых щелочных пород резко отличается от такового для щелочных пород натриевого ряда. В последних широко развиты натрий-кальциевые титано-цирконосиликаты, ниобиевые и редкоземельные минералы. Состав калиевых щелочных пород определяется в первую очередь наличием первично-магматических калийсодержащих минералов: ортоклаза, лейцита и замещающих его тонкозернистого агрегата ортоклаза и альбита, мелкочешуйчатой слюды. Характерным минералом является также плагиоклаз. Главный темноцветный минерал — пироксен с сопутствующим оливином и первично-магматической слюдой.

Наиболее характерными акцессорными минералами калиевых щелочных пород являются апатит, составляющий иногда до 10%, и магнетит. Реже, в небольших количествах, встречаются циркон, ильменит, сфен, рутил, пирротин, пирит. Имеются специфические калийсодержащие акцессории в калиевых щелочных породах провинции Кимберли, Западной Австралии, штате Вайоминг, США: прайдерит (К—Ва-рутил), вадеит (К—Са-цирконосиликат) и магнофорит (калиевый аналог рихтерита), свойственные лампроитам орендитовой группы, впервые обнаруженные в породах бассейна р. Фицрой (западная часть Кимберли, Западная Австралия).

Остановимся подробнее на породообразующих и наиболее характерных акцессорных минералах калиевых щелочных пород, детально изученных нами в Центральном-Алданском районе Якутской ССР, Западно-Таласской провинции Южного Казахстана и Кара-Балтинском поле Киргизского хребта. Лейкократовые минералы, представленные калиевыми полевыми шпатами (ортоклазами и ортоклаз-микропертитами), занимающими наибольший объем породы, плагиоклазами, а также фельдшпатоидами (лейцитом и анальцимом), в данной статье не рассматриваются ввиду детального их разбора в статье Е.В. Свешниковой настоящего сборника, а также в других работах [5, 6].

Широко распространенной группой породообразующих минералов серии калиевых основных щелочных пород являются пироксены. В пределах этой группы можно выделить салиты, авгиты, эгирин-авгиты. Реже встречаются диопсиды и эгирины.

Диопсид наиболее характерен для ранних членов серии калиевых ультраосновных пород (калиевых пикритов, калиевых пироксенитов), где он составляет до 40%, отличаясь высокой магнезиальностью и значительным содержанием хрома. Он также отличается наиболее высоким содержанием кремнезема (табл. 1).

Пироксены основных пород (калиевых тефритов, шонкинитов) составляют от 28 до 51%, относятся к группе салитов, салит-авгитов. По сравнению с пироксенами гипербазитов они содержат меньшее количество

Т а б л и ц а 1. Химический состав (в мас.%) пироксенов из калиевых основных щелочных пород

Оксиды	1 (3) *	2 (4)	3 (3)	4 (4)	5	6 (3)
SiO ₂	50,1–55,4	53,0–54,5	49,0–53,9	48,5–51,8	50,6	44,6–50,1
TiO ₂	0,2–0,6	0,1–0,4	0,5–0,8	0,1–0,6	0,5	0,6–1,3
Al ₂ O ₃	0,4–4,3	0,2–0,8	4,3–4,7	1,1–3,7	3,5	3,6–6,7
Fe ₂ O ₃	2,3–2,9	–	3,0–3,4	3,8–6,6	–	3,4–5,0
FeO	1,7–4,0	6,8–8,8	4,2–5,5	3,7–5,1	11,5	3,0–6,1
MnO	0,1–0,2	0,1–0,2	0,2–0,3	0,2–0,3	0,8	0,2–0,8
MgO	15,5–17,3	12,9–16,9	14,3–14,4	11,2–15,8	10,3	9,0–12,0
CaO	21,1–22,0	21,1–22,6	16,8–21,1	21,4–21,6	23,4	21,8–22,4
Na ₂ O	0,2–0,5	0,3–2,9	0,4–0,5	0,9–1,4	1,2	0,8–1,0
K ₂ O	0,1–0,2	0–0,1	0,1–0,2	0,1–0,3	0,1	0,3–0,8
H ₂ O	0–0,3	0–0,6	0,2–0,8	0–0,2	–	0–0,6
Cr ₂ O ₃	0,1–0,3	0–0,2	0,1–0,2	0–0,1	–	0–0,1

Аналитики А.И. Гусева (1), С.Е. Борисовский (2, 5 – рентгеноспектральный анализ), Е.М. Нактинас (3, 6), Н.В. Королева (4), ИГЕМ АН СССР.

*Здесь и далее: в скобках – число анализов.

П р и м е ч а н и е. 1 – калиевых пикритов Даубабинского массива Западно-Таласской провинции; 2 – калиевых перидотитов Инаглинского массива Центрального Алдана; 3 – калиевых тефритов Якокутского массива Центрального Алдана; 4 – шонкинитов Инаглинского массива Центрального Алдана и Коль-Башинского массива Киргизского хребта; 5 – калиевых трахитов Якокутского массива Центрального Алдана; 6 – калиевых сиенитов Якокутского массива Центрального Алдана.

кремнезема, магния, кальция и несколько большее титана, железа и щелочей.

Пироксены средних пород (калиевые трахиты и сиениты), где они составляют от 8 до 25%, тяготеют к правой части поля салитов, отличаясь от пироксенов основных и ультраосновных пород более низким содержанием кремнезема, магния и большим – титана, алюминия, железа, марганца.

В Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР производилось определение элементов-примесей минералов (аналитики И.В. Басалаева, Л.Ф. Карташова, Н.В. Королева, И.Б. Никитина). Во всех пироксенах отмечается значительное содержание хрома, причем в пироксенах из пикритов оно достигает 1150 г/т, а общий фон составляет 100–200 г/т. Микропримеси ванадия (50–100 г/т), кобальта (30–50 г/т) также составляют общих средний фон.

Сопоставление рассмотренных выше пироксенов из калиевых щелочных пород с пироксенами из щелочных пород натриевого ряда [5] выявило, что в последних пироксен менее магнезиальный (1,2–12,6%), содержит больше щелочей (содержание Na₂O – 1,3–1,9%; K₂O – 0,1–1,6%), что указывает на значительное содержание эгириновой составляющей.

В пределах одного кристалла пироксена часто наблюдается неоднородность, выражающаяся в зональности роста и зональности замещения (обрастание салит-авгита эгирина-авгитом и эгирином).

В состав калиевых ультрабазитов (калиевых перидотитов, калиевых лимбургитов) Центрального Алдана и Западного Таласса входит оли-

Т а б л и ц а 2. Химический состав (в мас.%) оливинов калиевых основных щелочных пород

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	38,8	40,8	36,1–38,9	36,2
TiO ₂	Не обн.	0,02	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	Не обн.	0,04	0–0,04	0,1
Fe ₂ O ₃	–	–	–	–
FeO	21,7	7,5	25,5–30,9	35,7
MnO	0,4	0,4	0,7–1,1	1,1
MgO	38,6	48,9	33,2–34,8	30,7
CaO	0,1	–	0–0,2	0,3
Na ₂ O	–	–	–	0,05
K ₂ O	–	0,02	0–0,02	0,05

Аналитик С.Е. Борисовский, ИГЕМ АН СССР.

Примечание. 1 – калиевых перидотитов Инаглинского массива Центрального Алдана; 2 – калиевых лимбургитов Якокутского массива Центрального Алдана; 3 – шонкинитов Ирисуйского массива Западного Таласса; 4 – псевдолейцитового сиенита Ирисуйского массива Западного Таласса.

вин как главнейший породообразующий минерал вкрапленников и основной массы. В значительных количествах оливин присутствует в отдельных разностях основных пород (шонкинитах, тефритах). В калиевых гипербазитах он составляет в среднем 42%, а в шонкинитах достигает 11%. В породах среднего состава (лейцитовых фонолитах) оливин присутствует как акцессорный минерал (до 2–3%).

В калиевых ультрабазитах для оливина содержание форстеритовой составляющей – $\Phi_{0,70-9,0}$ (табл. 2), хрома – до 500 г/т. В оливинах основных пород – $\Phi_{0,64-7,0}$ и достигает наименьшего значения $\Phi_{0,63}$. По мере увеличения лейкократовости пород в оливинах из этих пород наблюдается повышенное содержание марганца (от 0,4 до 1,1%). Для калиевых пород в целом отмечается прямая зависимость между общей железистостью пород от калиевых гипербазитов к калиевым породам основного и среднего состава и увеличением фаялитовой составляющей оливинов.

Следующими по распространенности среди темноцветных породообразующих минералов калиевой щелочной серии являются слюды. В калиевых ультрабазитах их до 15%, в шонкинитах и тефритах до 19%, в калиевых сиенитах и трахитах до 14%. Флогопиты калиевых перидотитов и лимбургитов имеют отношение Mg/Fe, равное 2,0–9,3 и представлены магнезиальными, переходными к железистым разностям (табл. 3). Они характеризуются, кроме высоких содержаний MgO (до 26,5%), наиболее высоким содержанием K₂O (до 10,6%), TiO₂ (до 4,7%), низким содержанием железа и низким показателем преломления ($N_g = N_m - 1,580-1,624$). Отмечаются разности со значительным содержанием фтора (до 4,4%), хрома (700–800 г/т), ванадия (до 450), никеля (до 360), бария (до 7200 г/т).

Слюды основных и средних пород единой калиевой щелочной серии относятся к магнезиальной разности биотитов (Mg/Fe = 0,7–1,9), общая железистость редко достигает 70%. Они отличаются меньшим содержанием

Т а б л и ц а 3. Химический состав (в мас.%) слюд калиевых основных щелочных пород

Оксиды	1	2 (3)	3	4 (3)	5 (3)	6 (3)
SiO ₂	46,3	33,0–37,7	35,4	34,4–36,9	33,9–34,7	34,2–36,1
TiO ₂	0,7	2,5–4,7	3,2	2,5–2,9	3,5–3,9	2,7–3,1
Al ₂ O ₃	13,0	13,7–16,0	16,1	13,9–15,8	14,5–14,7	13,9–19,1
Fe ₂ O ₃	–	3,8–6,6	5,1	5,0–7,6	4,3–4,4	4,5–5,2
FeO	2,4	4,2–12,8	9,2	9,1–15,5	12,2–17,2	9,7–19,3
MnO	0,1	0,1–0,2	0,1	0,1–0,3	0,3–0,4	0,1–0,8
MgO	26,5	12,1–19,6	16,0	10,2–16,9	11,0–15,6	9,1–14,8
CaO	0,2	0,6–1,7	1,0	0,7–1,7	1,6–2,5	0,7–0,8
Na ₂ O	0,2	0,3–0,4	0,6	0,2–0,3	0,4–0,5	0,3–0,4
K ₂ O	10,6	8,5–9,6	9,0	8,5–9,5	8,4–8,5	9,2–9,9
H ₂ O	1,9–2,6	3,0–3,1	3,1	3,6–4,1	0,2–0,3	1,8–3,8

Аналитики Н.В. Гришина (1 – рентгеноспектральный анализ), Л.С. Абрамова (2, 6), Е.И. Ломейко (3), Н.В. Королева (4), А.И. Гусева (5), ИГЕМ АН СССР.

П р и м е ч а н и е. 1 – калиевого либургита Якутского массива Центрального Алдана; 2 – калиевых перидотитов Инаглинского массива Центрального Алдана; 3 – калиевого тейфрита Даубабинского массива Западного Таласса; 4 – шонкинитов Инаглинского массива Центрального Алдана; 5 – калиевого трахита Даубабинского массива Западного Таласса; 6 – калиевого сиенита Ирисуйского массива Западного Таласса.

кремнезема – 34–36%, магнезия – до 9% и большим содержанием TiO₂ – 2,7–3,8%, Al₂O₃ – до 19, MnO – до 0,8%. Показатели преломления $N_g = N_m - 1,630-1,660$. По общему содержанию Cr, V, Ni, Co биотиты сходны с флогопитами, в них также повышено количество бария (до 7800 г/т). Содержание редких земель в биотитах в общем выше, чем во флогопитах. Широким развитием среди пород калиевых щелочных комплексов пользуются метасоматические преобразования. Это образования мусковита или еще более низкотемпературного серицита, а также тонкошелушчатого магнезиального флогопита совместно с кальцитом.

В целом сопоставление состава парагенных пироксенов, оливинов и слюд из калиевых щелочных пород показало, что от ранних магматических фаз к поздним происходит закономерное увеличение их железистости. Наиболее магнезиальные темноцветные минералы обогащены Cr и Ni.

Интересной особенностью калиевых щелочных пород основного и среднего состава является постоянное присутствие граната, который, не являясь первичным, образуется совместно с апатитом второй генерации, вторичной слюдой и сфеном. В калиевых основных щелочных породах его количество составляет 2–3%, в то время как в породах среднего состава – 5%. Гранат-содержащие породы широко представлены в массивах калиевых щелочных пород Южного Казахстана, Центрального Алдана, Киргизии, Тежсарском комплексе Армении, Ишимском массиве Восточного Казахстана, Дежневском массиве Чукотки, Верхнедункельдыкском массиве Памира. Гранат характерен также для скарнов эндоконтактных зон указанных массивов.

Характерной особенностью гранатов, по своему составу относящихся к меланитам (TiO₂ – 3,6–6,0%), содержащих ванадия 0,2–0,5% (аналитик

Т а б л и ц а 4. Химический состав (в мас.%) меланитов из калиевых щелочных сиенитов

Оксиды	Таласской провинции	Алданской провинции	Оксиды	Таласской провинции	Алданской провинции
SiO ₂	32,4–33,7	34,9–35,5	MgO	0,1–0,4	0,1–0,3
TiO ₂	4,7–6,0	3,6–4,2	CaO	32,3–34,7	31,4–33,1
Al ₂ O ₃	3,9–4,2	0,9–3,5	Na ₂ O	0,1–0,2	0,1–0,2
FeO	21,9–22,5	23,0–24,7	K ₂ O	0,1–0,2	0,2–0,4
MnO	0,4–0,9	0,3–1,0	Cr ₂ O ₃	0,1	0,02–0,03

Аналитик Н.В. Гришина, ИГЕМ АН СССР.

Т а б л и ц а 5. Химический состав (в мас.%) джерфишерита калиевых основных щелочных пород

Компоненты	1 (7)	2	Компоненты	1 (7)	2
Ni	14,7	15,6	Cu	0,4	0,4
Fe	39,6	40,1	Co	0,1	0,1
S	33,4	32,3	Na	–	–
Cl	1,6	1,3	Si	–	–
K	8,3	8,9	Σ	98,1	98,1

Аналитик Г.Н. Муравицкая, рентгеноспектральный анализ, ИГЕМ АН СССР.

П р и м е ч а н и е. 1 – калиевого перидотита Инаглинского массива Центрального Алдана; 2 – кимберлитовой грубки "Удачная-Восточная" [1].

Т а б л и ц а 6. Химический состав (в мас.%) апатитов из калиевых щелочных пород Ирисуевского массива Западного Таласса

Компоненты	Пироксенитов < (3)	Шонкинитов < (3)	Компоненты	Пироксенитов < (3)	Шонкинитов < (3)
Al ₂ O ₃	0,05–0,06	0,02–0,14	Cl	0,2–0,5	0,1–0,4
Fe ₂ O ₃	0,07–0,1	0,05–0,4	CO ₂	0–0,4	0–0,1
MnO	0–0,03	0–0,05	TR ₂ O ₃	0,1–0,6	0,6–1,0
MgO	0–0,03	0,1–0,2			
CaO	55,0–55,5	54,8–55,2	H ₂ O	0,3–0,4	0,4
Na ₂ O	0,05–0,1	0,05–0,1	H.O.	0,3–0,4	0,2–0,4
K ₂ O	0,02	0,01–0,06	SO ₃	0,6–1,0	0,3–0,6
F	2,1–2,4	1,4–2,6	P ₂ O ₅	39,6–40,7	40,3–40,9

Аналитик Л.Н. Крутецкая, ИГЕМ АН СССР.

О.Г. Унанова), циркония 0,5%, редких земель до 0,2% (аналитик Т.А. Котенко, ИГЕМ АН СССР), является постоянное присутствие щелочей, причем содержание K₂O достигает 0,4% (табл. 4). Гораздо реже встречается малотитанистый андрадит (TiO₂ до 0,5%). При исследовании состава выявилось неоднородное строение зерен граната, периферия обогащена по сравнению с центральной частью.

Особенностью калиевых щелочных пород является обнаружение в калиевых гипербазитах довольно редкого калийсодержащего сульфида железа и меди — джерфшерита, ранее встреченного в метеоритах, кимберлитовых трубках, брекчиевидных рудах Норильска, скарнах Тажерана, пегматитах уртитов Хибинского массива (табл. 5).

Джерфшерит калиевых пегматитов встречается в виде мелких зерен размером до 0,04 мм. Обычно он замещает и сечет пентландит, иногда в сростаниях с последним наблюдается в виде кайм вокруг ильменита. По своему составу исследованный джерфшерит относится к никельсодержащей разновидности и наиболее близок к джерфшериту из кимберлитовых трубок, что позволяет говорить о близости глубин зарождения исходных расплавов калиевых щелочных серий и кимберлитов [3].

Во всех разновидностях калиевых щелочных пород присутствуют апатиты: в калиевых ультрабазитах до 4%, породах основного состава 1–2,5%, породах среднего состава 2–5,5%. Отмечаются три их генерации. Апатит ранней генерации встречается в виде мелких включений в пироксене, ортоклазе; апатит следующей стадии генерации присутствует совместно с магнетитом в промежутках главнейших породообразующих минералов, самый поздний апатит появляется с наложенными процессами ослюденения. Во всех изученных калиевых щелочных породах все генерации апатита представлены фторапатитом, где группа F + Cl + OH имеет соотношение F — 62–65%; Cl — 2–8; OH — 13–35% (табл. 6). Апатиты из пироксенитов содержат 0,1–0,6 TR₂O₃; 0,2–0,6 SrO; до 1% SO₃; апатиты из калиевых базитов — большое количество TR₂O₃ (0,6–1,0), меньшее SO₃ (до 0,6%).

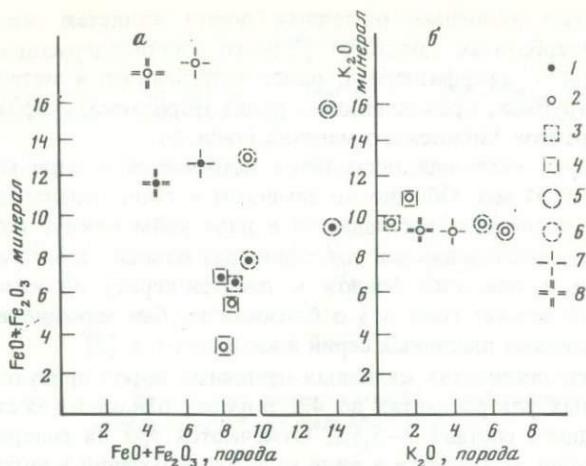
Псевдолейцитовые шонкиниты содержат значительно большее количество апатита по сравнению с нефелинсодержащими шонкинитами, причем темноцветные минералы первых более магнезиальные, а в пироксенах последних более заметна примесь эгириновой составляющей.

В щелочных комплексах изученных провинций широко проявлены процессы цеолитизации, подтверждающие результаты экспериментальных исследований ряда авторов [7], которые показали, что щелочная среда способствует кристаллизации цеолитов. Объем встреченных цеолитов довольно значителен (до 30% объема), состав разнообразный: натролит, томсонит, морденит, шабазит, сколецит, пренит и сопутствующий им анальцит. Данные минералы ранее подробно описаны [2, 4].

Типоморфным минералом калиевых щелочных пород является также магнетит (титаномагнетит), достигающий в калиевых пироксенитах 25% (в сидеронитовой разновидности). Магнетиты встречаются как малотитанистые (до 1% TiO₂), распространенные в эпидейцитовых фонолитах, трахитах, сиенитах, так и высокотитанистые (от 8 до 42% TiO₂), распространенные в шонкинитах и перидотитах. Содержание хрома прямо коррелирует с количеством титана. Отмечаются значительные количества V₂O₅ — до 0,5%, NiO — до 0,1%, CoO — до 0,1%.

Амфиболы не характерны для первичного парагенезиса рассмотренных провинций, однако в австралийских калиевых породах развит калиевый минерал — магнофорит.

При сопоставлении содержания калия в слюдах с содержанием калия во вмещающих их породах никакой определенной закономерности не наблю-



Зависимость содержания железистости (а) и калия (б) в минералах от содержания во вмещающих породах

1 — пироксен; 2 — слюда; 3 — перидотиты; 4 — пикриты; 5 — шонкиниты; 6 — тефриты; 7 — сиениты; 8 — трахиты

дается (см. рисунок). Точно также не наблюдается зависимости между железистостью слюд, пироксенов от железистости вмещающих их пород.

Подводя итог, можно отметить, что изучение состава породообразующих и главных акцессорных минералов калиевых щелочных пород позволяет выявить их типоморфные черты, присущие как отдельным разновидностям пород, так и их совокупности в целом. Наблюдается закономерное изменение состава сквозных темноцветных минералов при смене от ранних калиевых ультраосновных пород к основным и далее средним комагматичных вулканических и плутонических ассоциаций. В слюдах из пород единой серии от калиевых ультрабазитов к основным и средним наблюдается переход от магнезиальных к железистым флогопитам и далее к биотитам. В оливинах от ультраосновных пород серии к основным уменьшается форстеритовая составляющая. Происходит изменение состава пироксенов от диопсида (из калиевых ультраосновных пород) к салитам и салит-авгитам (основных пород) и далее обедненным магнием салитам (среднего состава пород). Это подтверждает правомерность выделения единой эволюционной серии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добровольская М.Г., Цепин А.И., Соколова М.Н. и др. Джерфшерит из кимберлитов Якутии // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975.
2. Еремеев Н.В., Еремеев В.В. Цеолиты и сопутствующие минералы в щелочных породах северо-западных отрогов Таласского Алатау // Продукты вулканизма как полезные ископаемые. М.; Наука, 1975.
3. Еремеев Н.В., Добровольская М.Г., Муравицкая Г.Н. Новая находка джерфшерита в породах калиевой щелочной серии Инаглинского комплекса (Алданский щит) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 5.

4. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984.
5. Костюк В.П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск: Наука, 1974.
6. Свешникова Е.В., Лапутина И.П. Особенности вещественного состава эпилейцитовых вулканитов некоторых регионов СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 8.
7. Хундадзе А.Г., Сендеров Н.Н., Хитаров Н.И. Экспериментальные данные по составам синтетических анальцимов // Геохимия, 1970. № 5.
8. Jaoues A.L., Gregory G.P., Levis J.D., Ferguson J. Third Interdat Kimberlite // Contrib. Terra Cognita. 1982. Vol. 2, N 9.
9. Holmes A. The petrology of Katungite // Geol. Mag. 1937. Vol. 74.
10. Knopf D. Kimberlites et le rockes apparentees de Côte a'Ivoire. Sodemi-Abidian, 1970.
11. Wade A., Prider R.T. The leucite-bearing rocks of the West Kimberley area, Western Australia // Geol. Soc. London. 1940. Vol. 96. P. 39-98.
12. Washington H.S. The Roman comegmatic Region // Carnegie Inst. Wash. Publ. 1920. Vol. 57. P. 1-119.

УДК 552.11:549 (554)

Г.М. ЦАРЕВА

МИНЕРАЛЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ (Центральный Казахстан)

В настоящей статье приведены данные по составу минералов вкрапленников (титаномагнетиты, пироксены, биотиты) в породах андезит-риолитовых формаций района Токрауской впадины. Последняя входит в состав позднепалеозойского Прибалхашско-Илийского вулкано-плутонического пояса, сформировавшегося на орогенной стадии развития Джунгаро-Балхашской складчатой области.

Указанные минералы несут определенную информацию об условиях кристаллизации расплава (температура, давление, фугитивность кислорода). Данные формации в этом отношении представляют интерес в связи с тем, что породы как среднего, так и кислого состава представлены существенно отличающимися по геолого-петрографическим особенностям вулканитами двух типов, детально охарактеризованными ранее [10, 7, 8]. Здесь только отметим их главные признаки.

Вулканиты I типа образуют стратифицированные, изменчивые по laterали лавоуфовые толщи и связанные с ними незначительные по размерам жерловые и субвулканические тела. Для пород характерен слабо порфировый облик, одно поколение минералов-вкрапленников, слабая зональность плагиоклазов. Расплавные включения в породообразующих минералах вкрапленников имеют постоянный незначительный размер (0,01 мм), объем газовой фазы в них увеличивается постепенно по мере уменьшения температуры их гомогенизации (1260-1030° С). Минеральный и химический состав основной массы близок валовому составу пород. Вулканиты I типа формировались на начальной стадии развития этапов как андезитового, так и риолитового вулканизма.

Вулканиты II типа, или автомагматические брекчии (казахстанские

Таблица 1. Количественный минеральный состав (в %) вкрапленников в породах

	Вулканыты I типа			Вулканыты II типа (автомагматические брекчии)		
	андезито-базальты	андезиты		андезиты		
	1	2	3	4	5	6
	390 (3) *	203А (7)	193 (5)	075 (3)	1/71 (3)	2007 (4)
Pl	2,5	17,4	13,7	8,2	30,4	41,6
MPlu	2,3	3,3	2,6	0,1	4,6	5,7
RPlu	—	—	—	—	0,7	0,6
Po	0,1	0,9	2,6	0,1	—	—
Bi	—	2,7	1,6	1,0	8,3	3,3
Tm	0,3	0,5	0,5	0,3	1,8	1,9
Op	—	—	0,7	—	—	—
Kv	—	—	—	—	—	—
Всего	5,2	24,8	21,7	9,7	45,8	53,1

* Здесь и далее: номер образца; в скобках — число подсчетов.

Примечание: Массивы: 1, 8, 15 — Жетымшокинский; 2, 3, 5, 12 — Топарский, 4, 11, 16 — Бертынский, 6, 13 — Сарыоленский; 7, 14 — Байназарская кольцевая структура; структуры: 9, 17 — Аюлюозекская; 10 — Карашинская.

	Порфировые гранитоиды					
	гранодиорит-порфиры		кварцевые монзонит-порфиры	кварцевые сие-нит-порфиры		субщелочные гранит-порфиры
	12	13	14	15	16	17
	2/71 (4)	37 (3)	448/1 (4)	277 (3)	037 (8)	270А (10)
Pl	27,9	42,0	30,4	17,7	28,0	15,7
MPlu	3,9	6,0	—	0,7	0,5	—
RPlu	—	—	5,1	—	—	—
Po	0,2	—	—	0,1	—	—
Bi	6,6	3,9	5,1	2,2	3,3	2,7
Tm	1,4	1,6	1,1	0,6	1,1	0,5
Op	1,2	—	3,5	7,8	16,1	7,9
Kv	0,1	—	2,3	—	1,5	15,9
Всего	41,3	53,5	47,8	29,1	52,0	42,7

геологи вслед за Е.Б. Яковлевой обычно применяют этот термин), характеризуются тесной ассоциацией в пространстве и времени с порфировыми гранитоидами, которые являются их полнокристаллическими аналогами. Ассоциации вулканытов II типа (автомагматических брекчий) и порфировых гранитоидов приурочены преимущественно к кольцевым и коническим разломам, определяющим их масштаб проявления, размер и форму тел. Они слагают силлы, лополиты, дайки, штоки или ветвящиеся тела, в пределах которых характеризуются однообразием текстур и структур. Породы отличаются повышенным содержанием и несколькими поколениями вкрапленников с разнообразными минеральными ассоциациями, резкой и пятнистой зональностью плагиоклазов. Расплавные включения

Вулканыты II типа (автомагматические брекчии)				
андезито-дациты	трахидациты	трахириодациты		
7	8	9	10	11
448/3 (5)	273В (3)	270Б (13)	220/2 (3)	035 (12)
23,9	26,1	25,9	20,8	15,2
3,4	3,8	0,1	0,3	0,7
—	0,5	—	—	—
—	—	1,0	0,5	0,6
1,2	1,1	1,9	1,7	2,5
1,3	2,0	0,9	1,1	0,7
—	0,5	13,0	6,3	8,5
—	—	10,8	13,8	—
29,8	34,0	53,6	44,5	28,2

во вкрапленниках гомогенизируются при температуре 1305–1020° С, они разнообразны по размеру (0,1–0,04 мм) и объему газовой фазы, содержат диспергированные окислы железа. Вторичные включения — существенно газовые (объем газа — 90–60%, T_{гом} — 610–405° С) и кристалло-флюидные с галитом, сильвинном, карбонатом (объем газа — 45–10%, T_{гом} — 590–160° С). Основная масса в автомагматических брекчиях имеет трахириолитовый состав, а в порфировых гранитоидах — субщелочно-лейкогранитовый, т. е. существенно отличается от валового состава пород. Ассоциации вулканытов II типа и порфировых гранитоидов формировались на завершающей стадии развития вулканических этапов.

Характерные особенности указанных выше пород свидетельствуют о различных условиях их формирования. Это подтверждается данными изучения состава вкрапленников титаномагнетитов, пироксенов и биотитов. Образцы пород для изучения минералов взяты в целом ряде участков (район Топарского, Жетымшокинского, Сарыоленского, Бертынского массивов, Байназарской, Аюлюозекской, Карашинской кольцевых структур), геологическое строение которых детально изучено [7, 8]. Количественный минеральный состав этих пород приведен в табл. 1.

ТИТАНОМАГНЕТИТЫ

В вулканытах I типа титаномагнетиты составляют незначительную долю вкрапленников (15–20% общего количества железотитановых окислов в породах) и густо, в виде пылевидных микролитов, насыщают основную массу. В вулканытах II типа и связанных с ними гранитоидах, наоборот, преобладающая часть этих минералов (более 70%) содержится во вкрапленниках.

Таблица 2. Содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO в титаномагнетитах

Компоненты	Вулканы I типа			Вулканы II типа (автомагматические брекчии)			
	андезитовые лавы	субвулканические андезиты	риолитовые пепловые туфы	андезитовые			
	1	2	3	4	5	6	7
TiO_2 , вес. %	203	193	20/69	1/71	42/69	1/67	14/68
Fe_2O_3	3,89	4,57	4,55	4,84	3,54	6,57	6,70
FeO	51,42	65,00	60,55	60,29	63,36	61,24	58,91
TiO_2 , мол. %	29,16	27,06	24,05	28,53	24,86	28,06	22,02
Fe_2O_3	6,3	6,8	7,38	7,26	5,63	9,60	11,04
FeO	41,5	48,41	49,19	45,2	50,41	44,79	48,59
$Fe/Fe+Ti$	52,3	44,79	43,43	47,54	43,96	45,61	40,37
	0,956	0,954	0,950	0,950	0,963	0,934	0,926

Компоненты	Гранитоиды порфириковой структуры				
	кварцевые сиенит-порфиры		порфиридные кварцевые сиениты	субщелочные гранит-порфиры	
	15	16	17	18	19
	273А	273Б	37	270А	225Б
TiO_2 , вес. %	6,18	8,01	1,67	4,51	4,62
Fe_2O_3	68,80	67,80	73,43	68,82	58,82
FeO	22,02	19,80	22,85	23,18	19,49
TiO_2 , мол. %	9,49	12,50	2,62	6,96	8,29
Fe_2O_3	52,88	53,04	57,57	53,20	52,81
FeO	37,63	34,44	39,81	39,83	38,90
$Fe/Fe + Ti$	0,938	0,918	0,983	0,954	0,946

Аналитики Г.А. Арапова, В.А. Волченкова, Ю.В. Долинина, Н.И. Степанова, ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

Примечание. Массивы: 1, 2, 4, 12 — северо-восточная часть Топарского; 5, 13, 14 — Сарыюленский; 8, 15, 16 — Жетымшокинский; 9—17 — Бертыйский; 11—19 — Эспинский; кольцевые структуры: 3, 7 — Байназарская; 6 — Каргалинская; 10, 18 — Аюльюзекская структура.

Изучение титаномагнетитов под микроскопом показывает, что они имеют неоднородное строение, обусловленное развитием продуктов распада и окисления твердых растворов магнетит-ульвошпинель-магнетитом, ильменитом, гематитом, маггемитом.

Ильменит в вулканитах I типа наблюдается в виде редких, относительно широких, коротких, выклинивающихся пластинок, ориентированных по (100) и (111) и образующих прерывисто-решетчатую структуру титаномагнетитов. Иногда в них отмечались единичные пластинки шпинели. В автомагматических брекчиях и связанных с ними гранитоидах ильменит образует несколько систем пересекающихся пластинчатых выделений по (111) от тонких прерывистых до грубых, полностью пересекающих

Вулканы II типа (автомагматические брекчии)				Гранитоиды порфириковой структуры		
трахидацитовые	трахириодацитовые			гранодиорит-порфиры		
8	9	10	11	12	13	14
273В	35	270Б	225А	2/71	35/69	36/69
8,62	2,31	3,03	8,09	3,94	1,32	3,21
62,12	73,47	58,46	58,21	63,97	67,36	71,87
22,58	21,43	24,43	28,75	26,00	26,22	16,98
13,30	3,67	5,09	11,69	6,07	2,05	5,53
47,95	58,43	49,21	42,10	49,35	52,52	61,94
38,75	37,90	45,70	46,21	44,48	45,43	32,53
0,910	0,977	0,966	0,918	0,959	0,986	0,966

титаномагнетитовые вкрапления. Последние иногда окаймляются шнуровидными тонкозернистыми агрегатами ильменита и включают его единичные, мелкие (0,1–0,2 мм), иногда идиоморфные зерна.

Гематит в титаномагнетитах средних пород частично замещает ильменитовые пластинки. В титаномагнетитах кислых вулканитов он развит больше, образуя перистосетчатые выделения, приуроченные как к ильменитовым решеткам, так и к неправильным трещинам.

Магнетит преобладает в титаномагнетитах вулканитов I типа, располагаясь между выделениями ильменита. В вулканитах II типа и гранитоидах, а также в кислых разностях вулканитов I типа среди магнетита наблюдаются участки, имеющие в отраженном свете голубоватую окраску (а под бинокляром — красновато-бурую), характерную для маггемита.

В качестве сопутствующих минералов в титаномагнетитах отмечается пирит и халькопирит размером 0,01–0,02 мм (в вулканитах II типа и гранитоидах) и сфен, характерный для вулканитов I типа, в меньшей степени — для гранитоидов.

Одним из возможных путей определения состава первичного титаномагнетита является определение среднего химического состава минерала, извлеченного из породы, и проецирование его фигуративной точки на диаграмме $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ [11] по линии окисления-восстановления $Fe/Fe + Ti-const$ на прямую $Fe_2TiO_4-Fe_3O_4$.

Нередко состав титаномагнетитов изучают по результатам химических анализов магнитных фракций, легко извлекаемых из пород. Однако при магнитной сепарации измельченные минералы могут частично терять немагнитную ильменитовую фазу и менее магнитную, чем магнетиты, гематитовую. Более точным методом является химический анализ титаномагнетитов, отобранных под биноклярной лупой, хотя это длительная процедура. Нами проведено сравнение химических составов минералов, извлеченных из одной и той же породы (андезитовых, автомагматических брекчий, обр. 1/71), обоими методами.

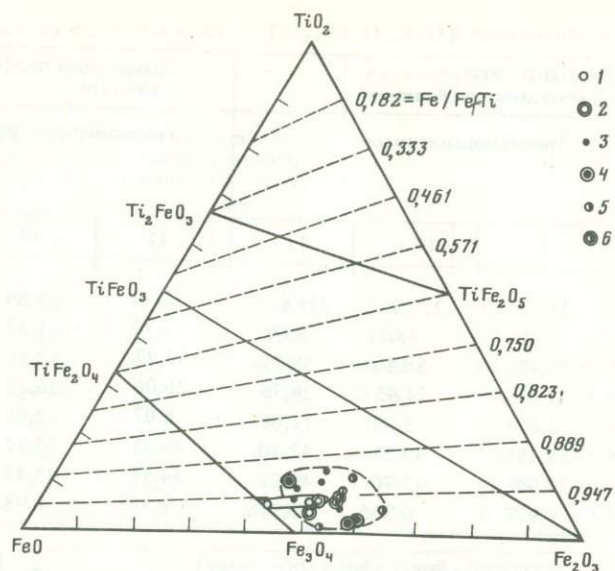


Рис. 1. Соотношение FeO-Fe₂O₃-TiO₂ в титаномагнетитах
 Породы Токрауской впадины: вулканисты I типа: 1 — андезитовые; 2 — риолитовые; вулканисты II типа (автомагматические брекчии): 3 — андезитовые, трахидацитовые; 4 — трахириодацитовые; гранитоиды порфировой структуры: 5 — гранодиорит-кварцевые сиенит-порфиры; 6 — субщелочные гранит-порфиры

Таблица 3. Параметры элементарной ячейки шпинелевой фазы титаномагнетитов

№ образца	Вулканисты I типа			
	андезиты		субвулканические андезиты	
	203A		193	
	dα	a ₀ Å	dα	a ₀ Å
220	2,9692	8,3981	2,9641	8,3837
311	2,5658	8,5097	2,5272	8,3817
	2,5290	8,3877		
222	2,4214	8,3880	2,4205	8,3847
400	2,1191	8,4764	2,0992	8,3968
	2,10058	8,4023		
422	1,71102	8,3823	1,7134	8,3938
511	1,6354	8,4978	1,6136	8,3848
	1,61552	8,3945		
440	1,48422	8,3960	1,4824	8,3858
Среднее		8,3927		8,3873
		8,4946		

Примечание. Рентгено съемка проведена М.А. Мамедовым (Институт геологии АН АзССР) на дифрактометре УРС-50 ИМ на железном неотфильтрованном излучении при режиме 35 кВ, 10 мА и скорости сканирования 0,5° в минуту с использо-

Титаномагнетиты, отобранные под бинокулярной лупой и извлеченные из того же образца (обр. 1/71) методом магнитной сепарации содержат соответственно (в вес.%): TiO₂ — 4,84; 3,80; Fe₂O₃ — 60,29; 57,56; FeO — 28,53; 30,15; MgO — 1,43; 1,23; MnO — 0,66; 0,60; SiO₂ — 2,81; 2,72. Как видно, химический анализ магнитной фракции показывает заниженные содержания TiO₂, Fe₂O₃ и завышенное — FeO, а по содержанию второстепенных окислов сравниваемые анализы близки. Результаты сопоставления учтены при рассмотрении соотношений главных окислов титаномагнетитов, выделенных магнитной сепарацией. Для TiO₂, Fe₂O₃ и FeO введены соответствующие поправки: 1,274; 1,047; 0,946. Корректные содержания главных окислов в титаномагнетитах этих пород помещены в табл. 2.

На диаграмме FeO-Fe₂O₃-TiO₂ [11] (рис. 1) фигуративные точки составов титаномагнетитов рассматриваемых пород в целом образуют ареал, занимающий нижнюю левую часть "поля обобщенных титаномагнетитов — TiFe₂O₄-Fe₃O₄-TiFeO₃" по [4]. Причем, вулканисты I типа занимают ограниченную часть ареала, приуроченную к линии Fe/Fe + Ti, равной 0,947. В отличие от них автомагматические брекчии и гранитоиды порфировой структуры составляют преобладающую часть ареала, ограниченную линиями Fe/Fe + Ti, равными 1,903-1,986. Характер расположения сравниваемых пород указывает на различие первичного состава титаномагнетитов.

Установлена прямая связь количества Ti, входящего в решетку кристаллизующегося титаномагнетита, с температурой и обратная — с фугитивностью кислорода [14]. Относительно постоянные значения содержа-

Ассоциация					
андезитовых автомагматических брекчий		гранодиорит-порфиров			
1/71		2/71		172A	
dα	a ₀ Å	dα	a ₀ Å	dα	a ₀ Å
2,9692	8,3980	2,9632	8,3811	2,9632	8,3811
2,5248	8,3737	2,5282	8,3850	2,5312	8,3950
2,4214	8,3880	2,4195	8,3813	2,4156	8,3680
2,0964	8,3854	2,0935	8,3742	2,0955	8,3821
1,71276	8,3908	1,7110	8,3823	1,7119	8,3865
1,6140	8,3867	1,6133	8,3828	1,6133	8,3828
1,4836	8,3926	1,4842	8,3960	1,4842	8,3960
	8,3879		8,3832		8,3845

ванием элементарного кремния как внутреннего эталона. Параметр элементарной ячейки рассчитан автором, dα определено по таблицам межплоскостных расстояний Н.Л. Гиллера (1966 г.) для Fe-анода.

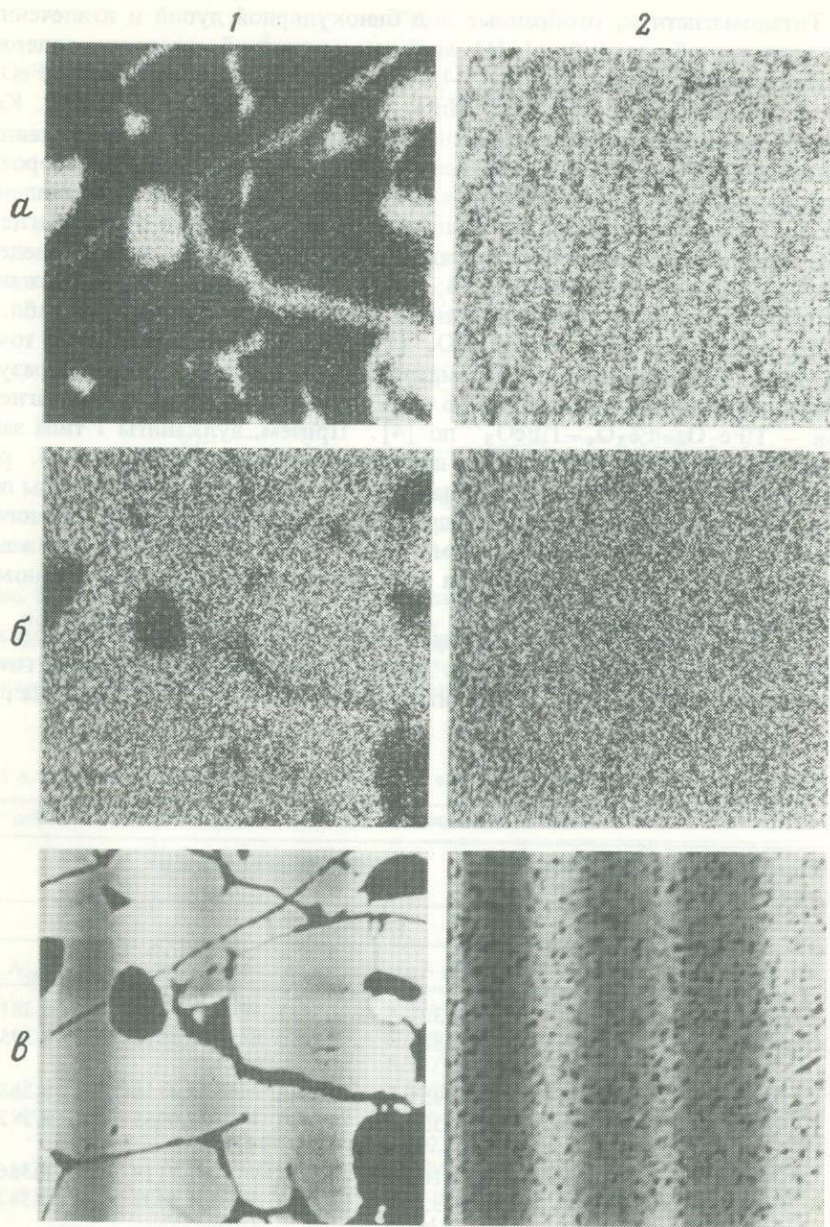
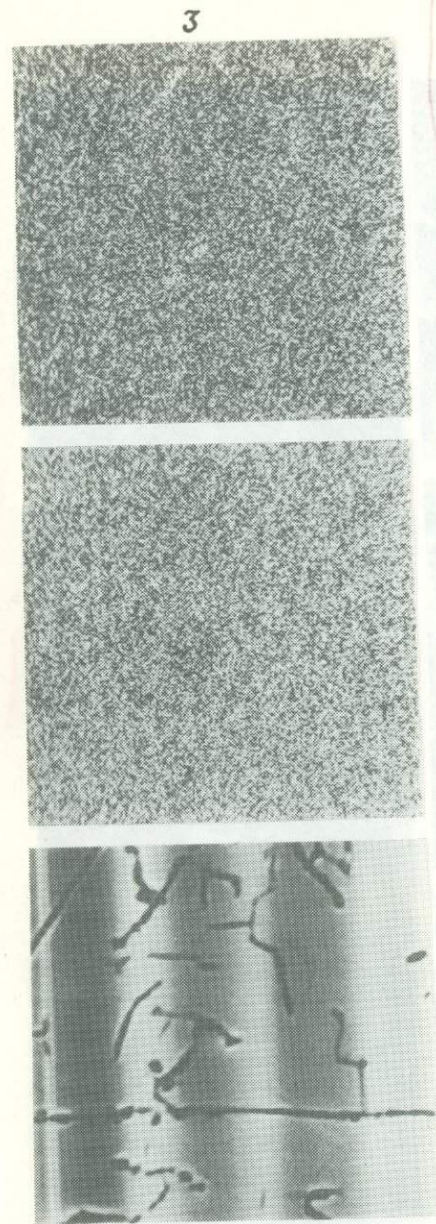


Рис. 2. Распределение Ti и Fe в титаномагнетитах вулканитов I типа по данным рентгеновского микроанализатора

1 — андезиты, Топарский массив (обр. 203А); 2 — субвулканические андезиты, там же (обр. 193); 3 — андезито-базальты, Жетымшокинский массив (обр. 390). Изображения в характеристическом рентгеновском излучении титана (а), железа (б) и в поглощенных электронах (в); увел. 550



ний TiO_2 в первичных титаномагнетитах рассматриваемых вулканитов I типа свидетельствует о том, что их кристаллизация происходила на определенной стадии формирования пород в узком интервале температурно-окислительных условий.

Для первичных титаномагнетитов автомагматических брекчий и гранитоидов порфировой структуры характерны более значительные вариации содержаний TiO_2 . Это, вероятно, связано с более широкими интервалами температуры и окислительного потенциала при их образовании.

Состав минеральных фаз титаномагнетитов изучался с помощью рентгенометрического анализа и электронного микрозондирования. Данные рентгенометрического изучения титаномагнетитов в средних породах района Топарского массива помещены в табл. 3. Как видно из табл. 3, титаномагнетитовые вкрапленники лав (вулканиты I типа) имеют две шпинельные фазы. Одна из них с $a_0 = 8,393 \text{ \AA}$, согласно диаграмме зависимости параметра решетки титаносодержащих магнетитов от их химического состава [11], содержит 3% Fe_2TiO_4 и 97% Fe_3O_4 , другая фаза с $a_0 = 8,945 \text{ \AA}$ состоит из 78% Fe_2TiO_4 и 22% Fe_3O_4 .

Наличие в титаномагнетитовых вкрапленниках лав двух кубических фаз, одна из которых представлена почти чистым магнетитом, а другая обогащена ульвошпинелью, свидетельствует о присутствии в титаномагнетитах продуктов распада твердого раствора магнетит-ульвошпинель. Поскольку ульвошпинель даже при незначительном окислении пере-

ходит в ильменит, следует, что вкрапленники титаномагнетитов в лавах кристаллизовались непосредственно перед их излиянием и быстрая закалка способствовала сохранению продуктов распада.

В отличие от лав вулканиты I типа субвулканической фации, а также автомагматические брекчии и гранитоиды содержат вкрапленники титаномагнетита с одной шпинельной фазой, которая имеет пониженные парамет-

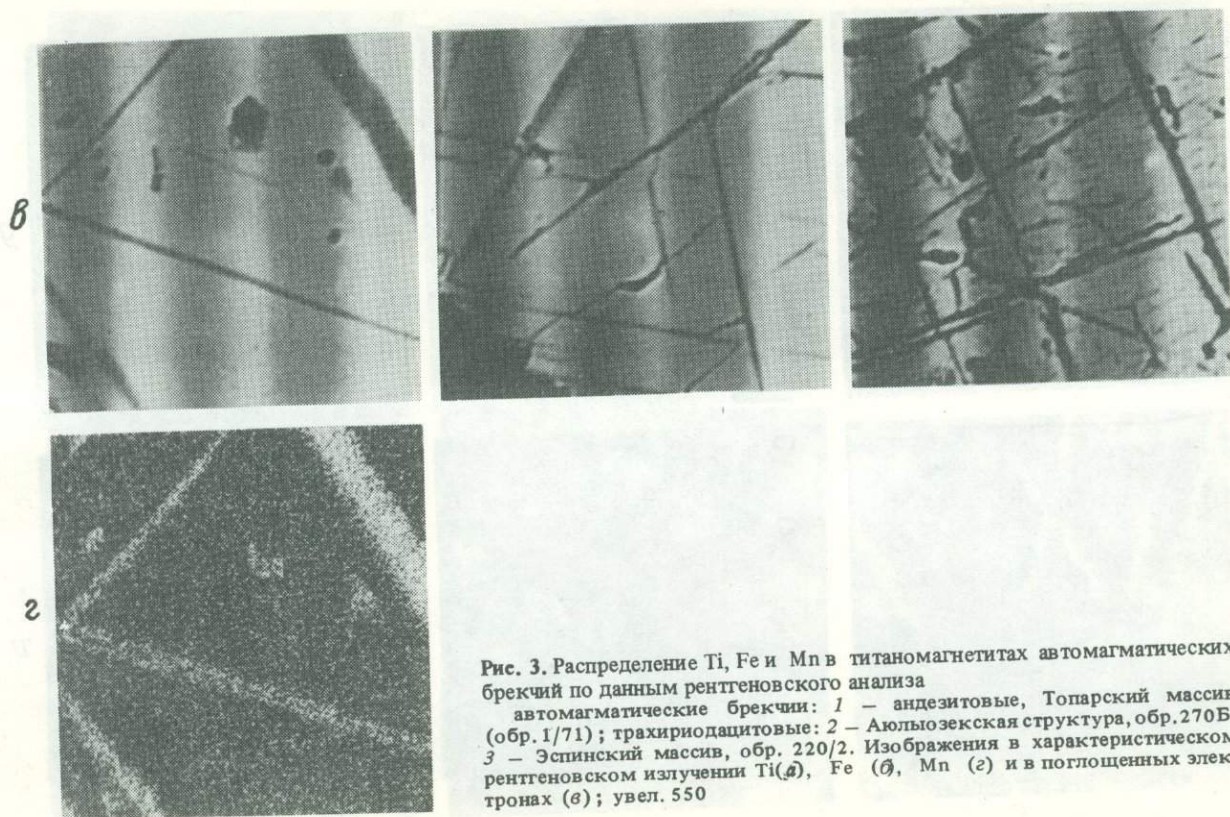
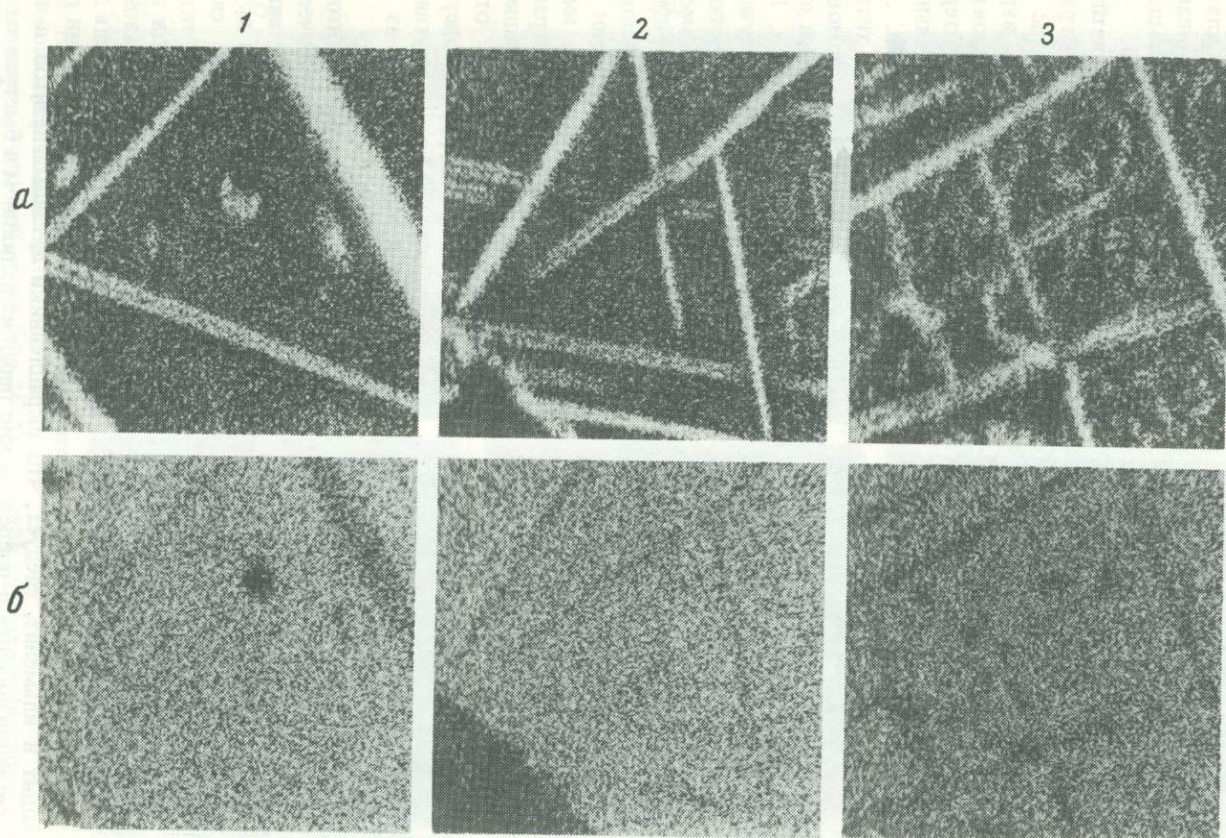


Рис. 3. Распределение Ti, Fe и Mn в титаномагнетитах автомагматических брекчий по данным рентгеновского анализа автомагматические брекчий: 1 — андезитовые, Топарский массив (обр. 1/71); трахириодацитовые: 2 — Аюльюзекская структура, обр. 270Б, 3 — Эспинский массив, обр. 220/2. Изображения в характеристическом рентгеновском излучении Ti (а), Fe (б), Mn (в) и в поглощенных электронах (г); увел. 550

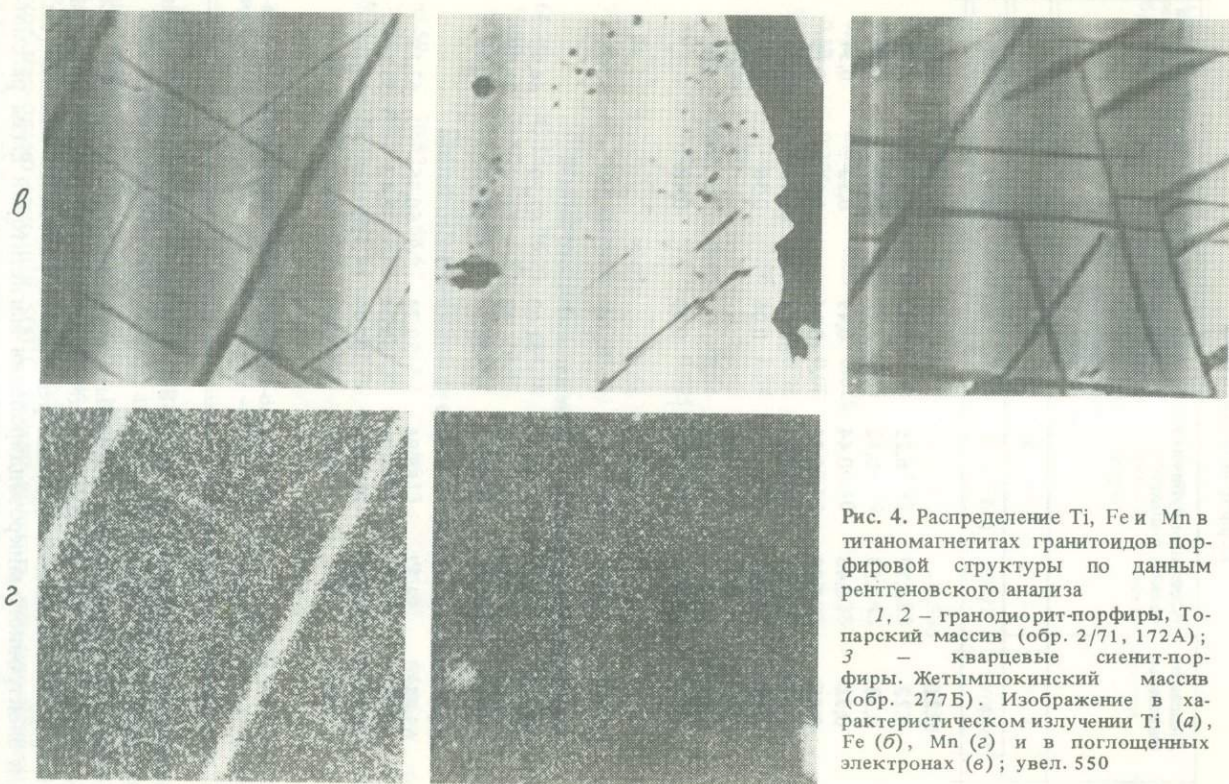
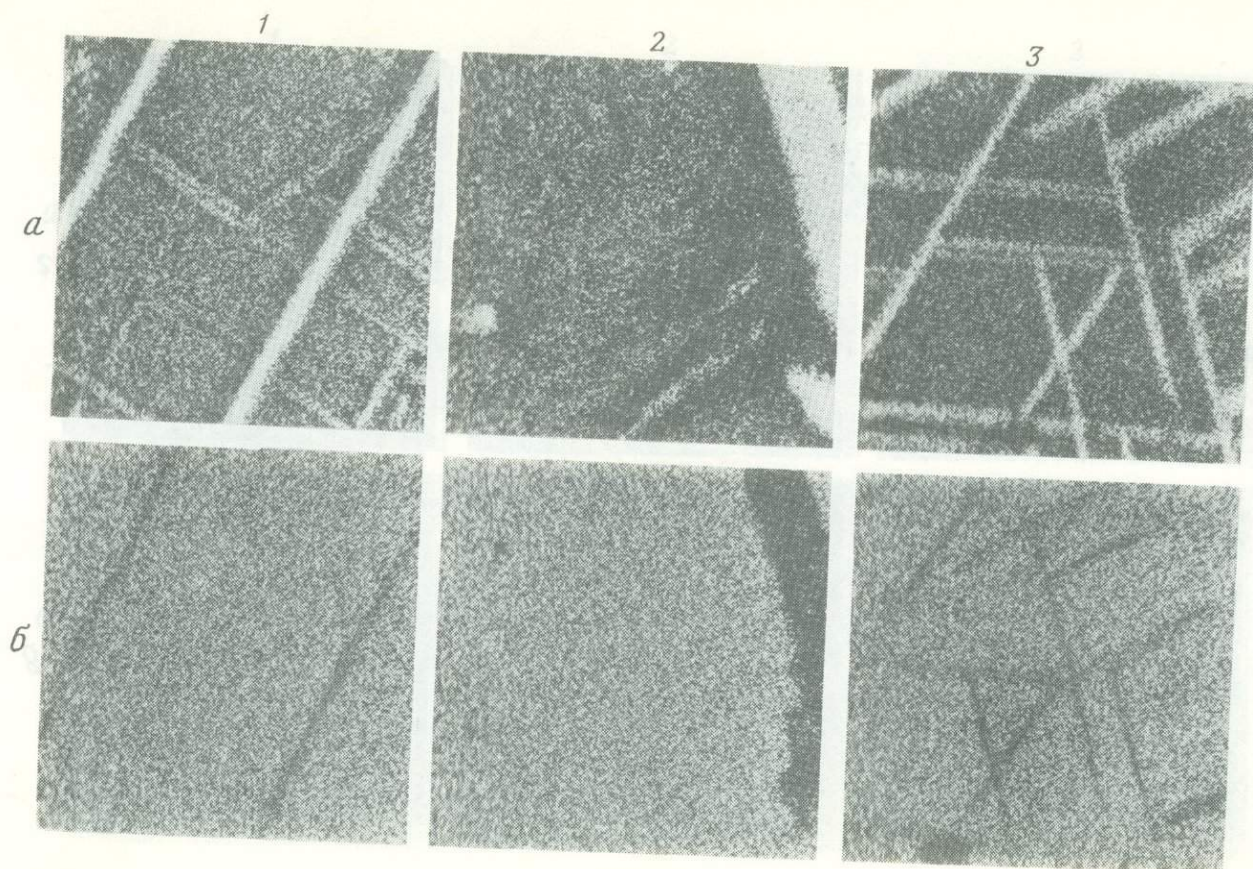


Рис. 4. Распределение Ti, Fe и Mn в титаномагнетитах гранитоидов порфировой структуры по данным рентгеновского анализа

1, 2 — гранодиорит-порфиры, Топарский массив (обр. 2/71, 172А); 3 — кварцевые сиенит-порфиры, Жетымшокинский массив (обр. 277Б). Изображение в характеристическом излучении Ti (а), Fe (б), Mn (г) и в поглощенных электронах (д); увел. 550

Т а б л и ц а 4. Химический состав (в мас.%) шпинелевой фазы неоднородных титаномагнетитов в вулканитах I и II типа и гранитоидах порфировой структуры

Оксиды	Андезитовые лавы	Андезиты субвулканической фации		Андезитовые автомагматические брекчии	Гранодиорит-порфиры	
	1	2	3	4	5	6
	203А	193		1/71	2/71	172А
SiO ₂	0,21	—	—	—	0,08	0,15
TiO ₂	0,22	2,77	6,25	2,68	2,8	2,43
Al ₂ O ₃	0,23	3,53	0,42	2,12	2,06	0,42
V ₂ O ₃	0,31	0,43	0,44	0,49	0,52	0,34
Cr ₂ O ₃	0,51	0,23	0,25	0,16	0,17	0,16
FeO	89,97	87,55	87,04	86,34	87,75	90,31
MnO	0,17	0,14	—	0,06	0,36	0,06
MgO	—	0,07	—	—	—	0,07
CaO	0,11	—	0,03	—	—	0,04
ZnO	0,03	0,11	0,16	0,20	0,40	—
CoO	—	—	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—	—	—
Сумма	91,76	94,83	94,59	92,05	94,26	93,98
Пересчитанные анализы на основе ильменитового минала						
Fe ₂ O ₃	66,17	61,21	60,00	61,03	62,29	64,93
FeO	30,43	32,47	33,05	31,43	31,70	31,88
Сумма	98,39	100,96	100,60	98,17	100,50	100,48
Пересчитанные анализы на основе ульвошпинелевого минала						
Fe ₂ O ₃	65,84	59,37	55,84	59,24	60,36	63,18
FeO	30,73	34,13	36,79	33,04	33,47	33,45
Сумма	98,35	100,88	100,18	97,99	100,34	100,30
Fe ₂ TiO ₄	1,5	8,0	18,0	7,9	8,4	7,6
мол.%						

Примечание. Массивы: 1–6 – северо-восточная часть Топарского, 7, 8 – Са-рыоленский, 9–11 – Жетымшокинский, 12 – Эспинский; 13, 14 – Аюлыозекская структура.

ры элементарной ячейки ($a_0 = 8,383-8,388 \text{ \AA}$), по сравнению с чистым магнетитом ($a_0 = 3,396 \text{ \AA}$), [12].

Уменьшение a_0 в магнетитах может быть связано с замещением Fe²⁺ на Mg, Co и Ni или Fe³⁺ на Al и Cr, а также с наличием гомогенной примеси маггемита [3]. Сопоставление данных рентгенометрического анализа (см. табл. 3) и электронного микрозондирования магнетитовой фазы рассматриваемых титаномагнетитов (см. табл. 4) показало отсутствие связи между указанными элементами и параметром a_0 (Å). Уменьшение последнего скорее всего связано с замещением в октаэдрических узлах 3Fe²⁺ на 2Fe²⁺, что подтверждается наличием маггемита в этих породах.

Согласно диаграмме зависимости a_0 от состава серии Fe₃O₄–Fe₂O₃

Андезитовые автомагматические брекчии		Андезитобазальтовые лавы	Трахидациитовые автомагматические брекчии	Кварцевые сиенит-порфиры	Трахиродацитовые автомагматические брекчии		Субщелочные гранит-порфиры
7	8	9	10	11	12	13	14
2007		390	273В	277Б	220/2	270Б	270А
—	0,04	—	2,05	—	0,535	0,235	—
1,03	18,85	7,57	4,95	2,99	1,53	1,57	3,67
0,93	1,06	5,06	0,45	1,59	0,45	—	0,91
0,62	0,82	0,55	0,016	0,40	0,20	0,34	0,40
0,19	0,205	—	0,06	0,10	0,03	0,25	0,044
90,53	74,84	75,17	80,31	82,28	85,59	90,66	88,26
0,13	1,16	0,06	1,54	0,09	0,17	0,31	1,83
0,38	0,25	—	—	0,20	—	0,05	—
—	0,01	0,05	0,64	0,01	0,10	0,03	—
0,05	0,025	0,075	0,025	0,14	0,56	0,11	0,25
—	—	—	—	—	—	—	—
0,04	—	0,025	0,04	0,01	—	—	—
93,90	97,26	88,56	90,081	87,81	89,165	93,555	95,464
Пересчитанные анализы на основе ильменитового минала							
66,27	43,16	76,23	84,28	89,12	93,77	66,11	63,85
30,90	36,00	6,57	4,47	2,09	1,21	31,17	30,80
100,54	101,58	96,19	98,52	96,74	98,555	100,175	101,754
Пересчитанные анализы на основе ульвошпинелевого минала							
65,59	30,57	68,67	76,67	86,13	91,53	64,86	61,41
31,51	47,33	13,18	11,37	4,78	3,23	32,30	33,00
100,47	100,32	95,44	97,75	96,44	98,335	100,055	101,514
3,0	53,8	23,7	23,0	9,3	6,8	5,4	10,5

[13], шпинелевая фаза титаномагнетитовых вкрапленников вулканитов I типа субвулканической фации, автомагматических брекчии и гранодиорит-порфиров района Топарского массива содержит соответственно 20, 17 и 26–28% Fe₂O₃. Учитывая данные Е. Басты [13] об окислении магнетитовой фазы с образованием изоморфной серии Fe₃O₄–Fe₂O₃ при температуре несколько меньшей 500°С, можно полагать, что при формировании указанных пород Топарского массива остаточный расплав, содержащий глубинные вкрапленники, в том числе и титаномагнетитовые, застыл в отличие от остаточного расплава лав более медленно.

С помощью электронного микрозонда изучалось распределение Ti, Fe и Mn между минеральными фазами титаномагнетитов, что показано на

растровых снимках (рис. 2–4), и определен состав минеральных фаз. Снимки и анализы выполнены Н.В. Троневой. Суммарное железо в полученных анализах разделено на закисное и окисное путем расчетов по методу, описанному И.С.Е. Кармайклом [16]. Анализы и данные их пересчетов помещены в табл. 4, 5.

Как видно на рис. 2–4, вулканиты I типа, автоматические брекчии и гранитоиды порфировой структуры различаются по характеру распределения в титаномагнетитах Ti и Fe. В титаномагнетитовых вкрапленниках вулканитов I типа (см. рис. 2) на фоне однородного рассеянного распределения Ti и Fe наблюдается неравномерное развитие обогащенных Ti (и обедненных Fe) участков неправильной, реже пластинчатой формы. Данные рентгенометрического анализа (см. табл. 3) и электронного микронзондирования (см. табл. 4) позволяют полагать, что рассеянное распределение Ti и Fe в титаномагнетитовых вкрапленниках лав связано с ультрамелкими прорастаниями ульвошпинели с магнетитом по (100), образовавшимися в результате распада твердого раствора магнетитульвошпинель. Аналогичное распределение Ti и Fe в титаномагнетитовых вкрапленниках субвулканических пород (вулканиты I типа), в которых по данным рентгенометрического анализа обогащенная ульвошпинелью кубическая фаза отсутствует, можно объяснить развитием по (100) тонких сростаний магнетита и ильменита. Последний может быстро замещать ульвошпинель даже при незначительном ее окислении с сохранением структурного рисунка распавшегося твердого раствора магнетит–ульвошпинель [1 и др.].

Пластинчатые участки, обогащенные Ti (и обедненные Fe), которые наблюдаются в титаномагнетитах вулканитов I типа, отражают развитие в них ильменита по (111). По экспериментальным данным А.И. Цветкова и др. [9], крупные решетчатые выделения ильменита возникают при нагревании титаномагнетита, состоящего из магнетита и ульвошпинели в присутствии кислорода, т.е. они могли образоваться в результате глубинного окисления ульвошпинели. По-видимому, слабое развитие крупных пластинок ильменита в титаномагнетитовых вкрапленниках вулканитов I типа района Токрауской впадины свидетельствуют о незначительном глубинном окислении титаномагнетита, быстром охлаждении остаточного расплава (закалка титаномагнетитовых вкрапленников).

В отличие от вулканитов I типа автомагматические брекчии и связанные с ними гранитоиды содержат вкрапленники титаномагнетитов с более неравномерным распределением Ti и Fe. Участки, обогащенные Ti и обедненные Fe (см. рис. 3, 4; табл. 5), представляют разнообразные по форме выделения ильменита: крупные и тонкие пластинки по (111) и различные по крупности овальные или неправильной формы зерна. Видимо глубинные процессы окисления титаномагнетитовых вкрапленников в этих породах происходили достаточно продолжительно. Обогащение ильменитовых выделений марганцем, как это видно на рис. 3, 4 и в табл. 5, вероятно, связаны с высокой фугитивностью кислорода при их окислении. Об этом свидетельствуют также указанные выше признаки магмемитизации магнетитовой фазы.

Участки овальной формы, обогащенные Ti и обедненные Fe и Mn, которые встречаются в титаномагнетитах вулканитов I типа и гранитоидов

Т а б л и ц а 5. Химический состав (в мас.%) ильменитовой фазы неоднородных титаномагнетитов в вулканитах II типа и гранитоидов порфировой структуры

Оксиды	Андезитовые автомагматические брекчии	Гранодиорит- порфиры	Трахириодацитовые автомагматические брекчии	
	1	2	3	4
	1/71	2/71	220/2	270Б
SiO ₂	—	0,04	5,80	1,08
TiO ₂	33,03	39,15	41,50	30,89
Al ₂ O ₃	1,27	0,53	0,72	1,74
V ₂ O ₃	0,21	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,15	0,07	—	0,04
FeO	54,72	46,705	34,04	46,68
MnO	7,29	9,98	11,45	16,11
MgO	0,08	—	0,12	0,22
CaO	0,04	0,03	2,39	0,04
ZnO	0,09	0,06	—	0,15
CoO	—	—	—	—
NiO	—	—	—	—
Сумма	96,88	96,525	95,86	97,40
Пересчитанные анализы				
Fe ₂ O ₃	36,32	24,11	5,19	38,42
FeO	22,04	25,01	29,37	12,11
Сумма	100,59	98,94	96,38	100,75
R ₂ O ₃ * мол.%	36,3	23,9	5,6	38,3

*R₂O₃ = Fe₂O₃ + V₂O₃ + Cr₂O₃ + Al₂O₃

Примечание. 1, 2 — северо-восточная часть Топарского массива; 3 — Эспинский массив; 4 — Аюльозекская структура.

порфировой структуры, представляют собой выделения сфена, связанного с аутометаморфическими изменениями пород.

Суммируя приведенные данные по железо-титановым окисным минералам, отметим следующее.

1. Незначительное количество вкрапленников титаномагнетитов в вулканитах I типа, относительное постоянство их первичного состава, наличие в них ульвошпинелевой и незначительное развитие ильменитовой фазы свидетельствуют об относительно невысоком парциальном давлении кислорода при кристаллизации вкрапленников этих пород и о незначительной степени глубинного окисления, связанной с формированием их непосредственно перед подъемом расплава к поверхности и закалкой.

2. Повышенное количество вкрапленников титаномагнетита в вулканитах II типа и гранитоидов порфировой структуры, вариации их первичного состава, отсутствие в титаномагнетитах ульвошпинели и широкое развитие в них разновременных генераций ильменитовой фазы, обогащенной марганцем, наличие маггемита, дают основание полагать относительно продолжительное и интенсивное глубинное окисление титаномагнетито-

вых вкрапленников этих пород, которое было связано с большей продолжительностью интрателлурического этапа в условиях высокой фугитивности кислорода.

Этот вывод согласуется с данными изучения расплавных включений в породообразующих минералах. Во всех породах присутствуют расплавные включения с диспергированными окислами железа. Однако в вулканитах I типа они содержатся в основном в микролитах и гомогенизируются при температуре 1030–950°C, а в вулканитах II типа и гранитоидах — во вкрапленниках и гомогенизируются при температуре 1280–1020°C.

ПИРОКСЕНЫ

Пироксены вкрапленников выделены из фракции дробленых пород 0,1–0,25 мм. Вкрапленники пироксенов ранней генерации в вулканитах II типа и гранитоидах, размер которых меньше 0,1 мм, не анализировались. Химический состав пироксенов помещен в табл. 6.

На диаграмме Ca–Mg–(Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn) (рис. 5) клинопироксены изученных пород образуют поле, вытянутое от магнезиальной части тренда кристаллизации клинопироксенов Скаергаардского интрузива, а также кислых вулканитов Калифорнии [16] в сторону кальциевого угла диаграммы. Такое расположение клинопироксенов обусловлено вариациями в них Al₂O₃ и прямо корреляционно связанной с ним TiO₂. Так, с возрастанием в клинопироксенах Al₂O₃ и TiO₂ в них уменьшаются содержания MgO, FeO, MnO (см. табл. 6), что приводит к повышению величины кальциевой составляющей на рассматриваемой диаграмме, хотя количества CaO в клинопироксенах этих пород варьируют незначительно. Как видно на рис. 5, широкие вариации соотношений Ca–Mg–(Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn), связанные как с колебаниями содержаний в них Al₂O₃ и TiO₂, так и CaO, характерны для клинопироксенов андезитовой и трахиандезитовой формаций различных районов мира [2]. В районе Токрауской впадины пироксены вулканитов I типа содержат 2–7% Al₂O₃, пироксены автомагматических брекчий могут быть высоко- (Al₂O₃ > 2–5%) и малоглиноземистыми (Al₂O₃ < 2%) независимо от кремнекислотности пород. Гранитоиды порфировой структуры содержат малоглиноземистые пироксены (Al₂O₃ < 2%).

Многие исследователи в образовании высокоглиноземистых пироксенов существенное значение придают фактору глубинности [18 и др.]. Учитывая эти представления, можно полагать, что вкрапленники клинопироксенов вулканитов I типа, содержащие повышенное количество Al₂O₃ формировались на значительной глубине в условиях относительно больших давлений. Присутствие в автоматических брекчиях высоко- и низкоглиноземистых моноклинных пироксенов, вероятно, отражает различную глубину кристаллизации вкрапленников и изменение литостатического давления. Малоглиноземистые клинопироксены изученных гранитоидов фиксируют, по-видимому, малоглубинные условия их кристаллизации. Однако по данным О.В. Парфеновой [6], в автомагматических брекчиях и гранодиорит-порфирах Топарского массива содержание Al₂O₃ в клинопироксенах более высокое (> 2%), причем от ранней генерации к поздней оно уменьшается более чем на 1%, поэтому давление при кристалли-

Таблица 6. Химический состав (в мас.%) пироксенов

Компоненты	Из вулканитов					
	I типа					
	андезито-базальтов			андезитов	трахириодацитов	
	1	2	3	4	5	6
	390			203А	193	075
SiO ₂	53,79	54,27	52,99	50,59	53,92	53,18
TiO ₂	0,11	0,36	0,48	0,45	0,13	0,35
Al ₂ O ₃	2,15	2,08	3,27	2,89	0,86	7,16
Fe ₂ O ₃				3,36		
FeO	7,33	7,39	6,86	5,76	8,56	8,39
MnO	0,19	0,27	0,13	0,43	0,49	0,06
MgO	14,99	14,90	14,32	14,46	14,12	6,82
CaO	21,07	20,18	20,15	20,67	22,07	15,82
Na ₂ O	0,35	0,37	0,33	0,41	0,56	7,64
K ₂ O	—	—	—	0,14	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,10	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	0,79	—	—
Сумма	100,00	99,80	98,65	99,95	100,71	99,42
Ca	44,1	43,0	44,3	43,1	45,2	49,6
Mg	43,6	44,2	43,7	41,9	40,3	29,7
Fe + Mn	12,3	12,8	12,0	15,0	14,5	20,7
(Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg) · 100%	22,0	22,4	21,5	26,35	26,5	41,0
SiO ₂ (в породе)	—	55,0	—	59,42	62,48	69,54

вулканитов II типа и гранитоиды, обладающие широкими вариациями химического состава, отличаются более протяженным интервалом 2V с менее выраженными максимумами значений. По оптическим и химическим данным состав клинопироксенов вулканитов I типа отвечает авгитам (в андезито-базальтах, андезитах) и салитам (в трахириодацитах), а клинопироксенов вулканитов II типа и связанных с ними гранитоидов — авгитам, салитам и диопсидам.

Ортопироксены автомагматических брекчий и гранитоидов порфировой структуры района Токрауской впадины по соотношению Ca—Mg—(Fe³⁺ + Fe²⁺ + Mn) наиболее сходны с ортопироксенами кислых вулканитов Калифорнии [16] и андезитовой и трахиандезитовой формаций Японии [2], отличаясь от них большим интервалом значений (в мас.%) Al₂O₃ — 0,95—2,7 и CaO — 0,57—1,56. Как видно на примере Топарского массива (см. табл. 6), глиноземистость и кальциевость ортопироксенов несколько уменьшается в гранитоидах по сравнению с предшествующими им автомагматическими брекчиями. Аналогичная тенденция характерна для последовательных во времени генераций ортопироксенов как в гранитоидах, так и в автомагматических брекчиях [6].

Согласно существующим представлениям, возрастание содержания

Из вулканитов						
II типа (автомагматических брекчий)						
андезитовых						
7	8	9	10	11	12	13
1/71					2007	
52,40	52,83	51,70	52,68	54,82	53,01	52,51
0,08	0,17	0,25	0,19	1,48	0,09	0,19
0,68	0,74	1,88	0,95	7,74	2,01	2,70
—	—	—	—	—	2,03	1,85
8,92	6,57	19,78	19,70	8,46	6,02	17,26
0,59	0,57	0,52	0,64	0,19	0,76	1,03
12,87	13,18	24,89	23,95	13,96	14,01	22,82
22,12	22,98	0,93	1,03	8,77	21,27	0,57
0,48	0,50	—	0,58	3,05	0,42	0,05
—	—	—	—	0,76	0,09	0,10
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,30	1,04
98,15	98,20	99,95	99,71	99,23	100,01	100,12
46,6	48,0	1,8	2,1	25,1	44,8	1,2
37,7	40,3	67,3	66,3	55,6	41,0	66,3
15,7	11,7	30,9	31,6	19,3	14,2	32,5
29,3	22,5	31,4	32,3	25,8	25,65	32,9
—	—	60,40	—	—	—	63,6

Al₂O₃ в ортопироксенах связано с увеличением давления и температуры при их кристаллизации, а накопление CaO — с повышением температуры [18]. Интервал содержаний Al₂O₃ и CaO в ортопироксенах вулканитов II типа и гранитоидов порфировой структуры Токрауской впадины, вероятно, обусловлен вариациями давления и температуры при их кристаллизации.

Клинопироксены изученных пород имеют следующую железистость (Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg) · 100 (в %): 21,5—41 (вулканиты I типа) и 22,5—29,3 (вулканиты II типа и гранитоиды порфировой структуры); а ортопироксены — 28,7—35,2 (вулканиты II типа и гранитоиды). Железистость клинопироксенов вулканитов I типа и ортопироксенов вулканитов II типа и гранитоидов этого района обнаруживают прямую зависимость от содержания в породах кремнезема. В отличие от них клинопироксены вулканитов II типа и гранитоидов имеют относительно низкую железистость независимо от содержания в породах кремнезема (рис. 6).

Данные многих исследователей по соотношению железистости пироксенов и состава пород (содержание кремнезема) в различных вулканических провинциях свидетельствуют о том, что наиболее обычным случаем является прямая зависимость между указанными параметрами [15, 5, 2 и др.]. Это согласуется с результатами Л.Р. Вэгера (1956 г.), пока-

Таблица 6 (окончание)

Компоненты	Из вулканитов						
	II типа (автомагматических брекчий)						
	Трахиандезитовых		Трахириодацитовых				
	14	15	16	17	18	19	20
273В		035					
SiO ₂	52,87	53,29	52,48	52,05	53,19	53,58	53,77
TiO ₂	0,55	0,29	0,15	0,19	2,10	2,32	1,99
Al ₂ O ₃	1,82	1,77	0,81	0,95	5,18	5,71	4,96
Fe ₂ O ₃	2,43	1,96	—	—	—	—	—
FeO	6,09	15,12	8,21	8,06	5,17	4,86	5,11
MnO	0,40	0,67	0,90	0,92	0,07	0,07	0,04
MgO	15,06	24,49	13,06	12,88	10,30	9,15	10,30
CaO	20,16	1,56	21,52	21,77	21,77	21,27	21,02
Na ₂ O	0,45	0,09	1,08	1,21	1,11	1,16	1,10
K ₂ O	0,09	0,05	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,42	0,40	—	—	—	—	—
Сумма	100,34	99,67	99,24	98,01	98,89	98,12	98,29
Ca	42,1	3,2	46,0	46,6	54,2	56,2	53,4
Mg	43,7	69,0	38,8	38,0	35,6	33,6	36,4
Fe + Mn	14,2	27,8	15,2	15,0	10,2	10,2	10,2
(Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg) · 100%	24,4	28,7	28,1	28,2	22,2	23,2	21,9
SiO ₂ (в породе)	66,15	—	—	70,98	—	—	—

Аналитики М.В. Цветкова (1–3, 5–11, 16–28 – электронное микрозондирование); С.А. Горбачева, Л.С. Абрамова, Е.П. Фролова, Н.И. Степанова (4, 12–15 – микрохимический анализ), ИГЕМ АН СССР.

завшими, что нормальный ход кристаллизации основной магмы происходит с параллельным увеличением в последующих остаточных порциях расплава легкоплавких компонентов плагиоклаза и железомagneзиальных минералов.

Однако в некоторых разностях кислых вулканитов в ряде районов мира отмечались аномальные маложелезистые пироксены [15, 16, 17]. Образование их объяснялось ранней кристаллизацией титаномагнетита в кислых расплавах, приводившей к уменьшению в остаточных порциях железомagneзиального отношения пироксеновых компонентов.

В вулканитах I типа Токрауской впадины преобладающая доля титаномагнетита присутствует в основной массе, и поэтому железистость пироксеновых вкрапленников соответствует составу пород. В автомагматических брекчиях и гранитоидах порфировой структуры большая часть титаномагнетита приходится на вкрапленники поздней генерации, что объясняет маложелезистый состав ассоциирующих с ними во время клинопироксе-

Из гранитоидов порфировой структуры							
гранодиорит-порфиров					порфиroidных кварцевых сиенитов		
21	22	23	24	25	26	27	28
2/71					037		
53,84	54,72	55,21	54,43	53,50	52,90	52,62	52,58
0,13	0,13	0,08	0,21	0,23	0,19	0,21	0,13
0,69	0,81	0,60	1,25	1,29	1,02	1,23	0,91
—	—	—	—	—	—	—	—
8,43	7,02	8,58	21,38	21,42	8,47	8,64	8,77
0,67	0,74	0,75	0,52	0,51	0,56	0,61	0,71
14,14	13,92	14,15	22,58	22,69	13,56	13,31	13,18
22,0	20,92	20,50	0,83	0,95	22,36	22,32	21,00
0,64	0,41	0,63	0,08	—	0,87	0,73	0,75
—	—	0,06	—	—	—	—	—
—	—	—	—	0,59	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100,54	98,65	100,56	101,29	101,17	99,92	99,66	98,02
45,1	45,1	43,2	1,7	1,9	46,3	46,5	44,9
40,3	41,8	41,4	63,7	63,6	39,1	38,5	39,2
14,6	13,1	15,4	34,6	34,5	14,6	15,0	15,9
26,5	23,8	27,0	35,25	35,2	27,2	28,1	28,8
—	64,84	—	—	—	—	64,42	—

Примечание. В круглых скобках – ортопироксены, остальные анализы – клинопироксены. 1–3, 14–15 – Жетымшокинский массив; 4, 5, 7–11, 21–25 – северо-восточная часть Топарского массива; 6 – Кокдомбакская вулканотектоническая депрессия; 12, 13 – Сарыюленский массив; 16–20, 26–28 – Бертыйский массив.

новых вкрапленников поздней генерации. На более ранних этапах формирования, к которым приурочено образование вкрапленников ортопироксена, титаномагнетиты кристаллизовались в значительно меньшем количестве, что, по-видимому, не вызывало заметных аномалий в составе ортопироксенов.

Поскольку кристаллизация раннего титаномагнетита контролируется величиной парциального давления кислорода, то изменение этого давления является причиной вариации железистости пироксенов [15]. Поэтому мы считаем, что вкрапленники клинопироксенов вулканитов II типа и гранитоидов порфировой структуры Токрауской впадины кристаллизовались, по-видимому, в условиях более высокого парциального давления кислорода, чем фенокристаллы вулканитов I типа.

Обобщая приведенные данные по пироксенам, отметим следующее. 1. Повышенная глиноземистость клинопироксенов вулканитов I типа (и связанные с этим относительно устойчивые соотношения Ca–Mg–(Fe³⁺+

+ Fe^{2+} + Mn и узкий интервал значений $2V$) и вариации содержаний Al_2O_3 в клинопироксенах вулканитов II типа и гранитоидов (и связанные с этим широкие колебания соотношений $Ca-Mg-Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn, 2V$), по-видимому, свидетельствуют о том, что кристаллизация пироксена вулканитов I типа происходила в относительно постоянных условиях глубинности, а вулканитов II типа и гранитоидов порфировой структуры на различной глубине. Причем в первых пироксены кристаллизовались на большей глубине; вторым свойственна тенденция к уменьшению глубины кристаллизации пироксеновых вкрапленников.

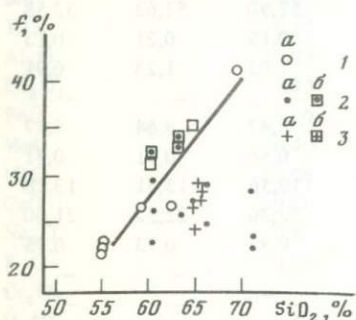


Рис. 6. Соотношение железистости пироксенов и содержания кремнезема в породах (а — клинопироксен, б — ортопироксен)

Породы района Токрауской впадины: 1 — вулканиты I типа (андезито-базальты, трахириодациты), 2 — вулканиты II типа (андезитовые, трахидацитовые, трахириодацитовые автомагматические брекчии), 3 — гранитоиды порфировой структуры (гранодиорит, кварцевые сиенит-порфиры)

2. Заметный интервал содержаний Al_2O_3 и CaO во вкрапленниках ортопироксенов вулканитов II типа и гранитоидов также указывает на вариации температуры и давления при их кристаллизации.

3. Устанавливается прямая зависимость железистости вкрапленников клинопироксенов вулканитов I типа от содержания в породах кремнезема и отсутствие такой зависимости для вулканитов II типа и связанных с ними гранитоидов, для которых характерны маложелезистые клинопироксены. Они, по-видимому, кристаллизовались в условиях более высокого давления кислорода в отличие от вкрапленников клинопироксенов вулканитов I типа.

БИОТИТЫ

Биотиты в вулканитах I типа района Токрауской впадины не превышают 1–3% объема пород, а в автомагматических брекчиях и гранитоидах порфировой структуры достигают 6% (в кислых) и 8,5% (в средних). В вулканитах I типа биотит является одним из поздних минералов вкрапленников, который следует во времени за амфиболом, а в вулканитах II типа и гранитоидах биотиты выделялись неоднократно, следуя за моноклинным пироксеном или за амфиболом. И в тех и в других породах биотиты ассоциируют с железотитановыми окислами. Химический состав биотитов приведен в табл. 7.

Биотиты вулканитов I типа Токрауской впадины имеют железистость 37,1–42,6%. В отличие от них автомагматические брекчии этого района содержат менее железистые биотиты (28,5–35,7). Сходная низкая железистость характерна и для ассоциирующих с автомагматическими брекчиями гранитоидов (32–38,9%) (см. табл. 7).

Таблица 7. Химический состав (в мас.%) биотитов

Компоненты	Вулканитов								Гранитоидов порфировой структуры			
	I типа				II типа (автомагматических брекчий)				гранодиорит-порфир	монцит-порфиров	кварцевых сиенитов	
	андезитов		риолитов		андезитовых		трахириадацитовых					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	203А	193		1/71	2007	448/3	035	270Б	2/17	37	448/1	277
SiO ₂	36,89	36,25	37,3	38,14	36,68	36,56	38,61	36,15	36,66	36,62	35,6	37,64
TiO ₂	4,98	5,56	6,14	4,55	5,37	5,94	4,18	3,44	4,27	4,28	5,9	5,67
Al ₂ O ₃	14,83	14,85	12,72	15,52	16,71	14,48	12,66	13,02	16,3	14,91	14,73	12,92
Fe ₂ O ₃	6,41	3,98	4,8	2,66	2,75	3,29	3,26	4,25	4,66	5,12	3,83	4,21
FeO	8,92	11,49	12,12	10,75	9,07	10,77	10,69	11,85	10,27	11,45	10,62	10,03
MnO	0,33	0,45	0,46	0,31	0,13	0,46	0,72	0,79	0,33	0,43	0,29	0,28
MgO	13,66	14,35	12,49	15,36	16,23	16,24	15,91	15,85	14,03	14,15	16,78	16,22
CaO	3,75	2,95	Не обн.	Не обн.	0,59	0,86	0,38	0,82	0,57	0,97	1,13	0,64
Na ₂ O	0,39	0,09	0,78	0,45	0,55	0,52	0,78	0,39	0,3	0,18	0,43	0,88
K ₂ O	7,58	6,62	7,31	8,89	8,84	7,53	8,55	7,08	8,39	8,32	6,55	7,44
H ₂ O*	2,07	3,20	4,73	2,75	1,84	2,72	1,65	4,57	3,7	3,08	3,58	2,58
F	0,27	0,28	1,09	0,83	1,86	0,67	3,05	1,58	0,75	0,36	0,37	2,26
Cl	—	0,05	—	—	—	0,03	—	—	—	—	0,02	—
Сумма	99,97	100,12	99,31	99,86	99,84	99,79	99,16	99,43	99,91	99,72	99,67	99,82
<i>f</i>	37,6	37,1	42,6	32,4	28,5	32,2	32,5	35,7	36,6	38,9	32,0	32,3
Al	20,1	19,95	17,7	20,25	21,8	19,1	16,8	17,4	21,6	19,8	19,3	17,2
<i>f</i> _{ок}	0,39	0,24	0,26	0,18	0,21	0,21	0,21	0,24	0,29	0,29	0,24	0,27
<i>n</i> _т	1,631	1,634	—	1,640	1,643	1,638	1,618	1,626	1,645	1,648	1,644	1,633

Аналитики Л.С. Абрамова, С.А. Горбачева, Л.Ф. Карташова, Е.П. Орлова, Т.А. Прилуцкая, Н.И. Степанова, Е.П. Фролова, ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

Примечание. Массивы: 1, 2, 4, 9 — северо-восточная часть Топарского; 5, 10 — Сарьюленский, 7 — Бертыйский, 12 — Жетымшокин-ский; 3 — район г. Архарлы [5]; 6, 11 — Байназарская кольцевая структура; 8 — Аюльюзекская структура.

Т а б л и ц а 8. Ориентировочная оценка фугитивности кислорода и температуры кристаллизации биотитов

Тип пород	№ анализа	Порода	$\lg f_{O_2}$	$T^{\circ}C$
Вулканыты I типа	1	Андезиты	-10	700
	2	Субвулканические андезиты	-11,6	820
	3	Риолиты	-12,4	720
Ассоциация вулканитов II типа и гранитоидов порфировой структуры	4	Андезитовые автомагматические брекчии	-10,5	920
	5	То же	-9,7	970
	6	"	-10	900
	7	Трахиродацитовые автомагматические брекчии	-10	900
	8	То же	-11	820
	9	Гранодиорит-порфиры	-11	780
	10	То же	-11,6	750
	11	"	-9,8	880
	12	Кварцевые сиенит-порфиры	-9,5	860

Примечание. Массивы: 1, 2, 4, 9 — Топарский; 5, 10 — Сарыюленский; 7 — Бертынский; 12 — Жетымшокинский; 6, 11 — Байназарская кольцевая структура; 8 — Аюльюзекская структура

Данные многих исследователей по химическому составу биотитов из средних и кислых пород различных районов мира [16,5 и др.] показывают, что породы с умеренно железистыми и железистыми биотитами содержат незначительное количество ассоциирующего с этим минералом титаномагнетита, причем плутонические фации таких пород не проявляют прямой связи с вулканизмом, а вулканыты и гранитоиды с маложелезистыми биотитами содержат большее количество титаномагнетита и обнаруживают тесную взаимосвязь и приуроченность к кальдерам. Аналогичная обратная зависимость между железистостью биотита и содержанием ассоциирующего с ним титаномагнетита характерна и для изученных пород района Токрауской впадины.

Так, в вулканытах I типа с вкрапленниками умеренно железистого биотита преимущественная часть титаномагнетитов присутствует в основной массе, а незначительная — во вкрапленниках. В вулканытах II типа и гранитоидах, наоборот, значительная доля титаномагнетитов приходится на вкрапленники и их биотиты менее железистые.

В табл. 8 приведены данные ориентировочной оценки температуры¹ и фугитивности кислорода при кристаллизации биотитов Токрауской впадины, полученные на основании их железистости и соотношения флогопита, аннита и оксибиотита согласно диаграмме устойчивости биотитов как функции летучести кислорода и температуры при общем давлении 2070 бар [20]. Как видно из табл. 8, биотиты вулканытов II типа и гранитоидов порфировой структуры кристаллизовались при более высоких температурах и повышенной фугитивности кислорода в отличие от биотитов вулканытов I типа.

¹ Температуры кристаллизации всех пород, оцененные по составу биотитов, более низкие, чем температуры гомогенизации расплавных включений.

Это можно объяснить ранним перемещением исходного расплава вулканитов II типа и гранитоидов на более верхний уровень земной коры, где кристаллизовалась преимущественная часть вкрапленников. Высокая температура и малоглубинные условия кристаллизации вкрапленников способствовали возрастанию фугитивности кислорода, интенсивной отсадке титаномагнетита и образованию маложелезистых биотитов.

В вулканитах I типа по мере относительно равновесной кристаллизации вкрапленников количество воды и железа в расплаве увеличивалось, а глубинные условия кристаллизации ограничивали потерю легколетучего водорода. С этим, видимо, связаны относительно низкая фугитивность кислорода и более низкие температуры кристаллизации вкрапленников титаномагнетита и умеренно железистого биотита в этих породах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В отличие от вулканитов I типа вулканиты II типа и порфировые гранитоиды содержат более высокое количество вкрапленников титаномагнетитов, пироксенов, биотитов. Титаномагнетиты отличаются широкими вариациями первичного состава, в них отсутствует ульвошпинелевая фаза, отмечается маггемит и более широко развита ильменитовая фаза. Пироксены имеют значительный интервал содержаний глинозема (в вулканитах I типа присутствуют высокоглиноземистые пироксены), а их железистость, как и биотитов, не зависит от состава пород.

Предполагается, что в вулканитах I типа вкрапленники указанных минералов кристаллизовались при пониженных фугитивности кислорода и температуре и относительно повышенном литостатическом давлении, а в вулканитах II типа и порфировых гранитоидах — при повышенных фугитивности кислорода, температуре и снижающемся давлении.

Эти выводы подтверждаются результатами изучения расплавных включений в породообразующих минералах и хорошо согласуются с геолого-петрографическими исследованиями этих пород, процессы формирования которых, как нам представляется, протекали по следующей схеме.

Вкрапленники вулканитов I типа формировались на значительной глубине при стабильном давлении, в условиях медленного охлаждения, невысокой летучести кислорода и равновесной кристаллизации, приводившей к выравниванию состава вкрапленников и остаточного расплава. Кристаллизация прерывалась быстрой подачей расплава к поверхности — сквозным разломом, характерным для ранней стадии вулканических этапов.

Формирование вкрапленников вулканитов II типа и гранитоидов порфировой структуры происходило в условиях различного (снижающегося) давления, нестабильного охлаждения, высокой фугитивности кислорода и фракционной кристаллизации, приводившей к значительной эволюции состава остаточного расплава в сторону гранитного минимума и существенному накоплению в нем магмофильных летучих компонентов. Указанные факторы наиболее вероятны при медленном продвижении кристаллизующегося расплава к поверхности с остановками в разноглубинных промежуточных магматических камерах, что могло происходить в условиях ослабления тектонических импульсов и увеличения роли слепых разломов на завершающей стадии развития вулканических этапов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Богатиков О.А., Боярская Р.В., Карпова О.В.* и др. Перестройка структуры титаномагнетита в процессе термообработки // Очерки по генетической минералогии. М.: Наука, 1976.
2. *Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутюлин В.А.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
3. Минералы. М.: Наука, 1967. Т. 2, вып. 3.
4. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир.
5. *Наседкин В.В.* Петрогенезис кислых вулканитов. М.: Наука, 1975.
6. *Парфенова О.В.* Породообразующие минералы автомагматических брекчий как показатели условий их формирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1973.
7. *Царева Г.М.* Геолого-петрографические особенности верхнепалеозойских субинтрузивных гранитоидов Центрального Казахстана // Гранитоиды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977.
8. *Царева Г.М.* Оrogenные герцинские вулканогенные формации Токрауской впадины (Центральный Казахстан) // Магматические формации как индикаторы эндогенных процессов. М.: Наука, 1981.
9. *Цветков А.И., Мясников В.С., Щепочкина Н.И., Матвеева Н.А.* О природе пластинчатых образований в титаномагнетите // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 2.
10. *Яковлева Е.Б.* О двух формах проявления вулканической деятельности на примере вулканитов кислого состава Казахстана // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1971. № 2.
11. *Akimoto S., Katsura T., Joshida M.* Magnetic properties of $TiFe_2O_4 - Fe_3O_4$ system and their change with oxidation // J. Geomagn. and Geoelec. 1957. Vol. 9, N 4.
12. *Basta E.Z.* Accurate determination of the cell dimensions of magnetite // Miner. Mag. 1957. Vol. 31, N 237.
13. *Basta E.Z.* Some mineralogical relationships in the system $Fe_2O_3 - Fe_3O_4$ and the composition of titanomaghemite // Econ. Geol. 1959. Vol. 54, N 4.
14. *Buddington A.F., Lindsley D.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents // J. Petrol. 1964. Vol. 5, N 2.
15. *Carmichael I.S.E.* The occurrence of magnesian pyroxenes and magnetite in porphyritic acid glasses // Miner. Mag. 1963. Vol. 33, N 260.
16. *Carmichael I.S.E.* The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks* and their associated ferromagnesian silicates // Contribs Mineral. and Petrol. 1967. Vol. 14, N 1.
17. *Ewart A.* Pyroxene and magnetite phenocrysts from the Taupo quaternary rhyolitic pumice deposits, New Zealand // Miner. Mag. 1967. Vol. 36, N 278.
18. *Kuno H.* Aluminian augite and bronsite in alkaline olivine basalt from Taka-Sima, North Kyushu, Japan // Adv. Frontiers Geol. and Geophys. Indian Geophysical Union. 1964. Vol. in Honour of M.S. Krishnan.
19. *Smith D., Lindsley D.H.* Stable and metastable augite crystallization trends in a single basalt flow // Amer. Miner. 1971. Vol. 56, N 1/2.
20. *Wones D.R., Eugster H.P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // Ibid. 1965. Vol. 50, N 9.

ГРАНАТЫ И КЛИНОПИРОКСЕНЫ ЭКЛОГИТОВ

ВВЕДЕНИЕ

Эклогиты — высокобарические модификации основных пород. Это бесполовошпатовые породы, главными породообразующими минералами которых являются пироп-альмандин-гроссуляровый гранит и жадеитсодержащий клинопироксен. Минеральная плотность пород (уд. вес) от 3,3 до 3,7, т.е. более высокая, чем у гранатовых перидотитов [12].

В природе эклогиты встречаются как ксенолиты в трубках кимберлитов и щелочных базальтоидов или в виде будин, линз и жил в полиметаморфических комплексах. Минералы эклогитового парагенезиса встречаются также во включениях алмазов, как сростки в кимберлитах и кислых породах (риолитах, дацитах, сланцах). Среди эклогитсодержащих комплексов выделяются гнейсо-амфиболитовые, слюдисто-глаукофановые сланцы и гранулитовые. В этих комплексах эклогиты нередко ассоциируют с ультраосновными породами, среди которых бывают пиропсодержащие разности. Многие эклогиты кимберлитовых трубок рассматривают как фрагменты мантийных образований, эклогиты метаморфических комплексов — как вторичные породы, которые обнаруживают все стадии метаморфизма вмещающих их толщ.

Термодинамические параметры кристаллизации мантийных эклогитов оцениваются от 850 до 1400°C, P — 20–50 кбар [11, 16, 21], коровых — 12–24 кбар и $600\text{--}800 \pm 50^\circ\text{C}$ [16, 18, 29]. По генезису среди эклогитов выделяются магматические, метаморфогенные и метасоматические образования [11]. К эклогитоподобным породам отнесены плагиоклазсодержащие гранат-пироксеновые породы с альмандин-гроссуляр-пироповым гранатом и клинопироксеном, бедным жадеитовым компонентом.

По минеральному составу среди эклогитов выделяются следующие разновидности: биминеральные (альмандиновые, пироп-альмандиновые, пироповые), рутиловые ($\text{TiO}_2 > 3$ вес.%, обычно самые железистые), ильменитовые, роговообманковые, каринтиновые, двупироксеновые, санидиновые, корундовые, кианитовые, гроспидитовые (разновидности кианитовых эклогитов с высококальциевым гранатом, Са-компонента $> 50\%$).

Наличие в эклогитах минералов — индикаторов условий образования пород, таких, как хромит, алмаз, коэсит, графит, отражается в определении соответствующих разновидностей (графитсодержащие кианитовые, алмазные кианитовые, коэситовые, хромитовые (или хромистые) эклогиты).

Изучение породообразующих минералов различных эклогитов, их зональности позволяет судить о термодинамических параметрах становления эклогитов, истории метаморфизма включающих их метаморфических толщ (поскольку многие эклогиты залегают *in situ*), [2, 3, 11, 16, 21].

По химическому составу среди эклогитов выделяют два типа — троктолитовый и базальтовый. Критерием для их выделения являются содержания TiO_2 , магнезиальность и щелочность пород. В эклогитах троктолитового и базальтового типов отношения $\text{MgO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ равны соответственно

2–7,5 и 0,2–2; содержание TiO_2 в тех и других колеблются в следующих пределах (мас.%); 0,1–0,8 в троктолитовых и 0,2–7 в базальтовых; Na_2O 1–2 и 2–4 (иногда 5) соответственно. Эклогиты троктолитового типа сопоставимы по химизму с габбро, базальтового – с различными базальтами. Кроме того, они различаются между собой по составам гранатов. В экологитах троктолитового типа гранаты более магнезиальны, чем в базальтовых типах: в их составах обычно преобладает пироповый компонент, в то время как в последних – алмандиновый.

ГРАНАТЫ

Около 400 анализов гранатов их различных экологитов были сведены на треугольник компонентных составов *Пир–Альм + Спес–Са*-компонент (MgO ; FeO ; MnO ; CaO). К нему построены графики зависимости железистости и содержаний андрадитового компонента от магнезиальности граната (рис. 1). На этом рисунке видно, что гранаты из экологитов широко варьируют по составам, не образуя дискретных полей. В них наблюдаются постепенные переходы по содержанию Ca , Mg и FeO , а также Mn , т.е. изоморфизм гранатов в условиях больших давлений очень широк.

На рис. 1 показано, что поля составов гранатов экологитов из кимберлитовых и метаморфических комплексов частично перекрываются. Они не соответствуют тем, которые выделил Р. Колеман и др. [15]. Перекрываются также между собой поля составов гранатов из экологитов гнейсо-амфиболитовых комплексов и слюдисто-глаукофановых.

Наиболее кальциевые и магнезиальные гранаты (поле 1, 2, см. рис. 1) свойственны мантийным экологитам, более железистые характерны для экологитов метаморфических комплексов. Вместе с тем самые железистые гранаты 81–85% установлены в рутиловых экологитах как метаморфических комплексов, так и кимберлитовых трубок.

Самые кальциевые гранаты свойственны мантийным кианитовым экологитам и гроспидитам кимберлитовых трубок (поле 2б). Составы гранатов кианитосодержащих экологитов метаморфических комплексов (поля 3а и 3б) и кимберлитовых трубок четко разделяются по железистости и содержанию Ca -компонентов. Более высокая кальциевость гранатов в кианитовых экологитах кимберлитов по сравнению с таковыми метаморфических комплексов указывает на более высокие температуры их кристаллизации [2, 11]. Это подтверждается также расчетами температур устойчивости пар $MPLu + Gr$ из кианитовых экологитов различного генезиса [2]. Бедные кальцием гранаты свойственны высокомагнезиальным экологитам, генетически связанным с перидотитами.

Наиболее марганцовистые гранаты характерны для измененных экологитов слюдисто-глаукофановых комплексов (рис. 2).

В экологитах кимберлитовых трубок составы гранатов варьируют, некоторые из них близки к таковым экологитов метаморфических комплексов, в том числе и комплексов слюдисто-глаукофановых сланцев.

Гранаты могут варьировать по составу в пределах одного образца как в метаморфогенных экологитах метаморфических комплексов, так и в ксенолитах мантийных экологитов из кимберлитов. Это объясняется изменениями термодинамического или химического режимов среды. Если экологиты

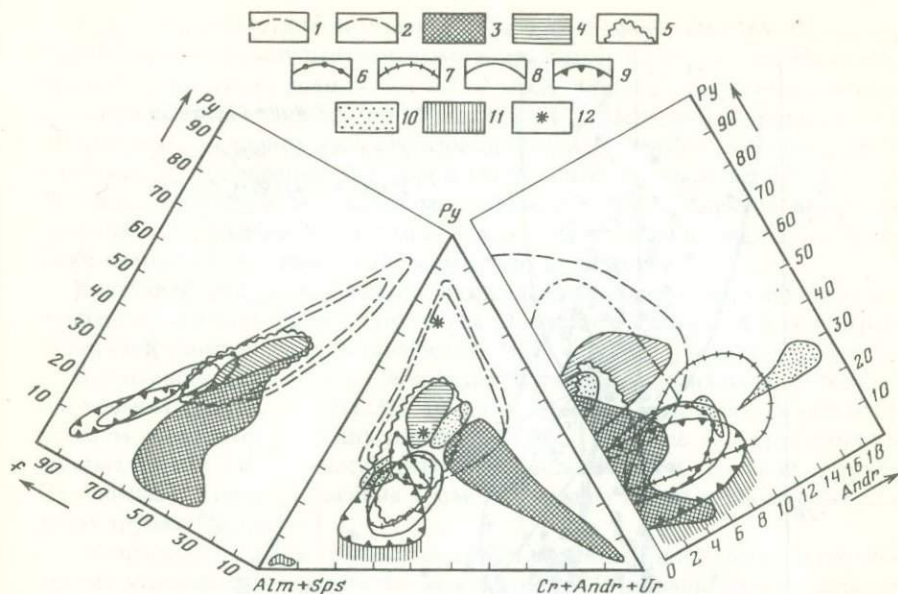


Рис. 1. Поля составов гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород (390 ан.)

Ксенолиты в кимберлитовых трубках: 1 — неалмазоносные эклогиты; 2 — алмазоносные эклогиты и включения в алмазах; 3 — гроспидиты, корундовые и кианитовые эклогиты; эклогиты гнейсо-амфиболитовых и метаморфических комплексов; 4 — кианитовые и каринтиновые эклогиты Полярного Урала (пироповые эклогиты); 5 — кианитовые эклогиты Восточных Судет Богемского массива, Скандинавского полуострова (Западная Норвегия, Африка (Замбия)); 6 — алмандиновые биметасоматические эклогиты Полярного Урала; 7 — алмандиновые эклогиты Полярного Урала; 8 — то же Северного и Южного Казахстана; эклогиты слюдисто-глаукофановых комплексов; 9 — алмандиновые эклогиты Южного Урала (Максютковский комплекс), Северного и Южного Тянь-Шаня, Калифорнии, Южной Америки (Эквадор, Колумбия), Западных Альп, Скандинавского полуострова); 10 — эклогитоподобные кимберлитовые трубки; 11 — поле гранатов из глаукофанизированных эклогитов и глаукофановых сланцев; 12 — гранаты "пироксенита" трубки Мозес-Рок (Северная Америка)

кристаллизуются при постоянном режиме давлений и температур, гранаты в них не обнаруживают зональности (типично для большинства мантийных эклогитов и включений в алмазах). При глубинном Na-метасоматозе железистость гранатов повышается от неизменных к измененным разностям эклогитов [12, 21]. Изменения P - T условий кристаллизации вызывает образование зональных гранатов, что характерно для эклогитов и ассоциирующих с ними пород метаморфических комплексов, при этом с ростом давлений железистость гранатов обычно падает, с падением давлений — увеличивается [1, 3, 12, 25]. В каждом конкретном случае изменение составов гранатов контролируется многими факторами: общими P и T , химизмом среды и динамикой процесса. Согласно исследованиям Д. Грина и А. Рингвуда в гранатах эклогитов состава кварцевого толеита при $T = 1100^\circ\text{C}$ с увеличением давлений повышается магнезиальность граната: при P от 14,6 до 26 кбар составы гранатов меняются от существенно алмандинового ($\text{Pir}_{26}\text{Альм}_{46}\text{Грос}_{28}$) до пиропового ($\text{Pir}_{49}\text{Альм}_{23}\text{Грос}_{28}$) соответственно, при этом содержание гросулярового компонента в грана-

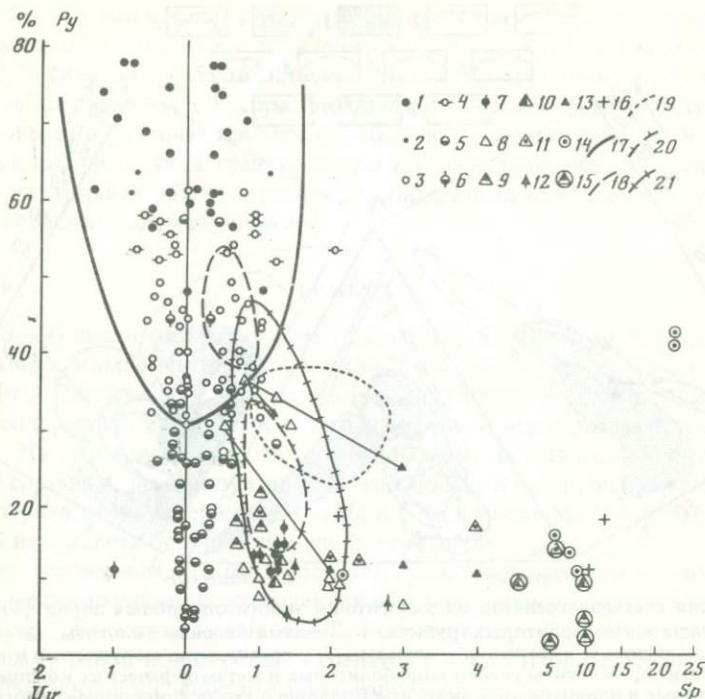


Рис. 2. Соотношение содержаний пиропового, спессартинового и уваровитого компонентов в гранатах из эклогитов (400 ан.)

Эклогиты из кимберлитовых трубок: 1 — магнезиальные, Якутия; 2 — то же, Южная Африка; 3 — магнезиально-железистые, Якутия; 4 — то же, Южная Африка; 5 — кианитовые, Якутия; 6 — то же, Южная Африка; 7 — рутиловые, Якутия; эклогиты из слюдисто-глаукофановых метаморфических комплексов: 8 — максютовский комплекс, Южный Урал; 9 — Южный Тянь-Шань; 10 — францисканская формация, Калифорния; 11 — Эквадор; 12 — Альпы, Италия; 13 — глаукофановые сланцы и глаукофанизированные эклогиты, Урал, Южный Тянь-Шань; 14 — апоэклогитовые метасоматиты и плагиоклаз-кварцевые породы Среднего и Южного Урала; 15 — то же, Калифорния; 16 — слюдисто-кварц-мусковитовые сланцы, Южный Урал; коннодами соединены гранаты из одной породы. Поля составов гранатов: 17 — алмазосносных эклогитов из кимберлитовых трубок; эклогитов гнейсо-амфиболитовых комплексов; 18 — магнезиальных кианит-доизитовых и каринтиновых эклогитов Полярного Урала; 19 — магнезиально-железистых биметасоматических, там же; 20 — железистых и высокожелезистых, там же; 21 — алмандиновых и пироп-алмандиновых Северного Казахстана

тах не меняется. В высокоглиноземистых и высококальциевых породах с повышением давления и температур происходит обогащение гранатов Са, а железистость граната слабо падает [2, 3].

Изменение P - T может влиять на количественный и химический составы минералов. Так, по расчетам А. Томпсона, при больших давлениях (в условиях фиксированного P) с ростом температуры в магнезиальных породах увеличиваются кальциевые граната и количество чермакитовой молекулы в сосуществующем пироксене, но общее содержание граната в породе падает [14]. На распределение Mn в гранатах влияют многие факторы — длительность процесса преобразований пород, режим температуры, давлений и, по-видимому, химизм среды.

Так, в Атбашинском комплексе (Северный Тянь-Шань) колебания в содержании MnO между центральными и краевыми зонами в зональных зонах граната в эклогитах доходит до 1,5–2 мас.% и более, а во вмещающих слюдисто-кварцевых сланцах – до 11 мас.% [1, 12]. Центральные зоны кристаллизовались в условиях амфиболитовой фации, краевые – эклогитовой. Исследования проведенные автором и анализ литературных данных [1, 5, 12, 18] показали, что в эклогитах метаморфических комплексов с падением давлений содержание Mn в гранатах возрастает (Максютовский, Атбашинский комплексы), с повышением давлений – падает.

Колебания составов гранатов различных эклогитов отражают также и вариации химизма самих пород (на Полярном Урале, например, гранат эклогитов троктолитового типа беднее MnO, чем базальтового [12]).

Большинство гранатов из эклогитов метаморфических комплексов бедны хромом ($Cr_2O_3 < 1$ мас.%), но из ксенолитов кимберлитов они богаче хромом, а некоторые из них содержат Cr_2O_3 1–1,5 мас.% [11]. Самые хромистые из них 1,5–7,2 мас.% (кианитовые эклогиты и гроспидиты трубки Загадочная). Гранаты, богатые хромом, описаны также в хромистых эклогитах трубки Орапа [21].

Содержание Cr_2O_3 в гранатах является надежным индикатором геохимических условий кристаллизации эклогитов. На Полярном Урале, например, в эклогитах троктолитового типа, генетических связанных с гипербазитами, гранаты содержат Cr_2O_3 на порядок выше, чем гранаты эклогитов базальтового типа (гнейсо-амфиболитовый Марункеусский комплекс). В первых содержание Cr_2O_3 в среднем около 0,01 мас.%, во вторых – около 0,1 мас.%. Характер распределения хрома между сосуществующими гранатом и клинопироксеном также может отражать геохимическую специфику пород. Так, И. Фиала (1965) в гипербазитах Чешского массива установил следующую закономерность: если породы богаты Al_2O_3 клинопироксены в них богаче хромом, чем гранаты, а в гипербазитах бедных глиноземом распределение хрома между этими минералами обратное – гранаты богаче хромом, чем пироксены. У большинства эклогитов наиболее богаты хромом клинопироксены.

Гранаты мантийных эклогитов и эклогитов метаморфических комплексов различаются между собой по содержанию элементов-примесей: в мантийных обнаружены Na, P и повышенные количества TiO_2 (до 0,78%) [11, 16].

Н.В. Соболев и Ю.Г. Лаврентьев (1971) впервые установили, что характерной особенностью включений гранатов в алмазах является наличие в них устойчивой примеси Na_2O (от 0,10 до 0,22 мас.%). Они допускают изоморфное вхождение Na_2O в структуру минерала по схеме $Na, Si \rightarrow Ca, Al$, предполагая, что высокое давление способствует переходу кремнезема из четвертой координации в шестерную. Эту точку зрения не разделяет Дж. Доусон. Исходя из того, что в гранатах алмазоносных эклогитов трубки Робертс-Виктор и других кимберлитовых трубок Африки наряду с натрием обнаружены Ti и P, содержания которых коррелируются между собой, присутствие натрия он объясняет участием его в паре с фосфором в изоморфном замещении титана. Этот тип изоморфизма в гранатах не требует перехода кремнезема из низкой в более высокую координацию. Доусон также отметил, что в неалмазоносных мантийных эклогитах в гранатах обнаружен натрий [16].

Все эти данные свидетельствуют о том, что при высоких давлениях Na как изоморфная примесь входит в состав граната.

Рассматривая особенности граната эклогитов различного генезиса следует отметить, что гранаты близкого состава по Ca, Mn и Fe встречаются в эклогитах кимберлитов, включениях алмазов, в эклогитах метаморфических толщ (как гнейсо-амфиболитовых, так и слюдисто-глаукофановых), т.е. среди пород мантии и пород коры. Вместе с тем гранаты из мантийных эклогитов отличаются от метаморфогенных по элементам-примесям (присутствием Na и Rb в гранатах, повышенными содержаниями Cr, Ti, а также коэффициентом распределения петрогенных элементов между гранатами и сосуществующими пироксенами [11, 12, 16]). Отличительным признаком эклогитов различного генезиса служит наличие или отсутствие зональности в гранатах и ее характер.

На примере эклогитов из кимберлитовой трубки Мозес-Рок (Х. Хельмштадт, Д. Шульце [21, с. 357]) прослеживается изменение химизма гранатов в процессе глубинного метаморфизма и Na-метасоматоза при падении давлений. Ранний гранат (ассоциации $Gr + Om + Py$) — существенно пироповый (Py — 73 мол.%), поздний (ассоциации $Gr_2 + Om_2 + Kfs$)¹ — пироповый (Py — 40; Alm — 30). Характер изменений гранатов в процессе диафореза эклогитов метаморфических комплексов показан полем 7 на рис. 1, где отчетливо видно, что в глаукофанизированных эклогитах и апо-эклогитовых сланцах резко падают содержания пиропового компонента, а в некоторых из них увеличивается кальциевость.

ПИРОКСЕНЫ

Типичный порообразующий минерал эклогитов — омфацит. Исходия из составов пироксенов различных эклогитов (рис. 3), а также классификаций Н.Л. Добрецова (1983), Дж.Ф. Кларка и Дж. Папика (1968), И.В. Гинзбург (1981) омфацинты выделяются по следующим признакам (в формульных единицах и по отношению катионов): $0,15 < Na \leq 0,75$; $Al^{IV} - 0-0,15$; $Fe^{3+} - 0-0,12$; $(Na - Fe^{3+})/Fe^{3+} > 1$; $Al/(Al + Fe)$ в октаэдрах $< 0,15$. В зависимости от содержаний натрия омфацинты разделяются нами на две группы: собственно омфацинты ($Na < 0,50$ ф.ед.) и омфацит-жадеиты ($Na > 0,50$ ф.ед.). Клинопироксены, в которых $Na < 0,15$ ф.ед., именуются натрийсодержащими.

В эклогитах генетически связанных с гипербазитами пироксены содержат хром. Наличие этого элемента в омфацитах является надежным диагностическим признаком при суждении о генезисе эклогитов. По содержанию Cr_2O_3 (вес.%) мы различаем хромсодержащие (0,2–1%) и хромовые ($> 1\%$) омфацинты (или диопсиды).

Для сравнения составы клинопироксенов из различных эклогитов, рассчитанные по структурным формулам, были нанесены на треугольник Fe, Mg^{VI} , Al^{VI} (позиция M1). К треугольнику достроены графики отношений Na (позиция M2) и Mg^{VI} (в позиции M1), а также Al^{VI} и Al^{IV} в формульных единицах.

¹ Gr_2 — гранат (и пироксен) более поздней генерации.

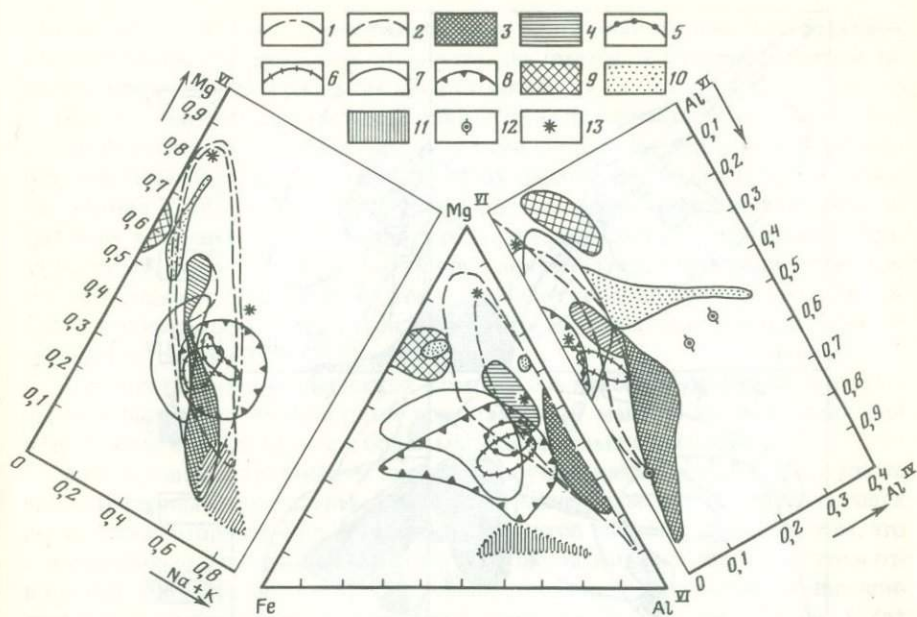


Рис. 3. Поля составов клинопироксенов из эклогитов (350 ан.)

Ксенолиты эклогитов в кимберлитовых трубках и минералы эклогитовых парагенезисов, включенных в алмазы: 1 – эклогиты Якутии и Южной Африки; 2 – алмазоносные эклогиты и включения в алмазах, там же; 3 – кианитовые эклогиты и гронициты, там же; эклогиты гнейсо-амфиболитовых комплексов: 4 – кианитовые и кианит-доизитовые эклогиты Мюнхбергского массива, Полярного Урала, Восточных Судет, Скандинавского полуострова; 5 – альмандиновые биметасоматические эклогиты Полярного Урала; 6 – альмандиновые эклогиты Полярного Урала; 7 – альмандиновые эклогиты Северного и Южного Казахстана; 8 – эклогиты слюдисто-глаукофановых комплексов Южного Урала, Южного Тянь-Шаня, Калифорнии, Западных Альп, Южной Америки; 9 – эклогитоподобные породы гранулитовых комплексов Алданского щита, Восточных Судет; 10 – эклогитоподобные породы в кимберлитовых трубках Якутии; 11 – глаукофанизированные эклогиты Полярного и Южного Урала, Южного Тянь-Шаня; 12 – корундовые эклогиты в кимберлитах Якутии; 13 – составы гранатов разных генераций из "пироксенита" трубки Мозес-Рок

Из построенного графика можно рассчитать содержания Si и Ca в пироксенах: Si разностью $(2 - Al^{IV})$, а Ca – $(1 - Na)$.

На рис. 3 Fe означает Fe + Mn; $Al^{VI} = (Al^{VI} + Ti + Cr)$, а Mg – содержание Mg в позиции M1, равное $1 - (Fe^{2+} + Mo + Cr + Ti + Al^{VI})$.

Кроме того нами были построены графики отношений: жадеитовый компонент $(Na - Fe^{3+})$, акмитовый (Fe^{3+}) , сумма щелочей и железистость в клинопироксенах различных эклогитов (рис. 4).

Окисное железо рассчитывалось по формуле: $Fe^{3+} = (Na + K + Al^{IV}) - (Al^{VI} + Cr + Ti)$. В пироксенах с избыточным Al^{VI} расчетная величина Fe^{3+} имеет отрицательное значение. Химические составы пироксенов и гранатов взяты из работ [1, 4, 5–26].

Как видно из рис. 3–4, поля составов пироксенов из различных эклогитов перекрываются. То есть омфацинты близкого состава встречаются как в эклогитах различных метаморфических комплексов, так и в алмазонос-

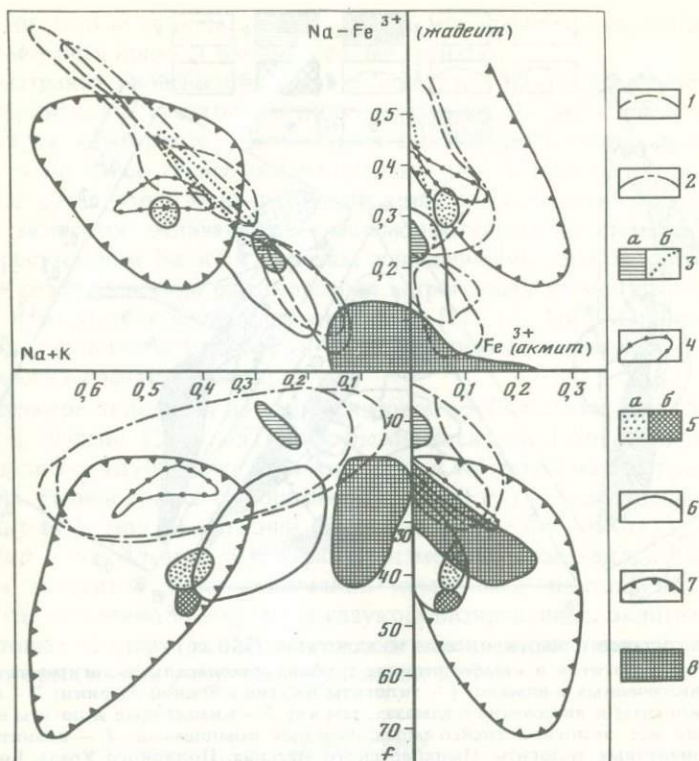


Рис. 4. Соотношение содержаний щелочей, железистости, Fe^{3+} и жадеитового компонента в формульных единицах в различных клинопироксенах из эклогитов и эклогитоподобных пород (350 ан.)

Поля пироксенов из эклогитов: 1 — ксенолиты из неалмазоносных эклогитов кимберлитовых трубок; 2 — ксенолиты алмазоносных эклогитов в кимберлитовых трубках; 3 — кианитовые и кианит-доизитовые эклогиты: а — из гнейсо-амфиболитовых комплексов Полярного Урала, Восточных Судет, Скандинавского полуострова (Западная Норвегия); б — из Мюнхбергского массива; 4 — алмандиновые биметасоматические эклогиты Полярного Урала; 5 — рутиловые эклогиты: а — метаморфических толщ Урала, Казахстана, Тянь-Шаня; б — ксенолитов кимберлитовых трубок; 6 — алмандиновые эклогиты, гнейсо-амфиболитовые комплексы; 7 — алмандиновые эклогиты и ассоциирующие с ними кислые породы, слюдисто-глаукофановые комплексы; 8 — клинопироксены, гранатые гранулиты и плагиоклаз-содержащие гранат-пироксеновые породы Сальных тундр, Алданского щита и др.

ных и неалмазоносных эклогитах кимберлитовых трубок. Между полями различных эклогитов нет четких разграничений по содержанию минералобразующих катионов, но существуют различия по предельным значениям Mg , Fe , Al^{IV} , Na и Al^{VI} . Так наиболее магниезальные и глиноземистые пироксены характерны для эклогитов из кимберлитовых трубок, а наиболее железистые — эклогитов метаморфических комплексов. Однако самая высокая железистость (до 52%) свойственна омфацитам рутиловых эклогитов как из кимберлитовых трубок, так и различных метаморфических комплексов (рис. 3, 4). Поля составов пироксенов из эклогитоподобных пород четко отделяются от эклогитовых по щелочности, содержаниям Al^{IV} и Fe^{3+} (чермакитового и акмитового компонентов).

Как видно из рис. 3, пироксены из эклогитов отличаются большим разнообразием составов, при этом устанавливается тенденция обратной зависимости между содержанием Mb и щелочей.

Наиболее щелочные пироксены характерны для алмазоносных эклогитов из кимберлитовых трубок и эклогитов слюдисто-глаукофановых комплексов. Анализ собственных и литературных данных показывает, что содержание натрия в них зависит от глубины образования (алмазоносные эклогиты) и от потенциала щелочей при кристаллизации эклогитов. Имеются примеры тому, что в условиях глубинного метасоматоза щелочность пироксенов повышается. Это видно из того, что более поздний омфацит из ассоциаций с клинохлором почти в три раза богаче натрием, чем пироксен ранней генерации (см. рис. 3).

В эклогитах метаморфических комплексов наиболее щелочные пироксены ассоциируют с железистыми гранатами, а в мантийных эклогитах они встречаются в парагенезисе с более магнезиальными гранатами [11].

Моделирование глубинных процессов в условиях высоких P и T , а также многочисленные литературные данные по минералам и геологии различных по условиям образования и химизму эклогитов свидетельствуют о том, что с повышением давлений содержания Na в пироксенах возрастает. В этом отношении представляет интерес сравнение составов пироксенов кианит-цоизитовых эклогитов метаморфических комплексов (см. рис. 3 поле 3, 3а) с полями кианитовых эклогитов и гроспидитов кимберлитовых трубок (поле 2б). Из сравнения видно, что первые содержат меньше Na и общего глинозема. Это доказывает, что кианит-цоизитовые эклогиты формировались при более низких P и T , чем кианитовые эклогиты кимберлитовых трубок [2].

В трубке Загадочная в кианитовых эклогитах увеличение щелочности омфацитов сопряжено с уменьшением, а в ассоциирующих с ними гроспидитах — с увеличением кальциевости гранатов [11]. По мнению Н.В. Соболева, такое различие в составах сосуществующих гранатов может быть связано с повышением потенциалов Na при кристаллизации гроспидитов. Однако увеличение щелочности пироксенов в гроспидитах в равной мере можно связывать с глубинным Na -метасоматозом.

По содержанию Al^{IV} (чермакитового компонента) клинопироксены из мантийных и коровых эклогитов не имеют существенных различий. В пироксенах эклогитов кимберлитовых трубок содержание чермакитового компонента в среднем составляет около 2%, а в отдельных случаях достигает 30%. Высокие значения Al^{IV} характерны для пироксенов эклогитоподобных пород, реже гроспидитов и корундовых эклогитов. Примечательно, что алмазоносные корундовые эклогиты из кимберлитов Якутии, по Н.В. Соболеву [11], содержат почти в 10 раз меньше Al^{IV} , чем неалмазоносные (см. ан. 38, 39, рис. 3, нижняя точка), что связано, очевидно, с различными давлениями при их кристаллизации. Пироксены в них резко различаются: в алмазоносном корундовом эклогите это омфацит-жадеит ($Na - 0,71$ ф.ед.) в неалмазоносном — омфацит ($Na - 0,23$ ф.ед.).

В омфацитах кианитовых эклогитов кимберлитовых трубок и метаморфических комплексов нередко устанавливается избыточный Al^{VI} , что указывает на большие давления при их становлении. Избыточный Al^{VI} обнаружен нами в омфаците кианитового эклогита из ксенолита фергусит-порфи-

ровой трубки на Памире, а также в хромовых омфацитах из различных эклогитов Полярного Урала.

Для выявления генезиса эклогитов важное значение имеют геохимические признаки, в частности примесь хрома. Повышенные содержания хрома в омфацитах характерны для включений в алмазах и сростков с алмазами в кимберлитах, а также в минералах эклогитов, связанных с гипербазитами.

По данным Н.В. Соболева, пироксены из сростков с алмазами по химическому составу отвечают хромдиопсидам и хромовым омфацитам. Они довольно бедны Al_2O_3 (1,01–4,56 и только в одном случае из десяти — 8 мас.%), но богаты хромом (Cr_2O_3 — 0,63–15 мас.%) и содержат переменное количество натрия (Na_2O — 0,87–10,1 мас.%). При этом намечается прямая связь между содержанием хрома и натрия: так клинопироксен с максимальным содержанием хрома содержит до 10,1% Na_2O или 68 жадеитового и 5 мол.% акмитового компонентов. Гранаты из парагенезисов с хромистыми омфацитами высокомагнезиальны: — 11–16%, они содержат 71–81% Мо-компонента (пироп + кноррингит), 7–18 Са-компонента, 11–15 альмандинового и 9–12% Са-компонента.

Высокохромистые омфациты (до 4 мас.% Cr_2O_3) встречаются на Полярном Урале в биметасоматических эклогитах, где они ассоциируют с пиропальмандиновым гранатом. В слюдисто-глаукофановых комплексах увеличение щелочности пироксенов сопряжено с увеличением железистости гранатов [1, 10, 12, 18, 19]. Клинопироксены из эклогитов метаморфических комплексов содержат большей частью от 0 до 5% чермакитового компонента. Более высокие содержания Al^{IV} характерны для омфацитов из эклогитов, подвергшихся высокотемпературному диафорезу в мигматизации (Полярный Урал, Актюз).

Клинопироксены эклогитов кимберлитовых трубок бедны Fe^{3+} (или его нет совсем), хотя в некоторых нодулях содержания этого элемента в пироксенах достигают 0,10 ф.ед. Необычно высокие значения Fe^{3+} отмечены в отдельных пироксенах включений в алмазах — 0,08 и даже 0,15 ф.ед. Максимальные значения Fe^{3+} в пироксенах отмечены в метаклогитах Максютковского комплекса.

В заключение следует отметить, что пироксены из мантийных эклогитов и эклогитов метаморфических толщ отличаются главным образом сосуществующих гранатов [11, 12, 18], а также по элементам-примесям. Так, в клинопироксенах из мантийных эклогитов кимберлитовых трубок обнаружены K_2O и P_2O_5 в сотых и тысячных долях процента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В литературе укрепилось представление о том, что в зависимости от типа вмещающих пород эклогиты различаются между собой по составу породообразующих минералов. При этом подразумевается нередко, что каждому типу (комплексу) пород свойственны эклогиты определенного состава и генезиса. Однако углубленное геолого-петрографическое и минералогическое изучение различных эклогитов проведенное нами [12] позволяет говорить о том, что коровые эклогиты различных метаморфических комплексов отличаются между собой главным образом по характеру вторичных преобразований. Составы пороодообразующих минералов эклогитов отража-

ют условия образования пород и их геохимическую специфику. Изменение термодинамического режима сопровождается перекристаллизацией эклогитов с преобразованием химического состава минералов и количественных соотношений между ними. Это обеспечивается большой способностью к катионному обмену между гранатом и пироксеном. Широкие вариации изоморфных замещений, вероятно, обеспечивают устойчивость минералов эклогитового парагенезиса на большом интервале температур и давлений мантии и низов коры.

Выделенные Р.Г. Колеманом и др. [15] границы полей составов гранатов эклогитов из кимберлитов и метаморфических комплексов значительно изменены по содержаниям главных компонентов — альмандина-пиропаргроссуляра (+андрадит).

Рассматривая особенности гранатов из различных эклогитов, следует отметить, что гранаты близкого состава встречаются в кимберлитах, во включениях в алмазах, в метаморфических толщах (как гнейсо-амфиболитовых, так и слюдисто-глаукофановых сланцев), т.е. среди мантийных и метаморфогенных эклогитов. Гранаты из мантийных эклогитов отличаются лишь по элементам-примесям: присутствием Na и P в гранатах, повышенным содержанием Cr, Ti [11]. Присутствие гранатов близкого состава в эклогитах различного генезиса может служить указанием на сходные условия их становления.

В заключение следует отметить, что минералы мантийных эклогитов отличаются от коровых следующими особенностями: более высокой магнетиальностью [12]; наличием примесей Na и P в гранатах и K — в клинопироксенах [11]; присутствием калийсодержащих сульфидов (М.А. Добровольская, А.И. Цепин, А.И. Пономаренко, 1979); спецификой структур пород (мозаичная, пойкилитовая) и преимущественно незональным строением граната; ассоциацией высокомагнетиальных гранатов с высокощелочными клинопироксенами [11, 16].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978.
2. *Грин Т.Х.* Экспериментальное исследование ассоциации субсолидуса образующихся при высоких давлениях за счет высокоглиноземистых базальтов, кианитовых эклогитов и гроспилитов // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970.
3. *Грин Д.Х., Рингвуд А.Э.* Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
4. *Дмитриев Э.А.* Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире // Докл. АН СССР. Т. 169, № 6.
5. *Добрецов Н.Л.* Глаукофановые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974.
6. *Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.* Эклогиты в метаморфических комплексах Казахстана, Тянь-Шаня, Южного Урала и их генезис // Пробл. петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1980. Т. 2.
7. *Ефимов И.А.* Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана // Петрографические формации и пробл. петрогенезиса. М.: Наука, 1964.
8. *Екимова Т.Е.* Новые данные по минералогии рутиловых эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1979. № 2.

9. Кушев В.Г., Виноградов Д.П. *Метаморфогенные эклогиты*. Новосибирск: Наука, 1978.
10. *Ленных В.И. Эклогит—глаукофановый пояс Южного Урала*. М.: Наука, 1977.
11. *Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии*. Новосибирск: Наука, 1974.
12. *Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР*. М.: Наука, 1985.
13. *Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Н.П. Добрецов, В.С. Соболев, Н.В. Соболев, В.В. Хлестов*. М.: Недра, 1974.
14. *Bryhni L., Bollingberg H.J., Graff P.R. Eclogites in quartzo-feldspathic gneisses of Nordfjord, west Norway // Norsk geol. tidsskr. 1969. Bd. 49, N 3.*
15. *Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and eclogites: their differences and similarities // Bull. Geol. Soc. Amer. 1965. Vol. 76, N 3.*
16. *Dawson J.B. Kimberlites and their Xenoliths*. Berlin etc.: Springer, 1980.
17. *Dudek A., Fediukova E. Eclogites of the Bohemian Moldanubicum // Neues Jb. Mineral. Abh. 1974. Bd. 121, N 2.*
18. *Feiniger T. Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the andes of Ecuador // J. Petrol. 1980. Vol. 21, N 1.*
19. *Mottana A., Bocchio. Superferric eclogites of the Voltri Group (Penninic Belt, Appennines) // Contribs Mineral. and Petrol. 1975. Vol. 49.*
20. *Proc. Second Intern. Kimberlite Conf. Vol. 1. Wash., 1979.*
21. *Proc. Second Intern. Kimberlite Conf. Vol. 2. Wash., 1979.*
22. *Green D. Calibration of garnet-clinopyroxene Fe/Mg partition as a geothermometer // Contribs Mineral. and Petrol. 1974. Vol. 48, N 3/4.*
23. *Reid A.M., Brown R.W., Dawson J.B. et al. Garnet and pyroxene composition in some diamondiferous eclogites // Ibid. 1976. Vol. 58, N 2.*
24. *Reinsch D. Glaucophanites and eclogites from Vol Chiusella Sesia—Lanzo Zone (Italian Alps) // Ibid. 1979. Vol. 70, N 2.*
25. *Vrana S. Metamorphic kyanite eclogites in the Lufilian arc of Zambia // Ibid. 1975. Vol. 51, N 2.*
26. *White A.J.R. Clinopyroxenes from eclogites and basis granulites // Amer. Miner. 1964. Vol. 49, N 7/8.*

УСЛОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Аб</i> — альбит	<i>Му</i> — мусковит
<i>Ак</i> — актинолит	<i>Не</i> — нефелин
<i>Альм</i> — альмандин	<i>Ол</i> — оливин
<i>Амфб</i> — амфибол	<i>Ом</i> — омфацит
<i>Ан</i> — анортит	<i>Ор</i> — ортоклаз
<i>Анд</i> — андезит	<i>Пир</i> — пироп
<i>Ант</i> — аннит	<i>Пл</i> — плагиоклаз
<i>Анр</i> — андрадит	<i>Плт</i> — протолитионит
<i>Би</i> — биотит	<i>Ро</i> — роговая обманка
<i>Во</i> — волластонит	<i>РПи</i> — ромбический пироксен (орто- пироксен)
<i>Га</i> — гастингсит	<i>Ру</i> — рутил
<i>Гр</i> — гранат	<i>Сдф</i> — сидерофиллит
<i>Грос</i> — гроссуляр	<i>Спес</i> — спессартин
<i>Ди</i> — диопсид	<i>Слд</i> — селадонит
<i>Ке</i> — керсутит	<i>Тлт</i> — трилитионит
<i>Кв</i> — кварц	<i>Тм</i> — титаномагнетит
<i>Клх</i> — клинохлор	<i>Фл</i> — флогопит
<i>Кс</i> — кальсилит	<i>Фо</i> — форстерит
<i>Ме</i> — металл	<i>Че</i> — чермакит
<i>МПи</i> — моноклинный пироксен (кли- нопироксен)	<i>Эд</i> — эденит
<i>Мт</i> — магнетит	<i>Эн</i> — энстатит

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (<i>В.П. Петров, А.М. Борсук</i>)	3
<i>Е.С. Доброхотова</i> . Роговая обманка и другие кальциевые и щелочно-кальциевые амфиболы.	5
<i>А.Г. Гурбанов, Т.Т. Ляхович, Л.Ф. Карташова, Е.А. Корина</i> . Редкие и рудные элементы в кварце из пород разновозрастных магматических формаций и метаморфических образований Большого Кавказа — индикаторы их геохимической специализации	84
<i>М.Г. Руб, А.К. Руб</i> . Слюды редкометалльных, оловоносных и вольфрамоносных магматических ассоциаций как индикаторы их генезиса и рудоносности	101
<i>В.А. Первов, В.А. Кононова</i> . Породообразующие минералы магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии (Юго-Восточное Забайкалье) в связи с вопросами генезиса пород	126
<i>Е.Д. Андреева, Н.Т. Митюшкин</i> . Роль акцессорных минералов в составе пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья	138
<i>Е.Д. Андреева, Н.В. Тронева</i> . Породообразующие минералы щелочных пород массивов Витимского нагорья	148
<i>Е.В. Свешникова, М. Терзич, И.П. Лапутина</i> . Породообразующие минералы лейцитовых вулканитов	165
<i>Н.В. Еремеев</i> . Особенности породообразующих минералов калиевых щелочных пород	193
<i>Г.М. Царева</i> . Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан)	201
<i>Н.Г. Удовкина</i> . Гранаты и клинопироксены эклогитов	229
Условные обозначения	241

УДК 549.643.25; 549.643

Доброхотова Е.С. Роговая обманка и другие кальциевые и щелочно-кальциевые амфиболы//Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

Дана классификация Са- и щелочно-Са-амфиболов, в которой амфиболы разделены по содержанию Al_2O_3 на высоко- и малоглиноземистые и по группам пород разной щелочности. Рассмотрена роговая обманка, которую автор делит по содержанию SiO_2 и Al_2O_3 на 7 типов, различных и парагенетически. Отдельно разобрана роговая обманка магматических пород, затем дана краткая характеристика в всех Са- и щелочно-Са-амфиболов.

Табл. 24. Ил. 8. Библиогр. 66 назв.

УДК 552.3 + 550.4:549.514.51 (234.9)

Гурбанов А.Г., Ляхович Т.Т., Карташова Л.Ф., Корина Е.А. Редкие и рудные элементы в кварце из пород разновозрастных магматических формаций и метаморфических образований Большого Кавказа — индикаторы их геохимической специализации//Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

На основании определения содержаний 19 элементов в кварцах из метаморфических образований и пород 10 разновозрастных магматических формаций установлено, что содержания и коэффициенты накопления (K_N) ряда элементов в кварцах из пород, слагающих многофазные интрузивы, могут использоваться для оценки их потенциальной рудоносности; кварцы наследуют геохимические особенности материнских пород; резко повышенные содержания W в кварцах из пород всех рассмотренных формаций в сочетании с данными о связи с ними W оруденения позволили отнести Большой Кавказ к числу вольфрамоносных металлогенических провинций.

Табл. 4. Библиогр. 20 назв.

УДК 552.321.1 (234)

Руб М.Г., Руб А.К. Слюды редкометалльных, оловоносных и вольфрамоносных магматических ассоциаций как индикаторы их генезиса и рудоносности//Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

В статье обобщен материал по слюдам разновозрастных редкометалльных и оловоносных гранитоидов ряда регионов СССР и ЧССР. Показано, что состав слюд отражает особенности состава исходной магмы и физико-химические условия, в которых происходит кристаллизация магматического расплава. Изменение состава слюд в гранитоидах различных фаз одного интрузивного комплекса позволяет наряду с другими фактами судить о степени дифференцированности этого комплекса. Специально рассмотрен вопрос о значении слюд для выяснения рудоносности магматических ассоциаций и о формах вхождения в слюды олова, тантала и летучих.

Ил. 6. Табл. 6. Библиогр. 18 назв.

УДК 552.323.4 (571.55)

Первов В.А., Кононова В.А. Породообразующие минералы магнезиальных андезитов Шадоронской депрессии (Юго-Восточное Забайкалье) в связи с вопросами генезиса пород//Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

Магнезиальные андезиты и латиты Шадоронской депрессии ($FeO_{\text{общ}}/MgO = 0,82$) являются редкой разновидностью континентальных вулканических пород, близких магнезиальным андезитам юго-запада Японии. Породы содержат вкрапленники высокомагнезиальных ортопироксена (Σn_{83-90}), клинопироксена ($Mg/(Mg + Fe) = 0,67-0,72$), роговой обманки ($Mg/(Mg + Fe) = 0,67-0,72$), характеризуются ранней кристаллизацией ортопироксена, относительно высо-

кой температурой ликвидуса (около 1050°С), высокими содержаниями Sr (до 500 г/т), Ni (до 200 г/т), Co (до 30 г/т). Разнообразие пород серии связано, вероятно, с процессами кристаллизационной дифференциации в условиях высоких концентраций воды с отделением амфибола. Петрохимическое и минералогическое сходство свидетельствует о близости условий образования пород в континентальных условиях в мезозое и в современной островодужной обстановке.

Ил. 4. Табл. 4. Библиогр. 19 назв.

УДК 552.331.4

А н д р е е в а Е.Д., М и т ю ш к и н Н.Т. Роль акцессорных минералов в составе пород щелочной основной ассоциации Витимского нагорья//Особенности породобразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

Приведена характеристика акцессорных минералов (гранат, апатит, титаномагнетит, сульфиды и др.), постоянно присутствующих в породах основных щелочных серий (субщелочное габбро, тералит, уртит, ийолит, фойяит) некоторых щелочных массивов Витимского нагорья. Показана зависимость состава минералов от состава содержащих их пород.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 3 назв.

УДК 552.331.4

А н д р е е в а Е.Д., Т р о н е в а Н.В. Породообразующие минералы щелочных пород некоторых массивов Витимского нагорья//Особенности породобразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

Приводятся данные по химическому составу и геохимическим особенностям главных породобразующих минералов (пироксен, амфибол, нефелин, плагиоклаз, микроклин и др.) из щелочных и сопутствующих пород Мухальского, Нижне-Бурульзайского и других массивов Витимского нагорья (Восточное Забайкалье).

Ил. 4. Табл. 5. Библиогр. 6 назв.

УДК 552.121:552.333.4

С в е ш н и к о в а Е.В., М. Т е р з и ч, Л а п у т и н а И.П. Породообразующие минералы лейцитовых вулканитов//Особенности породобразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

На примере ряда вулканических полей СФРЮ и СССР, сложенных лейцитовыми фанолитами и тефритами, лейцититами и орендитами, определена специфика состава (обогащенность К и Mg, Ba и Sr) слагающих их минералов – лейцита, санидина, ортоклаза, гялофана, форстерита, диоксид-салита, флогопита и титанистого биотита. Приведены их оптические свойства, химический состав, рентгеноструктурные особенности.

Ил. 8. Табл. 7. Библиогр. 16 назв.

УДК 549.621.14; 549.623.61; 549.642.2; 552.33

Е р е м е е в Н.В. Особенности породобразующих минералов калиевых щелочных пород//Особенности породобразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

Изучение химического состава и элементов-примесей породобразующих и наиболее характерных акцессорных минералов интрузивных и эффузивных серий калиевых щелочных пород позволяет выявить типоморфные черты как отдельных разновидностей пород, так и их совокупностей в целом. Рассмотрены породобразующие темноцветные минералы: пироксены, оливины, слюды и характерные акцессорные (гранаты, апатиты, магнетиты, джерфишериты) из пород калиевых щелочных провинций Центрального Алдана, Южного Казахстана, Киргизского хребта.

Ил. 1. Табл. 6. Библиогр. 12 назв.

УДК 552.11:549 (554)

Царева Г.М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

На примере позднепалеозойских андезит-гранодиорит-порфировых и риолит-гранит-порфировых ассоциаций района Токрауской впадины показано, что в отличие от вулканитов I типа (лавы, субвулканические тела) вулканиты II типа (автомагматические брекчи) и порфировые гранитоиды имеют более высокое содержание вкрапленников титаномагнетитов, пироксенов, биотитов. Титаномагнетиты отличаются широкими вариациями первичного состава, отсутствием ульвошпинелевой и широким развитием ильменитовой фазы, наличием маггемита. Пироксены имеют большой интервал содержаний глинозема, а их железистость, как и биотитов, низкая и не зависит от состава пород. Рассмотрены факторы, определяющие эти отличия.

Ил. 6. Табл. 8. Библиогр. 20 назв.

УДК 549.552.48

Удовкина Н.Г. Гранаты и клинопироксены эклогитов // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986.

Рассмотрены особенности химизма породообразующих минералов эклогитов кимберлитовых трубок и метаморфических комплексов. Показано, что составы гранатов и клинопироксенов эклогитов различных генетических типов по Са, Mg, Fe частично перекрываются. Рассмотрены черты сходства и отличий мантийных и коровых эклогитов. Данные анализов минералов (около 400) сведены на графиках.

Ил. 4. Библиогр. 26 назв.

**ОСОБЕННОСТИ
ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор *Т.А. Касаткина.*

Художник *М.Л. Блох*

Художественный редактор *М.Л. Храмов*

Технические редакторы *Г.П. Каренина,*

И.И. Джиоева

Корректор *Е.Н. Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31263

Подписано к печати 02.10.86. Т — 15 15 6
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 15,5. Усл.кр.-отт. 15,7. Уч.-изд.л. 18,7
Тираж 850 экз. Тип. зак. 733
Цена 2 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ 'НАУКА'

готовятся к печати:

Структурный контроль гидротермального оруденения в слоистых толщах. — 16 л. — 2р. 40к.

В сборнике рассмотрены актуальные вопросы структурного контроля гидротермального оруденения в слоистых толщах с различной степенью деформированности, соотношением складчатых и разрывных рудоконтролирующих нарушений, на основе данных по полиметаллическим свинцово-цинковым, медным, золоторудным месторождениям Сибири, Кавказа, Кубы и других регионов. Проанализированы гидродинамические предпосылки гидротермального рудообразования в слоистых средах.

Для геологов, участвующих в поисках, разведке и эксплуатации рудных месторождений.

Закономерности метамагматизма, метасоматизма и метаморфизма. — 20 л. — 3р.

Сборник посвящен современным проблемам изучения процессов метамагматизма и связи с ними крупных магматогенных рудных месторождений, околорудного метасоматизма гидротермальных месторождений, экспериментальному и теоретическому исследованию закономерностей эволюции метасоматической зональности. В нем нашли отражение проблемы эволюции условий зонального метаморфизма во времени и вопросы полиметаморфизма.

Для геологов, петрологов, геохимиков.

Вулканический шлак и пемза, их месторождения и генезис. — 10 л. — 1р. 50к.

Монография является наиболее полным в современной литературе оригинальным исследованием продуктов взрывного вулканизма — вулканических шлаков и пемз. Она состоит из трех частей: первая — посвящена общей характеристике продуктов взрывного вулканизма, показан объем их добычи и области применения.

Во второй части рассматриваются наиболее крупные месторождения шлаков и пемз. В третьей — описываются включения и ксенолиты в шлаке и пемзе; на этой основе рассматриваются различные схемы образования кислых и основных магм.

Для геологов, петрографов, вулканологов, геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4

197345 Ленинград, Петрозаводская, 7

117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12

2р. 90 к.

4689