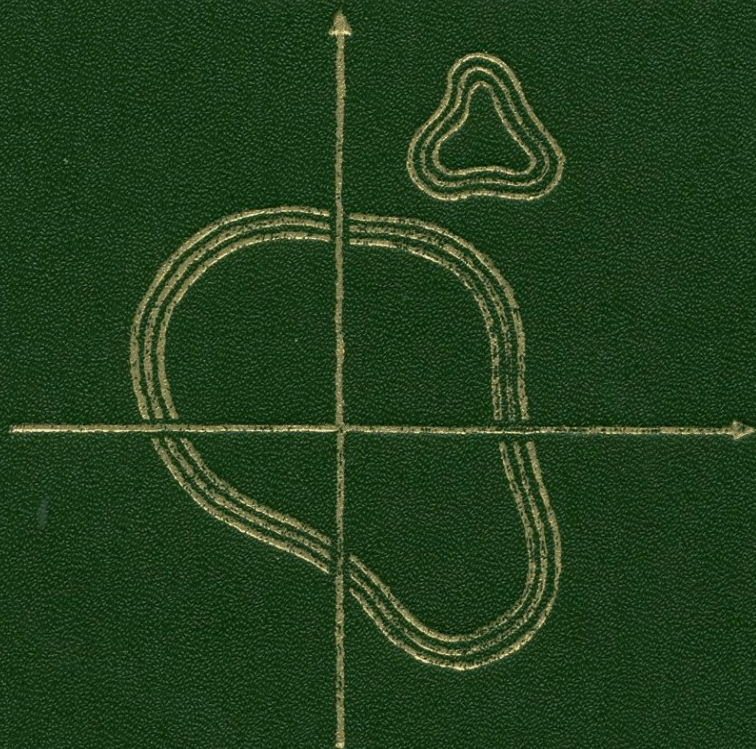


А.Н. ДУДЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ



НЕДРА

Л. Н. ДУДЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ

Под редакцией
И. И. АБРАМОВИЧА
и В. В. ГРУЗЫ

3678



ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1981



Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем.— Л.: Недра, 1981.— 199 с.

Дана методика изучения изменчивости состава минералов, изверженных и метаморфических горных пород и связанных с ними руд. С использованием аппарата линейной алгебры обоснованы приемы анализа и классификации многокомпонентных геохимических систем. Подробно охарактеризован метод главных компонент как эффективное средство изучения изоморфных замещений в минералах, трендов дифференциации в магматических породах, а также поведения рудных компонентов в сложных метаморфо-метасоматических образованиях.

Предложена новая систематика пироксенов, амфиболов, гранатов и магнетитово-железистых слюд, учитывающая не только особенности их состава, но и типы изоморфных замещений.

Книга предназначена для геохимиков, петрологов, минералогов, заинтересованных в освоении современной технологии обработки эмпирических данных.

Табл. 17, ил. 29, список лит. 53 назв.

ОТ РЕДАКТОРОВ

Несколько необычное название книги Л. Н. Дуденко — не дань преходящей моде, не суетное стремление к оригинальности. Оно отражает способ и стиль мышления тех специалистов, которые в своих исследованиях развивают модельный (системный) подход к геологической реальности. При этом подходе бесконечно сложные объекты и явления сознательно сводятся к сравнительно простым, но адекватным в заданных отношениях системам. Такого рода системы могут быть подвергнуты строгому формализованному, нередко алгоритмизируемому анализу, ведущему к формулировке нетривиальных следствий, допускающих контроль на эмпирическом уровне. Усилиями таких специалистов геология постепенно приобретает характерные черты науки, опирающейся на принципы и методы, выработанные современной теорией познания, и использующей передовую технологию обработки эмпирических данных, включая математические средства и «индустрию интеллекта» — электронно-вычислительную технику.

Именно к этой генерации специалистов принадлежал автор книги Л. Н. Дуденко — талантливый исследователь, в равной мере владевший приемами полевых геологических наблюдений и аппаратом современной математики. Читателю, вероятно, известны более ранние публикации автора. Они были посвящены алгоритмизации прогнозно-металлогенических исследований, способам нахождения оптимальных стратегий в условиях неопределенности, т. е. именно в той типичной ситуации, в какой всякий раз оказывается геолог, располагающий хотя и большой совокупностью критериев рудоносности, однако недостаточной для уверенного и однозначного заключения. Теоремы в области теории антагонистических игр класса Человек—Природа, доказанные Л. Н. Дуденко, позволили ему сформулировать правила нахождения оптимальных решений.

Книга, с которой предстоит ознакомиться читателю, также посвящена применению математических методов в геологии. Она подводит итог чрезвычайно напряженной и плодотворной работы Л. Н. Дуденко в секторе математических методов ВСЕГЕИ. В книге предпринята попытка по возможности строго обосновать методику изучения изменчивости состава эндогенных образований:

минералов, изверженных и метаморфических пород и разнообразных породных ассоциаций.

В первой части книги автор формализует необходимые основные понятия, классифицирует геохимические структуры эндогенных систем (или короче — геохимические системы) по особенностям их изменчивости, дает дедуктивную систематику основных геохимических трендов с учетом возможности ранжирования химических компонентов по их кислотно-основным свойствам. При этом обосновывается оптимальная процедура изучения изменчивости геохимических систем на основе факторного (компонентного) анализа. Нет сомнения, что эта технологически простая и наглядная процедура в значительной мере свободна от субъективизма классической схемы применения метода главных компонент.

Вторая часть книги посвящена изучению пороодообразующих минералов переменного состава. Все мы хорошо знаем, сколь значительным достижением по праву считается установление какого-либо нового типа изоморфизма в минералах. Методика Л. Н. Дуденко позволяет не только «разом» выявить все реализующиеся в природе изоморфные замещения, уточняя тем самым эмпирическую систематику минеральных видов, но и убедительно показать, что ничего иного от данной совокупности химических анализов ждать не приходится. Подобно У. Лаверье, без телескопа «показавшего» людям неизвестную планету, Л. Н. Дуденко, не пользуясь лабораторным оборудованием, предъясвляет список новых, «вычисленных» им минералов. Нет сомнения, что вскоре мы станем свидетелями дальнейших аналогичных открытий в этой области, ибо технология, оставленная автором, общедоступна.

Важное научное и прикладное значение имеет развиваемый в третьей части книги подход к оценке рудоносности магматических и метаморфо-метасоматических образований. Наглядно и убедительно показаны автором тенденции смены ассоциаций элементов при переходе от безрудных объектов к тем, что сопрягаются промышленным оруденением.

Л. Н. Дуденко скоропостижно скончался 4 июля 1979 г. на сорок втором году жизни в самом расцвете творческих сил. Окончательное редактирование рукописи, практически подготовленной к печати, проводилось уже без участия автора. В этих условиях редакторы сочли оправданным ограничиться минимальными коррективами, устраняющими лишь явные недоразумения и неточности. Вероятно, сам автор внес бы некоторые уточнения в формулировки методологических установок первой части книги, дал более осторожную и обоснованную интерпретацию эмпирических закономерностей с термодинамических позиций. Тем не менее и в существующем виде работа ясно отражает научное кредо автора, конструктивность его творческой мысли и непреходящую ценность полученных результатов.

И. И. Абрамович, В. В. Груза

ВВЕДЕНИЕ. ОСНОВНЫЕ ЗАДАЧИ ГЕОХИМИИ И МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИХ РЕШЕНИЯ

Основными задачами геохимии в том виде, в каком они были сформулированы основоположниками этой науки, являются изучение состава земной коры и исследование закономерностей совместной миграции в ней химических элементов.

Для того чтобы разработать строгие методы решения этих задач, удобно воспользоваться понятием геохимической системы. Содержательно геохимическую систему можно определить как любое геологическое тело, для которого задан набор составляющих его химических элементов и известны концентрации этих элементов как функции некоторых элементарных объемов (в главе I будет дано более формальное определение). Исследование геохимических систем и составляет задачу геохимии. Концентрация i -го химического элемента C_i в общем случае является функцией от следующих аргументов: пространственных координат (x, y, z), термодинамических параметров (давления p , температуры T , химических потенциалов μ_i и т. д.), концентраций других элементов (C_1, C_2, \dots, C_n) и времени t .

Формально можно записать:

$$C_i = f_i(x, y, z, C_1, C_2, \dots, C_n, p, T, \mu_1, \dots, \mu_n, t). \quad (I)$$

Очевидно, что исследовать такую сложную функцию без каких-либо предположений и ограничений невозможно. В зависимости от этих предположений выделяются частные геохимические задачи и подбираются методы их решения.

Прежде всего отметим, что за исключением редких специальных случаев (например, радиоактивный распад) концентрация в явном виде от времени зависеть не может, поскольку ее однозначно определяют все остальные аргументы. Следовательно, t можно исключить из числа независимых аргументов, считая, что от времени могут зависеть только параметры p, T и μ_i .

Задача исследования изменения концентраций в зависимости от термодинамических параметров p, T и μ_i является физико-химической. Это направление достаточно развито, но его нельзя считать собственно геохимическим. Основной математический аппарат, применяемый при физико-химических исследованиях,— это теория дифференциальных уравнений.

Рассмотрим задачу изучения изменения концентраций в зависимости от пространственных координат, т. е. в предположении,

что $C_i = f_i(x, y, z)$. Это и есть, по существу, задача изучения состава земной коры в формализованном виде.

Пусть рассматриваемый геологический объект занимает объем V . Тогда возможны два основных подхода к исследованию функций $C_i = f_i(x, y, z)$.

1. Предположим, что объем V можно разделить на конечное число меньших объемов V_p , в пределах каждого из которых концентрации элементов можно считать постоянными. Именно из этого предположения исходят при геологическом картировании и геохимической характеристике закартированных комплексов пород. Считается, что в пределах одной петрографической разновидности пород концентрации элементов теоретически постоянны, а отклонения связаны с различными случайными причинами. Следовательно, при таком подходе в пределах каждого тела объемом V_p концентрация i -го элемента C_{ip} считается случайной величиной, а значит, для ее характеристики достаточно знать тип и параметры распределения. Таким образом, в рассматриваемой ситуации основным математическим аппаратом является одномерная математическая статистика. В указанных условиях ее применение вполне обоснованно. В настоящее время этот подход является наиболее распространенным. Геохимическая классификация пород и их ассоциаций осуществляется путем сравнения параметров распределения концентраций химических элементов.

2. Известно, что определенные вариации концентраций в действительности всегда имеют место в пределах любого геологически однородного объекта, причем нередко они вполне закономерны (например, увеличение кремнекислотности гранитных массивов по направлению к контактам). При первом подходе такие закономерности не могут быть изучены. Если такое изучение необходимо, следует использовать другую, более сложную, математическую модель. В этом случае предполагается, что концентрация представляет собой сумму двух слагаемых: функции от пространственных координат (закономерная составляющая) и случайных вариаций, связанных с множеством разных неинтерпретируемых причин (случайная составляющая), т. е.

$$C_i = f_i(x, y, z) + \xi_i.$$

Задача заключается в том, чтобы на основе ряда допущений отделить закономерную составляющую от случайной и исследовать ее изменение (по разрезу, площади или объему). Именно эта задача решается при геохимическом картировании. Наиболее распространенные методы ее решения — тренд-анализ и регрессионный анализ. Частные модификации тренд-анализа возникают при различных предположениях относительно вида функции $f_i(x, y, z)$ и в зависимости от числа учитываемых пространственных координат. Обычно прослеживается лишь изменение концентраций по разрезу $f_i(x)$ или по площади $f_i(x, y)$. Методы тренд-анализа широко применяются при геохимических исследованиях, однако их детальный разбор не входит в задачу настоя-

шей книги; при необходимости можно обратиться к многочисленной специальной литературе по этому вопросу.

Два указанных подхода, по существу, исчерпывают решение задачи изучения состава земной коры в ее узком смысле. При этом мы абстрагировались от проблемы соотношений между концентрациями различных компонентов системы. В соответствии с выражением (I) эта проблема заключается в исследовании концентрации каждого элемента C_i как функции от концентрации других элементов C_1, C_2, \dots, C_n :

$$C_i = f_i(C_1, C_2, \dots, C_n).$$

К выявлению зависимостей такого вида сводится вторая задача геохимии — изучение закономерностей совместной миграции химических элементов. Эта задача является более сложной и менее изученной, чем собственно исследование состава земной коры. В то же время без ее решения невозможно объяснить механизмы локализации рудных элементов, а следовательно, и обоснованно прогнозировать участки их промышленных концентраций.

Специфичность поведения каждого элемента, связанная с особенностями строения его атома, и в то же время согласованность изменения концентраций элементов в ходе любого эндогенного процесса не вызывают сомнения. С момента зарождения геохимии и до настоящего времени предпринимаются попытки объяснить поведение элементов их положением в периодической таблице. В результате удалось разработать целый ряд важных для геохимии классификаций элементов, однако для понимания многих особенностей миграции элементов в различных природных системах этих классификаций оказывается явно недостаточно. Причиной является тот известный факт, что поведение каждого химического элемента в многокомпонентной системе определяется не только, а может быть, и не столько его собственными свойствами, сколько свойствами взаимодействующих с ним элементов, т. е. общим составом системы. Поэтому закономерности поведения элементов в системах разного состава и разного механизма образования требуют отдельного изучения. Однако такое изучение сопряжено со значительными сложностями, обусловленными многокомпонентностью систем.

В петрохимии пути преодоления этих сложностей исторически связаны с поисками минимального числа геохимических параметров, необходимых для характеристики вариаций состава изучаемой системы, и с разработкой методов оптимального графического изображения составов на одной или нескольких плоскостях (или треугольниках), в которых за оси приняты выбранные параметры. Исследование взаимного расположения центров и ориентировки фигуративных полей разных образований на таких диаграммах позволяет в принципе классифицировать эти образования по составу и закономерностям его изменчивости. Однако все существующие способы петрохимических пересчетов и графического изображения составов имеют общий недостаток: выбор наилучших

параметров или отбрасывание компонентов, несущественных при анализе изменчивости, выполняется полуинтуитивно, на основе опыта исследователя, предлагающего конкретный метод. Поэтому в общем случае оказывается невозможным доказать оптимальность выбранных параметров и координат для построения диаграммы составов, а также количественно оценить возможные погрешности, связанные с потерей информации при использовании этих параметров.

Еще более сложным является вопрос о закономерностях согласованного изменения концентраций малых элементов, поскольку применяемые петрохимиками способы графического изображения составов и теоретического выявления оптимальных параметров оказываются при этом непригодными. По существу, геохимии ограничиваются, с одной стороны, общими классификациями малых элементов по химическим свойствам, с другой — изучением параметров распределений их концентраций в конкретных геологических объектах.

В общем случае объективное решение задачи изучения взаимосвязей между вариациями концентраций элементов невозможно без привлечения строгих математических методов многомерного анализа. Изложение этих методов и применение их к анализу геохимических вариаций в природных системах разного состава и генезиса является целью настоящей книги.

Для обоснования рекомендуемых методов потребовалось уточнить целый ряд теоретических вопросов, таких как общее понятие о геохимической системе; задача ее исследования; параметры, необходимые и достаточные для характеристики системы; классификация геохимических систем. Необходимо было также обобщить известные теоретические положения о поведении химических элементов в природных образованиях. Этим вопросам посвящена первая часть книги. Во второй части излагается методика эмпирического определения параметров, характеризующих геохимические системы разных типов. Далее, в третьей части, рассматриваются результаты применения разработанной методики для исследования петрохимических систем разных уровней организации (от минералов до ассоциаций пород и геологических структур в целом), а также решаются вопросы, связанные с изучением поведения малых элементов в сложных системах и с выявлением критериев потенциальной рудоносности этих систем.

Все необходимые математические расчеты проводились на БЭСМ-4 во ВСЕГЕИ по программам, составленным В. И. Мишиным, Л. Н. Дуденко и И. Д. Македоном.

Источники использованных при математической обработке химических и количественных спектральных анализов (которых около 15 000) указаны в конкретных разделах. Большое число неопубликованных анализов было предоставлено А. П. Белолицким, Ю. В. Нагайцевым и Д. А. Додиним. При сборе материалов по Печенгской зоне большую помощь оказала Ю. Е. Вишневская. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ

ГЛАВА I

ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

1.1. Общая классификация систем

1.1.1. Необходимые определения

Будем считать, что природный вещественный объект, в состав которого входят химические элементы a_1, a_2, \dots, a_n (компоненты системы), представляет собой геохимическую систему, если для него определены понятия природной области V , занимаемой объектом, элементарной области $v \in V$ и концентраций химических элементов C_1, C_2, \dots, C_n как функций от элементарных областей.

Заметим, что понятие природной области V не вполне соответствует области физического пространства, так как элементами V являются не физические точки, а некоторые множества этих точек v , имеющие фиксированный объем. Заключенные в элементарных областях вещественные тела в свою очередь могут рассматриваться как геохимические системы. Фиксация размеров элементарной области имеет принципиальное значение при определении и анализе геохимических систем. Например, если элементарная область соизмерима с параметрами кристаллической решетки минералов, на поведение элементов существенное влияние будет оказывать распределение их по позициям и минерал будет представлять собой многофазную систему. При объеме элементарной области, значительно превышающем размеры решетки, минерал — это однофазная система, а минеральный парагенезис (порода), в состав которого входит данный минерал, является многофазной системой. Если объем элементарной области значительно больше максимальных размеров минерала в парагенезисе, то этот парагенезис становится уже однофазной системой, а многофазными являются ассоциации пород и т. д.

Такие понятия, как химическая однородность и сложность геохимической системы, нельзя корректно определить, не зафиксировав размер элементарной области, на которой задано понятие функции концентрации химического элемента. Объемом элементарной области определяется также размер проб для измерения концентраций элементов в конкретных системах. В дальнейшем мы ограничимся рассмотрением систем, элементарные области которых соответствуют либо уровню минералов, либо уровню пород. После фиксации размера элементарной области каждой

точке физического пространства (x, y, z) можно сопоставить концентрации C_i ($i = 1, 2, \dots, n$) в элементарной области, охватывающей эту точку, и отождествить v и (x, y, z) . Таким образом будет задана функция $C_i(x, y, z)$, причем вид этой функции будет зависеть от размера элементарной области. Так, для однородной породы $C_i = \text{const}$, если в качестве элементарной области использовать куб, содержащий большое число минеральных индивидов. Если же в качестве элементарной выбрать макроскопическую область, размер которой значительно меньше характерных размеров отдельных минеральных индивидов, то функция $C_i(x, y, z)$ окажется весьма сложной.

В связи с тем что каждая геохимическая система является в то же время термодинамической системой, концентрации химических элементов зависят также от термодинамических параметров p, T, μ_i . Однако поскольку задачей геохимии в первую очередь является исследование соотношений между вариациями концентраций элементов, отражающих закономерности совместной миграции этих элементов, зависимость концентраций от термодинамических параметров не служит непосредственным объектом геохимического исследования в отличие от физико-химического. Воспользовавшись тем, что термодинамические параметры также зависят от координаты v , будем далее считать, что концентрации — это функции только от v , т. е. $C_i = f_i(v)$.

Вектор $\mathbf{C}(v) = C_1(v), C_2(v), \dots, C_n(v)$ концентраций всех компонентов системы в данной точке v назовем состоянием системы в этой точке, а множество таких векторов для всех точек $v \in V$ конкретной системы — пространством состояний S . Очевидно, что пространство состояний — это ограниченная и замкнутая область в n -мерном евклидовом пространстве. В частности, для оливинов, которые в силу постоянства содержания SiO_2 можно считать двухкомпонентной системой ($n = 2$), теоретически возможное пространство состояний — это некоторая замкнутая область на плоскости, определяемой координатными осями C_{Mg} и C_{Fe^2} .

Зафиксируем некоторое начальное состояние \mathbf{C}_0 в пространстве состояний (обычно в качестве этого состояния удобнее всего принимать вектор \mathbf{C} средних концентраций элементов в системе) и рассмотрим для каждого i -го элемента разность ΔC_i между концентрацией $C_i(v)$ в произвольной точке v и величиной C_{0i} :

$$\Delta C_i(v) = C_i(v) - C_{0i}. \quad (1.1)$$

Назовем эту разность вариацией концентрации i -го элемента. Множество векторов вариаций $\Delta \mathbf{C}(v) = \Delta C_1(v), \Delta C_2(v), \dots, \Delta C_n(v)$ для всех точек $v \in V$ образует пространство вариаций ΔS . Это — ограниченная замкнутая область в n -мерном евклидовом пространстве, в котором за начало координат взята точка \mathbf{C}_0 пространства S . При изучении закономерностей пространственной изменчивости концентраций именно исследование структуры пространства вариаций ΔS составляет главную задачу.

Наличие определенных законов изменчивости концентраций означает существование соотношений между функциями вариаций ΔC_i , которые в простейшем случае можно представить в виде системы уравнений

$$\sum_{i=1}^n a_{ij} \Delta C_i(v) = 0, \quad j = 1, 2, \dots, k. \quad (1.2)$$

Здесь $\{a_{ij}\}$ — набор чисел, характеризующих данную систему и зависящих только от единицы измерения концентраций. Число k уравнений определяется числом ограничений, наложенных на вариации концентраций в системе, или количеством взаимосвязанных вариаций. Параметр $v = n - k$ означает число независимо меняющихся вариаций, или число геохимических степеней свободы. Известно, что v определяет действительную размерность пространства вариаций, т. е. число координат, необходимых для описания всей изменчивости. В приведенном выше примере для оливинов имеет место следующее уравнение, обусловленное кристаллохимическими особенностями этих минералов:

$$\Delta C_{Mg} + \Delta C_{Fe^2} = 0. \quad (1.3)$$

Поэтому действительное число степеней свободы для оливинов $v = n - k = 2 - 1 = 1$, т. е. размерность пространства состояний (и пространства вариаций) равна 1 и все множество составов (состояний) представляет собой отрезок прямой, что является общеизвестным фактом*.

Таким образом, в задачу геохимического исследования конкретной системы входят: а) определение действительного числа k соотношений, связывающих вариации концентраций в системе, или, что то же самое, определение числа v ее степеней свободы; б) нахождение оптимальных координатных осей в пространстве вариаций, число которых равно v ; в) исследование связей между вариациями в выбранном координатном пространстве и установление соотношений типа (1.2); г) определение пределов вариаций всех компонентов системы.

Оптимальные координатные оси и соотношения типа (1.2) вместе с параметром v будем называть структурой пространства вариаций или структурой системы. Знание структуры системы и пределов вариаций ее компонентов, как нам представляется, в первом приближении исчерпывает задачу исследования геохимической системы.

* Учитывая компоненты O и Si, уравнение (1.3) следует точнее записать в виде

$$\Delta C_{Mg} + \Delta C_{Fe^2} = 0;$$

$$\Delta C_O = 0;$$

$$\Delta C_{Si} = 0,$$

следовательно, $n=4$, $k=3$, $v=1$.

1.1.2. Типы геохимических систем

По аналогии с делением систем в термодинамике на однофазные и многофазные будем различать простые и сложные геохимические системы. Простой будем называть такую геохимическую систему, пространство состояний которой нельзя разбить на области, различающиеся структурой или имеющие непересекающиеся пределы вариаций какого-либо компонента. В противном случае система является сложной. Простые системы обладают следующими свойствами: 1) набор компонентов один и тот же во всех частях системы, 2) концентрации компонентов являются непрерывными функциями от $v = (x, y, z)$, 3) множество состояний простой системы является выпуклым, компактным и односвязным. Из приведенных определений следует, что понятия простоты и сложности системы, так же как однофазности и многофазности, зависят от объема элементарной области, на которой установлены концентрации. При соответствующем выборе этого объема минерал из одного парагенезиса, а также минеральный парагенезис могут представлять собой простые геохимические системы. Напротив, исследуемый на уровне минералов парагенезис является сложной системой, так же как и дифференцированный интрузивный или зональный метаморфический комплекс при изучении его на уровне пород. Очевидно, что сложную геохимическую систему всегда можно разделить на простые, поэтому если имеется объективный метод такого разделения, то исследование любой сложной системы сводится к изучению ее простых подсистем и их соотношений между собой.

Остановимся вначале на возможных типах простых систем. С точки зрения поставленной задачи наиболее важным является деление простых систем на химически однородные, одноосные и многоосные.

При заданном размере элементарной области простая система называется химически однородной, если во всех ее точках вектор вариаций тождественно равен нулю: $\Delta C = 0$. В противном случае будем называть систему химически неоднородной. Таким образом, пространство состояний однородной системы вырождается в одну точку, которая в пространстве вариаций совпадает с началом координат. Число степеней свободы в такой системе равно нулю; она полностью характеризуется заданием состава C_0 . Это — тривиальная система с позиций анализа вариаций концентраций. Возникновение ее возможно либо вследствие кристаллохимических особенностей системы (все минералы имеют постоянный состав, и сложенные ими породы — это однородные системы, если в качестве компонентов рассматривать только петрогенные элементы), либо вследствие специфики условий образования (любая простая геохимическая система, сформировавшаяся в условиях термодинамического равновесия, является химически однородной).

Наибольший интерес с позиций анализа вариаций представляют одноосные системы, т. е. системы, в которых отличные от нуля вариации концентраций компонентов пропорциональны между собой. Для одноосных систем, по определению, имеют место следующие системы уравнений:

$$\Delta C_i(v)/\Delta C_e(v) = b_i/b_e \quad (1.4)$$

для всех компонентов с ненулевыми вариациями концентраций и

$$\Delta C_k(v) = 0 \quad (1.5)$$

для компонентов с нулевыми вариациями.

Системы уравнений (1.4) и (1.5) можно объединить в виде следующего соотношения:

$$\Delta C_i(v) = b_i \psi(v) \text{ для всех } i = 1, 2, \dots, n, \quad (1.6)$$

где для компонентов с нулевыми вариациями коэффициенты b_i равны нулю.

Отметим прежде всего, что система уравнений (1.6) эквивалентна системе типа (1.2). Действительно, разделив каждое из уравнений на b_i и вычтя из каждого, например, первое уравнение, получим систему

$$\begin{aligned} 0 &= 0; \\ \Delta C_j/b_j - \Delta C_1/b_1 &= 0, \quad j = 2, \dots, n. \end{aligned} \quad (1.7)$$

Теперь очевидно, что полученная система является разновидностью системы (1.2), причем количество уравнений равно $n - 1$ и $v = 1$.

Из уравнений (1.6) следует, что в одноосной системе задание в любой точке v значения функции $\psi(v)$, отражающей некоторое осредненное изменение состояния системы, достаточно для определения вариаций всех компонентов. Таким образом, ψ — единственный независимый параметр в таких системах (число степеней свободы равно единице), чем и объясняется введение термина одноосные системы.

Одноосными петрохимическими системами являются все минералы, имеющие единственное изоморфное замещение, и соответствующие мономинеральные породы. Кроме того, как следует из общих принципов термодинамики, при определенном сочетании внешних условий любая многокомпонентная система может быть одноосной. Например, одноосность всегда присуща стационарным системам, находящимся в достаточно близком к равновесному состоянию. Установление одноосности системы, если эта одноосность не следует из кристаллохимических ограничений, имеет большое значение для реконструкции термодинамических условий формирования этой системы. Накопленный нами опыт расчета числа степеней свободы простых петрохимических систем показывает, что (за исключением нескольких сомнительных случаев) все природные простые химически неоднородные системы, сформировавшиеся в определенных внешних условиях, одноосны или

приближенно одноосны. Следовательно, изучать одноосные системы важно не только потому, что в этом случае можно получить полное решение поставленных выше задач, но и по причине широкой распространенности таких систем.

Исследование одноосной системы сводится к нахождению набора коэффициентов b_i из уравнения (1.6), определяющих ее структуру, и пределов вариаций функции ψ . Коэффициенты выражают взаимосвязи b_i между вариациями концентраций элементов в процессе образования системы [отношение коэффициентов в силу уравнения (1.4) равно отношению вариаций]. Будем называть эти коэффициенты поэтому вариационными коэффициентами и пропорциональности вариаций. Для любой простой одноосной системы набор вариационных коэффициентов отражает вполне определенный закон ее изменения и является поэтому наиболее важной характеристикой такой системы. Например, для оливина, состоящего из трех компонентов (Mg, Fe², Si) и являющегося простой одноосной системой, если концентрации выражены в формульных коэффициентах, то набор вариационных коэффициентов $(b_1, b_2, b_3) = (1, -1, 0)$, так как вариации Mg и Fe² связаны уравнением (1.3), а вариация Si равна нулю. Для плагиоклазов, которые также представляют собой простую четырехкомпонентную одноосную систему (Na, Ca, Al, Si), вследствие кристаллохимических ограничений для концентраций в формульных коэффициентах набор вариационных коэффициентов равен $(1, -1, -1, 1)$ с точностью до замены всех знаков на противоположные. Такой набор вариационных коэффициентов для плагиоклаза эквивалентен наличию трех независимых уравнений

$$\Delta C_{\text{Na}}/\Delta C_{\text{Ca}} = -1; \quad \Delta C_{\text{Na}}/\Delta C_{\text{Al}} = -1; \quad \Delta C_{\text{Na}}/\Delta C_{\text{Si}} = 1,$$

справедливых для вариаций концентраций в любой паре анализов плагиоклазов.

Из приведенных примеров очевидно, что набором вариационных коэффициентов определяется закон изменения состава одноосной системы. Это изменение в минералах с одной степенью свободы соответствует единственному возможному изоморфному замещению.

Вариационные коэффициенты определяются с точностью до произвольного постоянного множителя. Обычно оперируют с целочисленными их значениями, как это имеет место, например, при описании изоморфизмов, но с алгебраической точки зрения удобнее принять следующее условие, задающее эти коэффициенты единственным образом:

$$\sum b_i^2 = 1.$$

При этом условии из системы уравнений (1.6) следует соотношение

$$\psi(v) = \sum b_i \Delta C_i(v). \quad (1.8)$$

Последнее уравнение позволяет понять геометрический смысл функции ψ и вариационных коэффициентов. Вектор \mathbf{b} задает некоторую ось в пространстве вариаций, на которой расположены точки, представляющие векторы вариаций в случае одноосной системы. Компоненты этого вектора с учетом уравнения (1.7) являются направляющими косинусами указанной оси. Величина $|\psi(v)|$ — это длина отрезка, соединяющего точку $\Delta C(v)$ с началом координат. Таким образом, ψ_{\max} — это максимально возможная длина такого отрезка для всех вариаций ΔC . С учетом разных знаков вариаций в обычных условиях ψ_{\max} соответствует полудлине отрезка возможных вариаций.

Следовательно, если установлено, что система имеет одну степень свободы, то ее важнейшими характеристиками являются вектор $\mathbf{b} = (b_1, b_2, \dots, b_n)$, задающий единственное направление изменчивости составов, а также значение ψ_{\max} , определяющее длину отрезка, на котором сосредоточены вариации. Любое значение C выражается через $\psi(v)$ единственным образом.

Для многоосных систем, имеющих $v > 1$ степеней свободы, единственного вектора \mathbf{b} не существует и вариации $\Delta C_i(v)$ нельзя выразить через одну функцию. В этом случае для определения структуры пространства вариаций необходимо знать v функций $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_v$, которые можно было бы принять за координаты и выразить через них вариации концентраций n компонентов, причем это множество v функций определяется неоднозначно. Каждой функции ψ_j , являющейся некоторой осью в пространстве вариаций, соответствует набор $\mathbf{b}^{(j)}$ направляющих косинусов. Этот набор уже не несет смысла вариационных коэффициентов, так как поведение системы не однонаправленно, и уравнения (1.4) не имеют места; векторы $\mathbf{b}^{(j)}$ задают оси, достаточные для описания особенностей вариаций системы.

Из всего изложенного следует, что во всех случаях для исследования простых систем надо уметь определять их осность v (число степеней свободы), наборы $\mathbf{b}^{(j)}$ направляющих косинусов v координатных векторов и пределы колебаний составов $\psi_{\max}^{(j)}$ вдоль этих векторов.

Искомые координатные векторы связаны с вариациями концентраций соотношениями типа (1.8), т. е. являются линейными комбинациями этих вариаций. Следовательно, координатные векторы есть не что иное, как в некотором смысле оптимальные петрохимические или геохимические параметры. Таким образом, рассматриваемая задача нахождения оптимальных координатных векторов является более строго математически поставленным аналогом классической для петрохимии проблемы поиска оптимальных петрохимических параметров; кроме того, эта задача является и более общей, поскольку сохраняет смысл и в случае малых элементов. Получение соотношений между вариациями и новыми координатными векторами позволяет проектировать составы на соответствующие этим векторам оси, что эквивалентно решению связанной с первой петрохимической проблемой задачи

наилучшего графического изображения составов, причем в пространстве не только петрохимических, но и геохимических параметров.

Назовем главным направлением вариаций или ведущим трендом такое направление в пространстве вариаций, среднее квадратическое отклонение точек от которого минимально. Как будет видно далее, с пространством вариаций любой простой v -осной системы можно всегда сопоставить заключенный в этом пространстве v -мерный эллипсоид (эллипсоид вариаций), центр которого находится в начале координат, а главная ось совпадает с ведущим трендом. Пространства вариаций состояния вследствие односвязности распределены по всему объему эллипсоида. Главное направление вариаций составов, согласно определению, соединяет две наиболее удаленные одна от другой точки эллипсоида вариаций.

В одноосных системах ($v = 1$) главный тренд является в то же время и единственным направлением изменения составов. Эллипсоид вариаций в этом случае вырождается в отрезок на главной оси, направление которого совпадает с единственным трендом и определяется вариационными коэффициентами b_i . Длина тренда равняется полудлине главной оси ψ_{\max} .

В отличие от простых систем, пространство состояний сложной системы представляет собой не компактный эллипсоид, а замкнутую область, в общем случае весьма сложной конфигурации, состоящую из эллипсоидов с разной ориентировкой главных осей, которые соответствуют составляющим данную систему простым подсистемам. Если в простых системах главные оси изменчивости всегда соответствуют действительно непрерывным вариациям концентраций [функции $\Delta C_i(v)$ непрерывны], следствием чего является односвязность пространства вариаций, то в сложных системах наряду с такими направлениями появляются оси другого типа, соединяющие центры эллипсоидов вариаций подсистем; изменения концентраций вдоль этих осей часто имеют скачкообразный характер. Будем называть направления вариаций двух указанных типов соответственно внутригрупповыми и межгрупповыми трендами.

Сложные системы, за исключением редкого случая, когда они состоят только из химически однородных подсистем, всегда многоосны. Наличие различных внутригрупповых и межгрупповых трендов определяет невозможность приписать какой-либо общий содержательный смысл главным направлениям вариаций системы в целом. Эти направления отражают лишь результат формального осреднения разных тенденций. Поэтому исследование сложной системы заключается не в нахождении главных направлений, а в определении всех ее внутри- и межгрупповых трендов и интенсивности вариаций вдоль соответствующих этим трендам осей.

Теоретические способы точного установления вариационных коэффициентов, задающих ведущее направление вариаций (тренд) в различных системах, должны выводиться в рамках термодина-

мики и физикохимии. В настоящее время эти способы еще совершенно не разработаны. В разделах 1.2 и 1.3 мы изложим теоретические соображения, позволяющие составлять качественные суждения о трендах в геохимических системах разного состава и генезиса. Глава 2 будет посвящена математическим методам эмпирического получения всех перечисленных выше параметров.

1.1.3. Петрохимические и геохимические системы

Резкая разница в концентрациях и дисперсиях концентраций петрогенных и малых элементов делает невозможным сравнительный количественный анализ их вариаций в одних единицах измерения. Поэтому необходимость традиционного разделения геохимических систем на системы петрогенных элементов (петрохимические) и малых элементов (собственно геохимические) вызывается не только принципиальными соображениями, но и чисто техническими причинами. При этом следует различать три типа систем, соответствующих одному и тому же геологическому объекту (минерал, порода и т. д.): 1) петрохимическую (в число компонентов включены только петрогенные элементы); 2) петрогенных и малых элементов (компоненты — все петрогенные и некоторые априори заданные исследователем малые элементы); 3) малых элементов (компоненты — заданный исследователем набор малых элементов). При переходе от первого типа к третьему уменьшается возможность полного количественного геохимического исследования объекта в целом, но увеличивается качественная информация о некоторых его геохимических особенностях и поведении интересующего исследователя набора элементов.

Петрохимические системы являются единственными допускающими строгую теоретическую формализацию и полное количественное исследование. Компонентами этих систем являются катионы известных петрогенных элементов. Кроме этих катионов в природных объектах всегда имеется ведущий анион (кислород в силикатных или сера в сульфидных системах), количество которого в любой элементарной области v превышает количество любого катиона. В качестве концентрации компонента i в элементарной области v естественно взять отношение числа катионов i -го элемента к числу атомов аниона в этой области: $C_i = R_i(v)/A_v$ (в силикатных системах это соответствует выражению концентраций в атомах катионов на один атом кислорода); $C_i < 1$ для всех i . В этом случае для петрохимических систем всегда имеет место важное соотношение, следующее из условия нейтрализации суммарного заряда системы:

$$\sum_i C_i(v) Z_i = Z_A,$$

где Z_i — заряд i -го катиона; Z_A — заряд аниона.

Отсюда для вариаций компонентов следует уравнение

$$\sum_i Z_i \Delta C_i(v) = 0. \quad (1.9)$$



Таким образом, в любой петрохимической системе по крайней мере одно уравнение типа (1.2) всегда имеет место и число ее степеней свободы не превышает $n - 1$ (n — число катионов — компонентов системы). Кроме того, из уравнения (1.9) следует, что в любой элементарной области такой системы обязательно присутствуют катионы одновременно с положительными и отрицательными вариациями. Для одноосных систем из соотношений (1.6) и (1.9) имеем

$$\sum b_i Z_i = 0, \quad (1.10)$$

т. е. всегда существуют как положительные, так и отрицательные вариационные коэффициенты. Следствием этого условия является полярность трендов петрогенных элементов в системах с единственным (или с резко преобладающим) направлением вариаций.

Для простой одноосной петрохимической системы имеют смысл все три введенных выше параметра: осьность v , набор вариационных коэффициентов b_i и интенсивность вариаций ψ_{\max} .

Пусть концентрации всех компонентов системы петрогенных и малых элементов измерены в одних единицах. Поскольку вариации малых элементов малы по сравнению с вариациями петрогенных, их можно считать равными нулю. Соответственно равны нулю и вариационные коэффициенты всех малых элементов. Следовательно, в этом случае добавление малых элементов не имеет смысла, так как оно не меняет параметров соответствующей петрохимической системы и не позволяет изучать поведение малых элементов. Для решения последней задачи необходимо отказаться от намерения выяснить соотношения между абсолютными вариациями петрогенных и малых элементов, поскольку эта задача неразрешима, и перейти к анализу относительных вариаций

$$\Delta C'_i = \Delta C_i / \overline{\Delta C}_i, \quad (1.11)$$

где $\overline{\Delta C}_i$ — средняя в некотором смысле вариации i -го элемента [норма функции $\Delta C_i(v)$].

Можно показать, что при таком преобразовании (к единичной норме) осьность системы сохраняется. В одноосных системах новые коэффициенты b'_i при петрогенных элементах имеют те же знаки, что и в соответствующей петрохимической системе, однако абсолютные значения всех коэффициентов становятся одинаковыми. Следовательно, сохраняют смысл лишь знаки вариационных коэффициентов. Таким образом, исследование системы петрогенных и малых элементов с преобразованными к единичной норме вариациями по сравнению с анализом соответствующей петрохимической системы дает возможность дополнительно выяснить знаки вариационных коэффициентов интересующих исследователя малых элементов и тем самым качественно увязать их поведение с поведением петрогенных элементов (ведущим трендом).

Для системы малых элементов задачей исследования является не полное описание вариаций элементов в заданном

объекте [нахождение соотношения (1.2) и указанных выше параметров, определяющих структуру системы], а лишь выяснение взаимоотношений вариаций определенного набора элементов. Понятие осности в такой системе сохраняется, но соотношение (1.10) не имеет места, следовательно, тренды не обязательно полярны (все вариационные коэффициенты могут иметь одинаковый знак). Такие системы можно исследовать в абсолютных вариациях, выбрав удобную единицу измерения концентраций. Однако при этом отсутствует гарантия, что все вариационные коэффициенты окажутся отличными от нуля и, следовательно, удастся выявить поведение всех заданных элементов. При наличии нулевых вариационных коэффициентов у интересующих нас элементов необходимо перейти к анализу относительных вариаций тем же способом, что и при исследовании системы петрогенных и малых элементов (преобразование к единичной норме). Отметим еще раз, что такое исследование позволяет получить лишь качественные результаты — выявить ассоциации элементов без указания количественных соотношений между их вариациями.

1.2. Типы трендов в простых системах

1.2.1. Петрохимические системы

Задача выявления трендов в разных системах заключается в оценке значения и знака вариационных коэффициентов b_i . Теории, позволяющей оценивать значение этих коэффициентов, пока нет. Накопленный к настоящему времени опыт геохимических исследований дает возможность получить определенные выводы лишь об их знаках.

Будем считать, что вариационные коэффициенты определяются только средним составом системы \bar{C} и химическими свойствами элементов, отражающимися в общих законах их миграции. В настоящее время обобщенный парагенетический ряд петрогенных элементов, отражающий, несомненно, и степень их химического родства, достаточно хорошо известен [табл. 1, ряд (*)]. Этот ряд можно вывести из самых разных теоретических предпосылок. Прежде всего, он следует из схемы кристаллизационного фракционирования Боуэна. Этот же ряд, как явствует из работ В. В. Щербины [45], а также В. В. Грузы [1], получается из принципа кислотно-основного взаимодействия в расплавах. Аналогичным образом должны вести себя элементы при формировании метасоматической зональности, в частности при скарнообразовании (теоретические исследования Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева, экспериментальные работы В. А. Жариков и др.). Ряд (*) соответствует известным эмпирическим сведениям о кларках элементов в магматических породах — ряду фемафильности — фельсифильности [7, 44], а также следует из анализа корреляционных связей в этих образованиях [1]. Во многих работах по гранитизации базитов указывается на привнос при этом

Главные типы трендов дифференциации в простых петрохимических системах

Ряд (*): Si, K, Na, Al, Fe³, Ti, Ca, Fe², Mg

Номер тренда	Компоненты системы	Основность системы	Тренд	Название тренда
I	Si, K, Al	Ультракислая	$\frac{\text{Si}}{\text{Al}(\text{K}, \text{Na})}$	Кремнисто-глиноземистый
II	Si, K, Na, Al, (Fe ³ , Ti, Ca, Fe ² , Mg)	Кислая	$\frac{\text{SiK}}{\text{AlNa}(\text{Fe}^3, \text{Ti}, \text{Ca}, \text{Fe}^2, \text{Mg})}$	Кислотно-щелочной
III	Все элементы ряда (*)	Средняя— основная	$\frac{\text{NaAlSiK}}{\text{MgFe}^2\text{Ca}(\text{Ti}, \text{Fe}^3)}$	Кислотно-основной (боуэновский)
IV	Mg, Fe ² , Ca, Al, Na, (Fe ³ , Ti, Si, K)	Основная	$\frac{\text{NaAlCa}(\text{Fe}^3, \text{Ti}, \text{Si}, \text{K})}{\text{MgFe}^2}$	Щелочно-основной
V	Mg, Fe ² , (Ca)	Ультраосновная	$\frac{\text{Fe}^2(\text{Ca})}{\text{Mg}}$	Железисто-магнезиальный
VI	Al, Na, Fe ³ , Ti, (K, Ca, Si, Fe ²)	Щелочная	$\frac{\text{AlNa}(\text{Si}, \text{K})}{\text{Fe}^3\text{Ti}(\text{Na}, \text{Fe}^2)}$	Глиноземисто-железистый

Примечание. В скобках указаны компоненты-примеси, активность которых, а следовательно, и вариационные коэффициенты b_i близки к нулю.

процессе элементов, стоящих в ряду (*) левее Al, и на вынос остальных в последовательности, соответствующей их положению в ряду. Как будет показано дальше, хорошо подчиняется этому ряду поведение элементов и в исследованных автором системах.

Прежде чем говорить о возможных типах трендов, дадим некоторые дополнительные определения. Будем считать геохимическую систему активной, если термодинамические условия допускают свободную миграцию ее компонентов. В противном случае будем называть систему консолидированной. Тренды, возникающие в простой активной системе, назовем трендами дифференциации. В результате различных наложенных процессов консолидированная система может перейти в частично активизированное состояние, при котором миграция компонентов и обмен веществом между раствором и породой может осуществляться только в определенных зонах геологического объекта. Возникающие при этом тренды будем именовать трендами наложения. Будем считать, что тренды дифференциации определяются лишь набором компонентов системы (т. е. средним составом) и положением этих компонентов в ряду (*). Теоретически возможные в этом случае тренды приведены в табл. 1.

Поскольку ряд (*) оказывается общим для всех активных систем, а при установлении приведенных в табл. 1 парагенезисов использовались только положение элементов в ряду и средний состав системы, эти парагенезисы должны возникать как при магматической, так и при метаморфо-метасоматической дифференциации. При этом если дифференциация сопровождается достаточно медленным привносом—выносом вещества (в частности, при равновесном метасоматозе, в определении Д. С. Коржинского), открытость системы также не оказывает влияния на тип возникающих трендов.

Основная причина появления трендов дифференциации — пространственное разделение элементов с разными химическими свойствами. Поэтому во всех дифференцирующихся системах должно наблюдаться установленное Д. С. Коржинским для равновесного метасоматоза стремление к мономинеральному (и, добавим, коль скоро речь идет о геохимии, к моноэлементному в пределе) составу дифференциатов при общем увеличении их числа в системе.

Принципиально иной тип трендов возникает в условиях привноса—выноса вещества в консолидированную систему, в частности при неравновесном фильтрационном метасоматозе (само привносимое вещество является продуктом дифференциации некоторой другой активной системы). При этом большую роль начинают играть процессы выполнения пустот и трещин (интерсоматоз, по Г. Л. Поспелову [34]) или выщелачивания без привноса.

Образование трендов наложения (привнос в консолидированную систему) по основному принципу обратно механизму дифференциации. Вследствие того, что отложение из растворов

(расплавов) происходит при резкой смене основности среды (реакции нейтрализации [46]), совместно концентрируются, а следовательно, имеют положительную связь между собой максимально различающиеся по химическим свойствам элементы. Например, привнос К в консолидированную систему с кислотно-основным трендом благодаря концентрации его в первую очередь в обогащенных Mg и Fe разностях приведет к появлению невозможного в условиях справедливости ряда (*) тренда (SiNaAl)/(KMgFe²Ca).

Состав реальных систем в общем случае является результатом суммарного воздействия процессов дифференциации, стремящихся пространственно объединить близкие по свойствам элементы, и наложенных процессов привноса—выноса вещества, объединяющих резко разные по свойствам элементы. Соответственно реальные тренды в системах меняются в зависимости от того, какой из указанных процессов преобладал, по какому типу шла дифференциация и какие элементы привносились впоследствии.

1.2.2. Системы петрогенных и малых элементов

Большинство малых элементов можно условно разделить на группы таким образом, что поведение малых элементов в каждой группе будет сходно с поведением соответствующего петрогенного элемента. С учетом 14 малых элементов, поведение которых наиболее хорошо изучено, ряд (*) можно записать в следующем виде (ряд **):

Группы	1	2	3	4	
Элементы	Si	Cs, Rb, K, Ba	Na, Li, Sr, B	Al, P, C	
Группы		5	6	7	8
Элементы		Fe ³ , Ti, V	Zn, Cu, Ca	Fe ²	Co, Ni, Cr, Mg

**

Порядок следования полученных восьми групп можно считать установленным; порядок элементов в пределах группы и границы некоторых групп требуют уточнения.

Реальные тренды, которые должны возникать при суммарном воздействии процессов дифференциации и наложенных процессов привноса—выноса вещества в условиях справедливости ряда (**), приведены в табл. 2. Рассмотрим принцип ее построения. Столбцы 1—6 содержат тренды, отвечающие наличию привноса определенной группы элементов ряда (**). Столбец 0 означает отсутствие привноса, т. е. закрытость системы. В нем расположены тренды дифференциации I—V в порядке возрастания *общей основности* систем. Каждый тренд получается из соответствующего строке тренда дифференциации в табл. 1 путем переноса группы элементов в противоположную часть полярного парагенезиса. Вся половина табл. 2 выше главной диагонали (из левого верхнего угла — в правый нижний) характеризует процессы базификации, поскольку здесь расположены парагенезисы, образующиеся в условиях привноса элементов с более фемафильными свойствами, чем средняя степень основности пород, определяемая трендом

ТАБЛИЦА 2

Типы возможных трендов в простых геохимических системах

Номер тренда (см. табл. 1)	Столбцы						
	0	1	2	3	4	5	6
	Группы ряда (**)						
	0	1	2	3	6	7	8

—Базификация—→

Оснoвнoсть ←→ Кислoтнoсть	I	I.0 <u>1</u> 2, 4 (3, 5—8)		I.2 <u>1, 2</u> 3, 4 (5—8)	I.3 <u>1, 3</u> 2, 4 (5—8)	I.6 <u>1, 6</u> 2, 4 (3, 7, 8)	I.7 <u>1, 7</u> 2, 4 (3, 5, 6, 8)	I.8 <u>1, 8</u> 2, 4 (3, 5—7)
	II	II.0 <u>1, 2</u> 3, 4 (5—8)	II.1 <u>2</u> 1, 3, 4 (5—8)	II.2 <u>1</u> 2—4 (5—8)	II.3 <u>1—3</u> 4 (5—8)	II.6 <u>1, 2, 6</u> 3—5 (7, 8)	II.7 <u>1, 2, 7</u> 3, 4 (5, 6, 8)	II.8 <u>1, 2, 8</u> 3, 4 (5—7)
	III	III.0 <u>1—4</u> 6—8 (5)	III.1 <u>2—4</u> 1, 6—8 (5)	III.2 <u>1, 3, 4</u> 2, 6—8 (5)	III.3 <u>1, 2, 4</u> 3, 6—8 (5)	III.6 <u>1—4, 6</u> 7, 8 (5)	III.7 <u>1—4, 7</u> 6, 8 (5)	III.8 <u>1—4, 8</u> 6, 7 (5)
	IV	IV.0 <u>3—6 (1, 2)</u> 7, 8	IV.1 <u>3—6 (2)</u> 1, 7, 8	IV.2 <u>3—6 (1)</u> 2, 7, 8	IV.3 <u>4—6 (1, 2)</u> 3, 7, 8	IV.6 <u>3—5 (1, 2)</u> 6, 7, 8	IV.7 <u>3—6, 7 (1, 2)</u> 8	IV.8 <u>3—6, 8 (1, 2)</u> 7
	V	V.0 <u>7 (1—6)</u> 8	V.1 <u>7 (2—6)</u> 1, 8	V.2 <u>7 (1, 3—6)</u> 2, 8	V.3 <u>7 (1, 2, 4—6)</u> 3, 8	V.6 <u>7 (1—5)</u> 6, 8	V.7 <u>6 (1—5)</u> 7, 8	

←Раскисление—

дифференциации. Нижняя половина таблицы, начиная с главной диагонали, соответствует процессам раскисления (гранитизации в широком смысле). При движении снизу вверх по главной диагонали наблюдается смена трендов, типичная, в частности, для гранитизации ультрамафитов.

ГЛАВА 2

МЕТОДИКА ЭМПИРИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ

2.1. Исследование простых систем

Как указывалось в главе 1, исследование простых систем состоит в определении их осности (вариантности), нахождении наборов $\mathbf{b}^{(j)}$ направляющих косинусов главных осей вариаций с выделением ведущего внутригруппового тренда и установлении пределов вариаций $\psi_{\max}^{(j)}$ вдоль каждой из главных осей. Глава 2 посвящена эмпирическим способам решения поставленной задачи.

При эмпирическом исследовании мы имеем дело с выборками химических или спектральных анализов, т. е. с конечным набором состояний $C_k = (C_{k1}, C_{k2}, \dots, C_{kn})$, $k = 1, 2, \dots, N$, где N — объем выборки. Допустим, что мы опробовали некоторую геохимическую систему. Выборочное пространство состояний представляет собой матрицу C порядка $N \times n$, столбцы которой содержат измерения концентраций химических элементов (компонентов системы) во всех точках опробования, а строки — состояния системы, т. е. отдельные анализы. Нетрудно вычислить средние содержания элементов по всем пробам и вычесть их из каждого измерения. Полученная матрица ΔC имеет ту же размерность, что и C , и представляет собой выборочное пространство вариаций состояний.

Чтобы не усложнять анализ проблемами статистического оценивания, будем предполагать, что выборка достаточно представительна и отражает все существенные особенности опробованной геохимической системы. Допустим также вначале, что измерения концентраций проводятся точно, без аналитических погрешностей. Требуется исследовать структуру матрицы ΔC , т. е. определить минимальную размерность выборочного пространства вариаций, выбрать в этом пространстве оптимальные координатные векторы и выразить через них все возможные вариации состояний. Заметим, что в силу односвязности пространства вариаций состояния распределены по всему объему эллипсоида. В силу предположения о представительности выборки аналогично должны вести себя и выборочные точки, т. е. выпуклая оболочка множества выборочных точек является наилучшим приближением пространства вариаций системы. Размерность выборочного пространства равна рангу матрицы $W = \Delta C' \Delta C$, т. е. выборочной ковариационной матрицы (по аналогии с традиционным статистическим подходом

к анализу вариаций мы оставляем это название за матрицей W , не вкладывая в него статистического содержания; в многомерном анализе матрица W называется также скалярным произведением матриц вариаций или малым матричным моментом вариаций). Ранг матрицы W в свою очередь равен количеству отличных от нуля собственных чисел этой матрицы.

Главное направление вариаций составов (главный тренд) — это, по определению, направление, соединяющее две наиболее удаленные одна от другой точки эллипсоида вариаций. Задача нахождения этого направления по заданной выборке данных S решена К. Пирсоном еще в начале столетия. Г. Хоттелинг в 30-х годах развил этот подход и назвал его методом главных осей [42]. Этими авторами было показано, что направляющие косинусы главной оси эллипсоида вариаций равны компонентам первого собственного вектора ковариационной матрицы W , а полудлина главной оси — корню квадратному из первого собственного числа этой матрицы. Указанный путь решения задачи широко известен под названием метода главных компонент [13, 42]. Математический аппарат метода описан, в частности, в монографии А. Н. Бугайца и Л. Н. Дуденко [5]. Поэтому ниже приводятся лишь модификация этого метода применительно к задаче анализа вариаций и последовательность практических шагов, диктуемых предлагаемой методикой.

Пусть в распоряжении исследователя находится выборочная матрица состояний S . По ней легко вычисляются матрица вариаций ΔS и ковариационная матрица W . Далее находят собственные числа и собственные векторы матрицы W (это стандартная задача линейной алгебры, соответствующие программы есть во всех вычислительных центрах). Если все собственные числа матрицы W равны нулю, то система химически однородна ($\nu = 0$). Если отлично от нуля только максимальное собственное число λ_1 , то система одноосная ($\nu = 1$). В этом случае эллипсоид вариаций вырождается в отрезок, ориентировка которого в пространстве вариаций определяется компонентами соответствующего первому собственному числу собственного вектора матрицы W . Эти компоненты и представляют единственный вектор \mathbf{b} вариационных коэффициентов. Полудлина главной оси вырожденного эллипсоида вариаций $A = \sqrt{\lambda_1}$. Проекции вариаций, измеренных в конкретных пробах, на ось ψ определяются по формуле (1.8).

Если количество отличных от нуля собственных чисел λ_i равно $\nu > 1$, то система ν -осная. В этом случае главная ось эллипсоида вариаций по-прежнему определяется компонентами первого собственного вектора матрицы W , которые являются главными осями эллипсоида вариаций. Общее число координатных векторов при этом равно минимально необходимому для данной системы; векторы ортогональны друг к другу; набор компонентов j -го вектора $\mathbf{b}^{(j)}$ состоит из направляющих косинусов соответствующей оси эллипсоида в исходном пространстве вариаций; полудлины осей

$A_j = \sqrt{\lambda_j}$. Через новые оси можно выразить все вариации системы. Проекция вариаций на новые оси

$$\psi_{jk} = \sum_{i=1}^n b_i^{(j)} \Delta C_{ik}, \quad j = 1, 2, \dots, v; \quad k = 1, 2, \dots, N. \quad (2.1)$$

Таким образом, каждый n -мерный химический анализ можно охарактеризовать теперь v параметрами, причем число v обычно значительно меньше n . Как мы уже указывали, в простых системах, как правило, $v = 1$, редко 2, что позволяет всегда изобразить вариации простой системы на плоскости двух главных осей эллипсоида вариаций (главная плоскость).

Отметим, что в литературе по факторному анализу в геологии существует целый ряд разновидностей метода главных компонент. В частности, рекомендуется использовать корреляционную, а не ковариационную матрицу, вычисляя векторы

$$\hat{\mathbf{b}}^{(j)} = b^{(j)} \sqrt{\lambda_j}, \quad (2.2)$$

а проекции на j -ю ось считая по формуле

$$\psi'_{jk} = \frac{1}{\sqrt{\lambda_j}} \sum b_i^{(j)} \Delta C_{ik}. \quad (2.3)$$

На использовании корреляционной матрицы мы остановимся ниже. В отношении формул (2.2) и (2.3), ранее применявшихся нами, следует отметить, что в рамках поставленной задачи они по разным причинам неприменимы при анализе вариаций геохимических систем. Из этой постановки вытекает, таким образом, одна вполне определенная модификация метода, описанная выше.

Мы рассмотрели теоретический способ решения задачи. Практически проблема усложняется тем, что измерения содержаний химических элементов всегда сопровождаются аналитическими погрешностями. Эти погрешности в большинстве случаев можно оценить. Очевидно, что аналитические погрешности влияют на все приведенные выше параметры. В частности, без учета погрешностей число степеней свободы $v = n$ даже для химически однородных систем, поскольку эллипсоид вариаций не вырождается полностью. Соответственно ни одно из собственных чисел λ_j ковариационной матрицы W не будет в точности равно нулю. Определенные погрешности возникнут и при вычислении векторов $\mathbf{b}^{(j)}$ координатных осей, что особенно нежелательно в случае одноосных систем, ибо повлечет за собой ошибки в определении набора вариационных коэффициентов.

Таким образом, чтобы обеспечить возможность практической реализации предлагаемого решения задачи, необходимо иметь формулы для оценки погрешностей параметров A и $b_i^{(j)}$ в зависимости от аналитических погрешностей. Эти вопросы рассматриваются в следующем разделе.

2.2. Метрологические аспекты компонентного анализа простых систем

2.2.1. Ошибки собственных значений и собственных векторов положительно определенной симметричной матрицы

Измеренные значения концентраций элементов C_{ik} , $i = 1, 2, \dots, n$; $k = 1, 2, \dots, N$ (N — объем выборки; n — количество учитываемых элементов) по разным причинам отличаются от «истинных» значений \tilde{C}_{ik} на величины $\delta C_{ik} = \tilde{C}_{ik} - C_{ik}$, называемые ошибками измерения. Эти ошибки порождают искажения выборочной ковариационной матрицы W и, как следствие, ее собственных значений λ_j и собственных векторов $\mathbf{b}^{(j)}$. Ошибки δC_{ik} , как и «истинные» значения \tilde{C}_{ik} , являются ненаблюдаемыми величинами. Поэтому для оценки точности измерений мы будем пользоваться понятием погрешности измерения ΔC_{ik} , определив ее как максимально возможную ошибку. Погрешности измерений предполагаются известными для любого метрологически обеспеченного эксперимента.

В настоящем разделе мы установим связь между погрешностью матрицы C и погрешностями собственных значений и собственных векторов ее ковариационной матрицы. Наше рассмотрение будет основано на предположении малости всех относительных ошибок, т. е. $\delta C/C \ll 1$, или $\delta C \ll C$.

Вычисленная выборочная ковариационная матрица W отличается от истинной \tilde{W} из-за наличия ошибок δC_{ik} . Рассмотрим сначала связь между ошибками выборочной ковариационной матрицы δW и ошибками собственных значений $\delta \lambda_j$ и собственных векторов $\delta \mathbf{b}^{(j)}$. «Истинные» собственные значения $\tilde{\lambda}_j$ и соответствующие собственные векторы $\tilde{\mathbf{b}}^{(j)}$ по определению удовлетворяют условиям

$$\tilde{W} \tilde{\mathbf{b}}^{(j)} = \tilde{\lambda}_j \tilde{\mathbf{b}}^{(j)}. \quad (2.4)$$

Кроме того, поскольку матрица \tilde{W} симметрична, то

$$\tilde{\mathbf{b}}^{(j)} \cdot \tilde{\mathbf{b}}^{(p)} = \delta_{jp} \quad \text{и} \quad \sum_{k=1}^n \tilde{b}_j^{(r)} \tilde{b}_p^{(r)} = \delta_{jp}, \quad (2.5)$$

где δ_{jp} — символ Кронекера ($\delta_{jp} = 1$ при $j = p$; $\delta_{jp} = 0$ при $j \neq p$); точкой обозначено скалярное произведение векторов.

Условиям, аналогичным (2.4) и (2.5), удовлетворяют и вычисленные значения W , $\mathbf{b}^{(j)}$, λ_j (в предположении точного решения задачи определения собственных значений и собственных векторов).

Из определения ошибки и условий (2.4) следует

$$(W + \delta W) (\mathbf{b}^{(j)} + \delta \mathbf{b}^{(j)}) = (\lambda_j + \delta \lambda_j) (\mathbf{b}^{(j)} + \delta \mathbf{b}^{(j)}),$$

или с точностью до членов первого порядка малости, учитывая, что $W\mathbf{b}^{(j)} = \lambda_j \mathbf{b}^{(j)}$,

$$\delta W \mathbf{b}^{(j)} + W \delta \mathbf{b}^{(j)} = \delta \lambda_j \mathbf{b}^{(j)} + \lambda_j \delta \mathbf{b}^{(j)}. \quad (2.6)$$

Умножим выражение (2.6) скалярно на $\mathbf{b}^{(j)}$:

$$\mathbf{b}^{(j)} \cdot \delta W \mathbf{b}^{(j)} + \mathbf{b}^{(j)} W \delta \mathbf{b}^{(j)} = \delta \lambda_j \mathbf{b}^{(j)} \cdot \mathbf{b}^{(j)} + \lambda_j \mathbf{b}^{(j)} \cdot \delta \mathbf{b}^{(j)}.$$

Для упрощения полученного соотношения отметим, что, во-первых, из равенства $\mathbf{b}^{(j)} \cdot \mathbf{b}^{(j)} = 1$ после дифференцирования следует

$$\mathbf{b}^{(j)} \cdot \delta \mathbf{b}^{(j)} = 0, \quad (2.7)$$

и, во-вторых, из-за симметричности матрицы W имеем

$$\mathbf{b}^{(j)} \cdot W \delta \mathbf{b}^{(j)} = W \mathbf{b}^{(j)} \cdot \delta \mathbf{b}^{(j)} = \lambda_j \mathbf{b}^{(j)} \delta \mathbf{b}^{(j)} = 0.$$

Таким образом, для ошибки собственного значения получаем выражение

$$\delta \lambda_j = \mathbf{b}^{(j)} \cdot \delta W \mathbf{b}^{(j)}. \quad (2.8)$$

Найдем теперь разложение векторов ошибок $\delta \mathbf{b}^{(j)}$ по собственным векторам, т. е. определим коэффициенты δK_j^p в разложении

$$\delta \mathbf{b}^{(j)} = \sum_{p=1}^n \delta K_j^p \mathbf{b}^{(p)}. \quad (2.9)$$

Подставив это выражение в формулу (2.6), получим

$$\delta W \mathbf{b}^{(j)} + \sum_p \delta K_j^p \lambda_p \mathbf{b}^{(p)} = \delta \lambda_j \mathbf{b}^{(j)} + \lambda_j \sum_p \delta K_j^p \mathbf{b}^{(p)};$$

$$\sum_p \delta K_j^p (\lambda_p - \lambda_j) \mathbf{b}^{(p)} = \delta \lambda_j \mathbf{b}^{(j)} - \delta W \mathbf{b}^{(j)}.$$

Умножим обе части последнего выражения скалярно на $\mathbf{b}^{(l)}$:

$$\sum_p \delta K_j^p (\lambda_p - \lambda_j) \mathbf{b}^{(p)} \mathbf{b}^{(l)} = \delta \lambda_j \mathbf{b}^{(l)} \mathbf{b}^{(j)} - \mathbf{b}^{(l)} \delta W \mathbf{b}^{(j)};$$

$$\delta K_j^l (\lambda_l - \lambda_j) = \delta \lambda_j \delta_{lj} - \mathbf{b}^{(l)} \delta W \mathbf{b}^{(j)}.$$

Отсюда при $l \neq j$ имеем (в предположении невырожденности собственного значения λ_j) выражение для коэффициентов δK_j^l :

$$\delta K_j^l = \mathbf{b}^{(l)} \cdot \delta W \mathbf{b}^{(j)} / (\lambda_j - \lambda_l).$$

Поскольку из формулы (2.7) следует, что в разложении (2.9) коэффициенты $\delta K_j^j = 0$, это разложение можно теперь записать в виде

$$\delta \mathbf{b}^{(j)} = \sum_{p \neq j} [\mathbf{b}^{(p)} \delta W \mathbf{b}^{(j)} / (\lambda_j - \lambda_p)] \mathbf{b}^{(p)}. \quad (2.10)$$

Отметим, что формулы (2.8) и (2.10) — частный случай результата, хорошо известного из функционального анализа теории возмущений.

2.2.2. Погрешности собственных векторов
и собственных значений
ковариационной матрицы

Элементы выборочной ковариационной матрицы W_{jp} связаны с матрицей концентраций $C = \{C_{ik}, i = 1, 2, \dots, n; k = 1, 2, \dots, N\}$ следующим соотношением:

$$W_{jp} = \overline{C_j C_p} - \overline{C_j} \overline{C_p} = \overline{(C_j - \overline{C_j})(C_p - \overline{C_p})}, \quad (2.11)$$

где черта над выражением обозначает осреднение по всем элементам выборки; например, $\overline{C_j C_p} = \frac{1}{N} \sum_k C_{jk} C_{pk}$.

Нам потребуются три свойства оператора осреднения (доказательства которых мы опустим из-за их очевидности):

$$a\overline{y} = \overline{ay}, \quad (2.12)$$

если a не зависит от элемента выборки (т. е. от k);

$$\delta(\overline{y}) = \overline{(\delta y)}; \quad (2.13)$$

$$|\overline{y}| \leq \overline{|y|}. \quad (2.14)$$

Варьируя обе части соотношения (2.11), получаем

$$\delta W_{jp} = \overline{(C_j - \overline{C_j}) \delta C_p} + \overline{(C_p - \overline{C_p}) \delta C_j}. \quad (2.15)$$

Ошибка собственного значения, как это следует из формул (2.8) и (2.15), оказывается равной

$$\delta \lambda_j = \sum_{p,l} b_p^{(j)} \delta W_{pl} b_l^{(j)} = 2 \sum_{p,l} b_p^{(j)} b_l^{(j)} \overline{[(C_p - \overline{C_p}) \delta C_l]}. \quad (2.16)$$

Для того чтобы получить выражение для погрешности собственного значения, оценим модуль ошибки сверху:

$$\begin{aligned} |\delta \lambda_j| &\leq 2 \sum_{p,l} |b_p^{(j)} b_l^{(j)}| |C_p - \overline{C_p}| |\delta C_l| \leq \\ &\leq 2 \sum_{p,l} |b_p^{(j)} b_l^{(j)}| \sigma_p \Delta C_l \equiv \Delta \lambda_j, \end{aligned} \quad (2.17)$$

где $\sigma_p = \sqrt{(C_p - \overline{C_p})^2}$.

Эта оценка получена в предположении, что погрешности всех элементов выборки одинаковы, т. е.

$$\Delta C_{ik} \equiv \Delta C_i. \quad (2.18)$$

Кроме того, при выводе формулы (2.17) учтено, что

$$(\overline{C_p - \overline{C_p}})^2 \leq \overline{(C_p - \overline{C_p})^2} \equiv \sigma_p^2,$$

а также свойство (2.14) оператора осреднения.

Имея в виду, что сумма модулей компонент единичного вектора ограничена величиной \sqrt{n} , находим более простую, но более

грубую оценку погрешности собственного значения, не зависящую от i :

$$\Delta\lambda = 2n\sigma\Delta C, \quad (2.19)$$

где $\sigma = \max_i \{\sigma_i\}$; $\Delta C \equiv \max_i \{\Delta C_i\}$.

Оценка (2.17) более точна, чем (2.19), но, по-видимому, пригодна лишь для использования в программах ЭВМ, тогда как (2.19) позволяет быстро «прикинуть» порядок погрешности $\Delta\lambda$.

Для погрешности параметра $A = \sqrt{\lambda}$ непосредственно из формул (2.17) и (2.19) имеем оценки

$$\Delta A_j = \frac{1}{A_j} \sum_{p,t} |b_p^{(j)} b_t^{(j)}| \sigma_p \Delta C_t;$$

$$\Delta A = n\sigma \Delta C/A.$$

Несколько более громоздкие, но в общем аналогичные вычисления приводят к двум оценкам для погрешности собственных векторов; одна из оценок более точная:

$$\Delta b_p^{(j)} = 2 \sum_{l \neq j} \frac{b_p^{(l)}}{|\lambda_j - \lambda_l|} \sum_{s,t} |b_s^{(j)} b_t^{(j)}| \sigma_s \Delta C_t;$$

другая более грубая, не зависящая от p :

$$\Delta b^{(j)} = \Delta\lambda \sum_{l \neq j} \frac{1}{|\lambda_j - \lambda_l|},$$

где величина $\Delta\lambda$ определяется грубой оценкой (2.19).

2.2.3. Погрешности длины тренда и вариационных коэффициентов в одноосных системах

Для одноосных геохимических систем можно получить более точные оценки погрешности. Условие одноосности запишем в виде

$$C_{ik} - C_i = \psi_k b_i; \quad \sum_{i=1}^n b_i^2 = 1. \quad (2.20)$$

Прежде всего напомним, что вариационные коэффициенты b_i образуют собственный вектор \mathbf{b} матрицы W , соответствующий единственному ненулевому собственному значению $\bar{\psi}^2$. В самом деле, из соотношений (2.11) и (2.20) следует

$$W_{ip} = b_i b_p \bar{\psi}^2,$$

так что, подействовав на вектор \mathbf{b} матрицей W , получим

$$\sum_p W_{ip} b_p = \sum_p b_i b_p b_p \bar{\psi}^2 = b_i \bar{\psi}^2 \sum_p b_p^2 = b_i \bar{\psi}^2.$$

Соотношения (2.15) и (2.16) запишутся для одноосной системы в виде

$$\begin{aligned}\delta W_{ip} &= b_i \overline{\psi \delta C_p} + b_p \overline{\psi \delta C_i}; \\ \delta \lambda &= 2 \sum_{i, p} b_i b_p \overline{\psi \delta C_p} b_p = 2 \sum_i b_i \overline{\psi \delta C_i},\end{aligned}$$

откуда в предположении (2.18) получаются следующие оценки погрешности (учтено, что $|\overline{\psi}| \leq \sqrt{|\psi|^2} = \sqrt{\lambda}$):

$$\delta \lambda \leq 2 |\overline{\psi}| \sum b_i \Delta C_i \leq 2 \sqrt{\lambda} \sum_i |b_i| \Delta C_i \equiv \Delta \lambda; \quad (2.21)$$

$$\delta A \leq \sum_i |b_i| \Delta C_i \equiv \Delta A \quad (2.22)$$

и более грубые

$$\Delta \lambda \leq 2 \sqrt{\lambda n} \Delta C; \quad (2.23)$$

$$\Delta A \leq \sqrt{n} \Delta C. \quad (2.24)$$

Прежде чем приступить к оценке погрешности вариационных коэффициентов, отметим, что собственными векторами $(n-1)$ -кратно вырожденного собственного значения 0 являются любые попарно ортогональные векторы, т. е. $\mathbf{b}^{(l)} = \mathbf{b}$ и $\mathbf{b}^{(l)}$ — произвольные, такие, что

$$\mathbf{b}^{(l)} \cdot \mathbf{b}^{(m)} = \delta_{lm} \text{ и } \mathbf{b} \cdot \mathbf{b}^{(m)} = 0, \quad l, m = 2, 3, \dots, n.$$

Учитывая эти соотношения, переписываем выражение (2.10) в виде

$$\delta b_i = \frac{1}{\lambda} \sum_{l=2}^n b_i^{(l)} (\mathbf{b}^{(l)} \cdot \delta W \mathbf{b}) = \frac{1}{\lambda} \sum_{j, p} \delta W_{ip} b_j \left(\sum_{l=2}^n b_i^{(l)} b_p^{(l)} \right).$$

Из второго равенства (2.5) следует, что

$$\sum_{l=2}^n b_i^{(l)} b_p^{(l)} = \delta_{ip} - b_i b_p.$$

Таким образом, имеем

$$\begin{aligned}\delta b_i &= \frac{1}{\lambda} \sum_{j, p} \delta W_{ip} b_j (\delta_{ip} - b_i b_p) = \\ &= \frac{1}{\lambda} \left\{ \sum_j \delta W_{ij} b_j - b_i \sum_{j, p} b_j b_p \delta W_{ip} \right\} = \frac{1}{\lambda} \left\{ \sum_j \delta W_{ij} b_j - b_i \delta \lambda \right\} = \\ &= \frac{1}{\lambda} \left\{ \sum_j b_i \overline{\psi \delta C_j} b_j + \sum_j b_j \overline{\psi \delta C_i} b_j - b_i \delta \lambda \right\} = \\ &= \frac{1}{\lambda} \left\{ b_i \frac{\delta \lambda}{2} + \overline{\psi \delta C_i} - b_i \delta \lambda \right\} = \frac{1}{\lambda} \left\{ \psi \delta C_i - \frac{\delta \lambda}{2} b_i \right\}.\end{aligned}$$

Для погрешности вариационного коэффициента b_i получаем оценку

$$\Delta b_i = \frac{\Delta C_i}{\sqrt{\lambda}} + \frac{\Delta \lambda}{2\lambda} |b_i| = \frac{\Delta A}{A} |b_i| + \frac{\Delta C_i}{A} = \frac{\Delta C_i}{A} (1 + \sqrt{n} |b_i|). \quad (2.25)$$

2.2.4. Погрешности длины тренда и вариационных коэффициентов в петрохимических системах

Для вычисления погрешностей $\Delta \lambda_j$ и $\Delta b^{(j)}$ в общем случае простой петрохимической системы, как следует из формул (2.17) и (2.19), требуется знание таких параметров, как σ_j , λ_j и $b^{(j)}$, $j = 1, 2, \dots, n$, которые можно определить только для конкретных систем, причем лучше это осуществлять с помощью ЭВМ. В случае одноосных петрохимических систем можно получить приближенные априорные оценки погрешностей по формулам (2.24) и (2.25).

Оценка погрешности параметра $A = \sqrt{n}$ (длина тренда), определяемая формулой (2.24), зависит только от числа компонентов системы n и максимальной погрешности в измерении концентраций элементов. Число компонентов петрохимической системы можно считать равным девяти (вариации содержания Mn не учитываются, так как эти содержания почти всегда незначительны, поэтому малы и стандартные ошибки δC_{Mn}). В табл. 3 приведены данные об аналитических погрешностях силикатных анализов диабаза w-1 и гранита g-1 (по сведениям на 1960 г.; эти данные взяты из монографии Е. Н. Ушаковой [40], стандартные отклонения частично приведены из книг Е. Н. Ушаковой [40] и Н. Л. Добрецова [33], частично рассчитаны нами). Из таблицы следует, что при оперировании весовыми процентами окислов (вес. %) максимальное стандартное отклонение $S_{\max} = 0,32$ имеет Fe³, а при оперировании числом атомов элемента, приходящимся на 100 атомов кислорода (ат./100 ат. О), $S_{\max} = 0,24$ имеет К. Округленные значения этих величин мы и принимаем за оценки погрешностей, следовательно, $\Delta C = \max_i \Delta C_i = 0,3$ вес. % или $\Delta C =$

$= 0,2$ ат./100 ат. О.

Подставляя полученные данные в формулу (2.24), имеем

$$\Delta A = \sqrt{9} \cdot 0,3 = 0,9 \text{ вес. } \%; \quad (2.26)$$

$$\Delta A = \sqrt{9} \cdot 0,2 = 0,6 \text{ ат./100 ат. О.} \quad (2.27)$$

Далее будем считать, что концентрации измерены числом атомов элемента на 100 атомов кислорода.

Очевидно, что систему следует считать химически однородной (число степеней свободы $\nu = 0$), если $A < \Delta A$, т. е. петрохимическая система является такой, если $A < 0,6$. Для химически однородных систем достаточно знания их среднего состава. Отклонения содержания элементов от средних не должны пре-

Оценка стандартных отклонений при химическом определении концентраций петрогенных элементов (по данным 1960 г.)

Химический элемент	Диабаз w-1		Гранит g-1		$S_{\max} = \Delta C_i$, вес. %	$S_{\max} = \Delta C_i$, ат./100 ат. О
	S, вес. %	S , ат./100 ат. О	S, вес. %	S , ат./100 ат. О		
Si	0,31	0,18	0,19	0,12	0,31	0,18
Ti	0,15	0,07	0,01	0,01	0,15	0,07
Al	0,26	0,18	0,22	0,17	0,26	0,18
Fe ³	0,29	0,14	0,32	0,15	0,32	0,15
Fe ²	0,18	0,10	0,09	0,05	0,18	0,10
Mg	0,13	0,12	0,11	0,10	0,13	0,12
Ca	0,15	0,10	0,11	0,08	0,15	0,10
Na	0,20	0,23	0,19	0,23	0,20	0,23
K	0,04	0,03	0,29	0,24	0,29	0,24

вышать величин ΔC_i , умноженных на три (критерий 3σ), т. е. чаще всего 0,5 ат./100 ат. О. Это значение мы принимаем за погрешность округления концентраций. Если $A > 0,6$ ат./100 ат. О (или $A > 0,9$ вес. %), то система химически неоднородна, т. е. имеет одно или несколько направлений вариаций состава.

Оценим точность определения вариационных коэффициентов в случае одноосных систем, используя формулу (2.25). Для такой оценки надо знать параметр A и абсолютное значение коэффициента b_i , поэтому оценка различна для разных систем. В табл. 4 приведены результаты расчетов абсолютной погрешности Δb и относительной погрешности $\Delta b/|b|$ для некоторых значений параметра A и коэффициента $|b|$. Указанные значения A выбраны потому, что в большинстве простых одноосных систем, как на уровне минералов, так и пород (см. главы 3, 7), параметр A колеблется именно в этих пределах, редко принимая бóльшие значения.

Из формулы (2.25) следует, что при $\Delta C = 0,2$ и $A = 1 \div 4$ минимально возможное значение погрешности вариационного коэффициента $\Delta b_{\min} = \Delta C/A_{\max} = 0,2/4 = 0,05$. Следовательно, погрешность очень редко может быть меньше чем сотые и вычисление b_i возможно лишь с точностью до десятых. Поэтому здесь и далее значения b_i округляются до десятых и минимальное значение b_i , отличное от нуля, равно 0,1. Поскольку в тренде всегда участвуют несколько элементов [это следствие равенства (1.10)], то максимальное значение $b_i \leq 0,9$. Следовательно, $0,1 \leq |b_i| \leq 0,9$, что и учтено при составлении табл. 4. Как видно из таблицы, при указанных небольших значениях A точность вычисления коэффициентов b_i очень невысокая. При $A = 1$ абсолютная погрешность $\Delta b_i < |b_i|$ (относительная погрешность менее 100 %) только для элементов с коэффициентами 0,5 и выше. Таким образом, в этом случае интенсивность вариаций настолько мала, что, по-существу, не допускает количественного расчета

ТАБЛИЦА 4

Погрешности вариационных коэффициентов
 b_i простых петрохимических систем

$$\Delta b = (\Delta C/A) (3 |b| + 1); \quad \Delta C = 0,2; \quad \Delta A = 0,6$$

A	b	Δb , ат./100 ат. O	$\Delta b / b $, %
1	0,9	0,74	32
	0,5	0,50	100
	0,1	0,26	260
2	0,9	0,37	41
	0,2	0,16	80
	0,1	0,13	130
3	0,9	0,26	29
	0,2	0,11	55
	0,1	0,09	90
4	0,9	0,18	20
	0,5	0,12	24
	0,1	0,06	60
10	0,9	0,07	8
	0,1	0,08	30

вариационных коэффициентов при достигнутой точности силикатных анализов. При $A = 2$ незначимы лишь коэффициенты $|b_i| = 0,1$, но абсолютная погрешность может достигать 0,4.

Петрохимические системы, для которых выполняется условие

$$0,6 \leq A < 2, \quad (2.28)$$

будем называть квазиоднородными и считать, что число их степеней свободы также равно нулю. Для таких систем можно качественно наметить тренд, выписывая только элементы, для которых коэффициент $|b_i| > 0,5$, с учетом знаков этих коэффициентов и в порядке убывания их значений.

В общем случае простой системы при расчетах погрешностей по формуле (2.17) будем считать систему одноосной, если

$$A_1 = \sqrt{\lambda_1} > 2; \quad A_2 = \sqrt{\lambda_2} < 0,6. \quad (2.29)$$

Если

$$A_1 > 2; \quad 0,6 \leq A_2 < 2, \quad (2.30)$$

то система квазиодноосная; для таких систем, как и для одноосных, указывается только ведущий тренд и величина A . В других случаях система многоосна.

Таким образом, результаты проведенного метрологического анализа позволяют, в частности, получить строгое решение весьма важной задачи эмпирического определения вариантности петрохимических систем (число реализованных степеней свободы), а следовательно, и установления минимального числа независимых параметров, необходимых для описания этих систем.

2.3. Анализ простых систем в режиме ковариационной и корреляционной матриц

Выше везде предполагалось, что концентрации всех элементов, составляющие матрицу состояний S , выражены в одних и тех же единицах измерения. Как указано в разделе 1.1.3, это можно осуществить при исследовании либо петрохимических систем, либо систем малых элементов, концентрации которых приведены к одной единице измерения и дисперсии соизмеримы. Выбор единицы измерения имеет в указанных случаях большое значение. Если, например, пытаться установить точные пропорции между вариациями концентраций элементов в процессе их миграции, то наиболее удобной единицей служат атомные количества, ибо основным механизмом перераспределения вещества является катионный обмен. В частности, тип изоморфного замещения в минерале нельзя рассчитать, оперируя весовыми процентами окислов. Это следует из того, что дисперсии i -го и l -го элементов, которые при переходе к другим единицам измерения концентраций, естественно, меняются, связаны с вариационными коэффициентами b_i и b_l . Например, для одноосных систем имеет место соотношение

$$\sigma_i^2/\sigma_l^2 = b_i^2/b_l^2.$$

Если стоит задача исследования системы петрогенных и малых элементов или системы малых элементов, имеющих резко разные концентрации, либо требуется оценить связи концентраций химических элементов с другими параметрами, то вследствие несоизмеримости дисперсий разных переменных и различия в масштабе измерений указанный выше метод расчета структуры системы оказывается непригодным. В этом случае необходима предварительная стандартизация переменных, т. е. приведение их к одному масштабу. Наиболее удобным способом стандартизации является деление вариаций каждого компонента на его стандартное отклонение, т. е. приведение компонентов к единичной дисперсии [частный случай выражения (1.11)]. Далее к новым переменным применяются все изложенные выше методы вычислений.

Предварительная стандартизация эквивалентна тому, что единицами измерения переменных становятся их стандартные отклонения, а в качестве исходной при расчетах служит не ковариационная, а корреляционная матрица. Несмотря на то, что формальные процедуры при работе с ковариационной и корреляционной матрицами одни и те же, эти ситуации существенно различаются по смыслу и по результатам. Отказ от учета различий в дисперсиях, являющийся следствием стандартизации вариаций, приводит к невозможности выяснить точный геохимический смысл абсолютных значений направляющих косинусов главных осей. Имеют значение лишь их знаки, которые с точностью до погрешностей остаются теми же, что и при анализе ковариационной матрицы.

Как указывалось в разделе 1.1.3, теоретически осноть системы при переходе к корреляционной матрице сохраняется. Однако практически из-за аналитических погрешностей определить осноть, осуществив этот переход, уже невозможно. Вследствие нормирования (1.11) малые вариации, связанные с аналитическими погрешностями, становятся соизмеримыми с действительными вариациями, поэтому формулы (2.26)—(2.30), позволяющие практически судить о степени однородности и осноти систем, теряют смысл. Таким образом, практически в точной оценке погрешностей коэффициентов $b_i^{(j)}$ и параметров A_j нет необходимости.

Анализ корреляционных матриц в отличие от ковариационных — это метод качественной, а не количественной оценки структуры пространства вариаций. Чтобы более объективно оценить результаты исследования по корреляционной матрице, желательно, если есть возможность, предварительно проанализировать поведение только петрогенных элементов по ковариационной матрице, выяснить осноть системы и главные оси ее изменчивости и использовать эту информацию при изучении поведения всех элементов.

2.4. Исследование сложных систем

2.4.1. Общая процедура

Изучение сложной системы, как указывалось в разделе 1.1.2, состоит в выявлении всех внутрigrупповых и междугрупповых трендов и установлении пределов вариаций вдоль соответствующих этим трендам осей. В этом случае главные оси системы в целом, выявляемые с помощью метода главных компонент, не обязаны совпадать с каким-либо из указанных трендов. Поэтому рассмотренный выше метод главных компонент в его прямом применении, т. е. вычисление общей ковариационной матрицы, определение ее собственных чисел и собственных векторов и интерпретация последних как главных направлений вариаций, дает слишком грубое приближение к реальной ситуации, что не может считаться решением задачи исследования сложной системы.

Более того, поскольку формальные главные оси определяются множеством различных причин, они, в отличие от главных трендов в простых системах, очень неустойчивы при изменении выборки. Поэтому точное количественное сравнение результатов исследования вариаций сложных систем одного и того же типа, полученных на разных выборках, оказывается затруднительным, а следовательно, результаты не являются воспроизводимыми.

Попытки содержательной интерпретации самих главных осей без проверки условия простоты системы, что чрезвычайно распространено в литературе по применению факторного анализа в геологии (эти приемы без достаточного критического анализа привнесены в геологию из психологии, для которой выявление

скрытых факторов умственной деятельности служит главной задачей), приводят к субъективности выводов и к многочисленным недоразумениям. Это серьезно препятствует широкому внедрению метода главных компонент в геологические, и в частности геохимические, исследования.

Наиболее объективным способом исследования вариаций в сложных системах представляется разделение их на простые подсистемы и изучение каждой из этих подсистем по указанной выше методике. Только после того как такое изучение проведено, можно обобщить его результаты, выявить общие особенности вариаций в разных подсистемах и их взаимосвязи, а затем использовать эти сведения для характеристики сложной системы. Множество центров эллипсоидов вариаций подсистем можно далее рассматривать как особого рода простую систему, рассчитать ее главные оси, которые являются в то же время межгрупповыми трендами исходной сложной системы.

Задача разделения сложной системы на простые с целью их дальнейшего раздельного изучения также решается методом главных компонент, но сама процедура и ее содержательный смысл существенно отличаются от случая простой системы. Основная проблема теперь состоит не в нахождении главных направлений вариаций, а в получении координатных осей, наиболее удобных с точки зрения выявления различий между подсистемами, в проектировании химических анализов на эти оси и исследовании структуры полученных фигуративных полей. Содержательного смысла координатным осям придавать не следует. Важную роль при таком анализе играет наглядность изображения фигуративных полей; в случае v -осной системы ($v > 2$) это можно осуществить только последовательным изучением системы в различных плоскостях, минимальное число которых есть $v - 1$.

Главная плоскость является оптимальной на первом шаге указанного исследования по следующим обстоятельствам. Как бы ни было велико число координатных осей пространства вариаций сложной системы, главная плоскость по определению характеризуется максимальными вариациями содержаний по сравнению с любой другой. Доля вариаций, отражаемых в этой плоскости, по отношению к суммарной вариации системы (сумма дисперсий компонент) известна: она равна сумме двух максимальных собственных чисел ковариационной матрицы $\lambda_1 + \lambda_2$. По этой величине, зная погрешность $\Delta A = \Delta(\sqrt{\lambda_1})$, можно оценить, насколько представительна данная плоскость для анализа вариаций системы и следует ли дополнительно изучать другие плоскости.

Изучение распределения фигуративных точек на главной плоскости, полученной для данной выборки химических анализов, включает определение типа системы (простая, сложная), разбиение сложной системы на подсистемы, неотличимые от простых в данной плоскости, с целью их дальнейшего автономного исследования, исключение бракованных анализов.

2.4.2. Разделение сложных систем на простые

Единственным критерием сложности системы в общем случае является наличие в главной плоскости нескольких четко обособленных областей сгущения фигуративных точек или явная тенденция точек концентрироваться вдоль нескольких (хотя, может быть, пересекающихся в одной точке) лучей. Если это наблюдается при визуальном исследовании, то соответствующее разделение легко осуществляется; в противном случае следует либо использовать дополнительную геологическую информацию, либо (при ее отсутствии) принять, что система простая v -осная (если при этом координатных осей много, более двух, то система или резко химически неравновесна, или все же неоднородна по составу, но для выявления этой неоднородности необходимы дополнительные геологические сведения).

Дополнительная геологическая информация, которая практически всегда имеется в распоряжении геохимика и существенно облегчает исследование, представляет собой предварительную разбивку химических анализов на группы по тем или иным геологическим параметрам (минеральный парагенезис, регион, возраст, генезис, фация метаморфизма и т. д.). Поскольку, как уже указывалось ранее, минерал из одного парагенезиса или минеральный парагенезис при соответствующем выборе объема элементарной области — это простые системы (если пока не принимать во внимание точность анализов), то сведения о парагенезисе используют в первую очередь. Практически процедура, впервые описанная в работе И. Н. Голынка [11], заключается в том, что при построении компонентной диаграммы группы точек, различающиеся хотя бы по одному геологическому параметру, обозначаются на диаграмме своим условным знаком и обводятся отдельным контуром, имеющим приближенно форму эллипсоида. Это значительно облегчает задачу разделения всей совокупности точек, поскольку сводит ее к задаче выявления в главной плоскости эллипсоидов с разными центрами или разной ориентировкой осей; такая задача почти всегда решается однозначно.

2.4.3. Исключение бракованных анализов

Процедура объективной отбраковки некачественных анализов важна в любом геохимическом исследовании, особенно при изучении структуры вариаций. Наличие одной-двух точек, существенно отличающихся от остальных по составу, при анализе простой системы резко меняет ориентировку главной оси эллипсоида вариаций, поскольку, как уже указывалось, эта ось соединяет наиболее удаленные точки эллипсоида. Поэтому без исключения аномальных точек мы получим ошибочное представление о закономерностях вариаций системы. Свойства компактности и односвязности эллипсоида вариаций простой системы указывают на невозможность появления изолированных точек. Изучение ком-

понентной диаграммы позволяет легко выявлять такие изолированные точки и исключать их. Если при этом меняется направление главной оси вариаций (что легко предсказать, мысленно соединив прямой две наиболее удаленные точки из оставшегося множества), то задачу следует пересчитать без указанных точек и построить новую диаграмму.

Для объективизации процедуры исключения аномальных точек следует иметь в виду, что при обычно принимающейся гипотезе о нормальном распределении аналитических погрешностей фигуративные точки с вероятностью 95 % попадают в контур эллипса с полуосями первой и второй осей, соответственно равными $a = 2\sqrt{\lambda_1}$ и $b = 2\sqrt{\lambda_2}$ (т. е. два стандартных отклонения по каждой оси). На компонентной диаграмме мы имеем общий контур фигуративного поля и частные контуры групп, различающихся по геологическим параметрам. При среднем и большом объемах выборок (более 15—20 анализов) заведомо отбрасываются все изолированные точки данной группы, расстояние от которых по прямой, соединяющей их с центром эллипса, до контура эллипса, проведенного без учета этих точек, составляет не менее половины расстояния по той же прямой от центра до контура (это точки, расположенные за пределами эллипса с осями длиной в три стандартных отклонения). Если выборка мала, критерий следует сделать более строгим: отбрасывать лишь точки, выходящие за пределы эллипса с осями длиной в четыре стандартных отклонения. Процедура чистки анализов является очень важной и обязательной составляющей предлагаемой методики; недостаточное внимание к этой процедуре, особенно на этапе исследования простых систем, может привести к ошибочным и соответственно невоспроизводимым результатам.

2.5. Общая процедура анализа вариаций

Обычной исходной информацией при геохимическом исследовании является выборка химических или количественных спектральных анализов того или иного объема, разбитая на группы, однородные по совокупности геологических параметров (проблемы, связанные с анализом полуколичественных данных, мы не рассматриваем). Разделение анализов по минеральным парагенезисам (типам пород) мы считаем обязательным (например, выделение групп по фациям метаморфизма без указания парагенезисов недопустимо). Вся информация о совокупности анализов должна быть представлена в виде таблицы, включающей названия всех выделяемых по геологическим параметрам групп, количество анализов в каждой группе и порядковые номера этих анализов. Поскольку рекомендуемая методика предусматривает обязательное использование ЭВМ, исходные анализы должны быть подготовлены к вводу в ЭВМ (переведены на машинные перфокарты или перфоленту) в полном соответствии с таблицей, включая

разбивку на группы. При наличии большого массива информации желательно предварительно записать его на внешнем носителе ЭВМ.

Отметим, что, за исключением обоснования процедуры отборки одиночных анализов, рекомендуемая методика базируется на сугубо детерминированных моделях, не оперирующих с понятием случайной величины. Выборка также не рассматривается как случайная, поэтому в формулы погрешностей основных параметров (см. раздел 2.2) число анализов не входит. Для выявления общих особенностей вариаций простой системы достаточно в принципе иметь четыре—шесть анализов, но отобранных целенаправленно. Отбор проб должен осуществляться по возможности в направлениях максимальных градиентов концентраций с обязательным опробованием всех разновидностей пород по составу (что обычно и осуществляется при геохимическом опробовании). Процедура опробования, удовлетворяющая таким требованиям, очевидно, более адекватна задачам и практике геохимических исследований, чем случайный пробоотбор, и позволяет значительно сократить минимально необходимое число проб по сравнению с требуемым при статистическом подходе.

Поскольку часто приходится проводить геохимическое изучение уже имеющихся анализов с неизвестной схемой опробования, элемент случайности в выборке, разумеется, содержится и не может не влиять на результаты. В первую очередь это относится к определению длин главных осей вариаций, а следовательно, и осности системы, так как сами направления осей, если параметр A_i превышает некоторый минимум, устойчивы. Однако ошибки в определении значений этих параметров возможны лишь в сторону их уменьшения, что может привести к ошибочному понижению осности системы или отнесению в действительности неоднородной системы к типу однородных или квазиоднородных. В принципе это не слишком опасно, если иметь в виду возможность такой ошибки и повторить анализ «однородных» систем при получении дополнительной информации.

Первая проблема, которая возникает в начале исследования,— это выбор режима обработки данных (анализ ковариационной или корреляционной матрицы). При изучении поведения петрогенных элементов использование ковариационной матрицы по указанным выше причинам всегда более предпочтительно, однако в этом случае прежде всего желательно выразить концентрации в атомных количествах как при анализе минералов, так и пород. Число атомов кислорода, на которое ведется пересчет, не играет роли при решении рассматриваемых задач (удобнее вести расчет на 10 или 100 атомов кислорода). Если исследуются малые элементы, то выбор режима зависит от конкретной задачи и набора этих элементов (при общем геохимическом исследовании, главной целью которого является классификация анализов, достаточно изучить корреляционную матрицу и сделать качественные выводы о закономерностях вариаций; при детальном анализе взаимосвязей

элементов в отдельных группах, если дисперсии этих элементов соизмеримы, следует использовать ковариационную матрицу при условии выбора общей единицы измерения концентраций). Если, наконец, петрогенные и малые элементы исследуются совместно, то возможен анализ лишь корреляционной матрицы.

После выбора режима изучение ведется в предлагаемой последовательности.

1. Обработка объединенной совокупности анализов по методу главных компонент. При этом вычисляются направляющие косинусы $b_i^{(j)}$ главных осей в исходном пространстве вариаций, длины этих осей, процентный вклад их в суммарную дисперсию и проекции всех точек на эти оси.

2. Построение общей компонентной диаграммы путем нанесения проекций всех точек на плоскость первых двух осей, которые рассматриваются в качестве координатных осей x и y . На диаграмме оконтуриваются отдельно поля всех групп, различающихся по геологическим характеристикам. Направляющие косинусы, для удобства умноженные на 100, сопровождаются обозначением соответствующего химического элемента, положительные — у положительного конца данной оси, отрицательные — у отрицательного. Это позволяет по ориентировке главной оси любого эллипса на диаграмме качественно оценивать, какие элементы участвуют в вариациях и в каких соотношениях, а также судить о различиях в средних составах разных групп по ориентировке соединяющего центры их полей отрезка. На диаграмму выносятся значения параметров A_1 и A_2 (полудлины осей эллипса вариаций), а также B_1 и B_2 (процентные вклады осей в суммарную дисперсию). Первые два параметра отражают общую степень дифференцированности составов, а сумма $B_1 + B_2$, как уже указывалось, позволяет судить о представительности данной главной плоскости при анализе общей дисперсии.

Кроме того, на диаграмме проставляют координаты нулевой точки x и y , которые находят по формулам

$$\bar{x} = \sum b_i^{(1)} \bar{C}_i; \quad \bar{y} = \sum b_i^{(2)} \bar{C}_i,$$

где \bar{C}_i — среднее содержание i -го элемента в данной выборке.

Эти координаты необходимы, чтобы впоследствии на диаграмму можно было нанести новые химические анализы, не подвергавшиеся обработке [37].

При использовании ковариационной матрицы абсциссу x и ординату y фигуративной точки анализа находят по формулам

$$x = \sum b_i^{(1)} C_i - \bar{x}; \quad (2.31)$$

$$y = \sum b_i^{(2)} C_i - \bar{y}. \quad (2.32)$$

В этих формулах C_i — концентрация i -го элемента в анализе; $\{b_i^{(j)}\}$, $j = 1, 2$, — набор направляющих косинусов, выписанный у концов осей.

Если диаграмма построена по результатам обработки корреляционной матрицы, то направляющие косинусы $b_i^{(j)}$ нельзя использовать для нанесения новых анализов. Соответствующие коэффициенты $\hat{b}_i^{(j)}, j = 1, 2$, получают путем деления коэффициентов $b_i^{(j)}$ на стандартные отклонения переменных: $\hat{b}_i^{(j)} = b_i^{(j)}/\sigma_i$, и записывают у концов осей вместе с символом данного химического элемента. Именно коэффициенты $\hat{b}_i^{(j)}$ представлены на диаграммах в главе 9 (в скобках над символами элементов).

3. Отбрасывание изолированных точек указанным выше способом. Если это отбрасывание может привести к изменению главных осей, то первый и второй этапы необходимо повторить, исключив из выборки отбракованные анализы. С целью экономии времени удобно в течение каждого этапа обработки выборки на ЭВМ получать на выходе вариационную диаграмму, представляющую собой графическое изображение проекций всех точек на главную плоскость без разделения анализов на группы. Визуальное изучение такой диаграммы позволяет быстро оценить конфигурацию общего поля и выявить изолированные точки. Их следует сразу же отбросить (это можно сделать автоматически) и повторить расчеты, еще не приступая ко второму этапу процедуры.

4. Выявление различий в расположении центров и ориентировке фигуративных полей отдельных групп. Если такие различия обнаруживаются, то выделяют группы полей со сходной ориентировкой главных осей эллипсов. Изометричные поля рассматривают в составе тех анизотропных полей, к которым они ближе всего по положению центра.

На втором цикле обработки выполняются первый — четвертый этапы отдельно по отношению к каждой выявленной на первом цикле группе полей и т. д., пока не окажется, что на каждой диаграмме последнего цикла изображена простая система, поскольку эллипсы всех исходных групп нацело перекрываются или остается поле одной исходной группы, причем явной неоднородности поля не наблюдается. Это означает, что задача разделения сложной системы на простые решена и можно перейти к исследованию простых подсистем.

5. Исследование всех выделенных простых подсистем. Определяется осноть каждой подсистемы. Если подсистема однородна или квазиоднородна, то отмечается только ее состав. Для одноосной подсистемы указываются средний состав, набор вариационных коэффициентов, крайние точки отрезка вариаций и параметры A и B . Многоосные системы в принципе требуют указания всех главных осей и их длин, но в ряде случаев достаточно ограничиться определением ведущего направления изменчивости. Таким образом достигается полное описание простых подсистем и тем самым устанавливается характеристика внутригрупповых трендов всей сложной системы.

При работе в режиме корреляционной матрицы осность системы не определяется. Дается лишь качественная характеристика одного или нескольких ведущих трендов, вносящих основной вклад в дисперсию.

6. Обработка средних составов всех подсистем по аналогичной методике. Результатом такой обработки является характеристика межгрупповых трендов сложной системы. Наилучшим параметром, выражающим различия между подсистемами, является отношение суммы концентраций элементов, которым соответствуют положительные направляющие косинусы оси, соединяющей центры подсистем, к сумме концентраций элементов с отрицательными косинусами.

7. Сведение в таблицу результатов всех циклов обработки раздельно для однородных, одноосных и многоосных подсистем. Построение классификации простых подсистем по типам трендов и различиям в составах с выделением геохимических типов, групп, видов и т. д. Уточненные границы всех выделенных геохимических типов подсистем и главные оси их эллипсов выносят на одну или несколько окончательных компонентных диаграмм, которые служат, с одной стороны, для наглядного изображения общих особенностей вариаций, а с другой — для диагностики новых химических анализов.

Заметим, что мы привели полную последовательность всех процедур анализа вариаций. В зависимости от конкретной задачи исследование может быть остановлено на любом из этапов. При изучении общих вариаций химического состава сложных систем может оказаться необязательным исследование простых подсистем. Наоборот, при изучении основных типов трендов в простых системах достаточно лишь проверить выполнение условий простоты и отсутствия изолированных точек для каждой изучаемой группы, а далее ограничиться отдельным исследованием групп.

Поскольку для каждого химического анализа можно найти его проекцию на любой из выделенных трендов, характеризующий определенную тенденцию изменения составов, то при известных координатах точек опробования эти проекции можно закартировать. Следовательно, можно составлять карты вариаций, связанных с тем или иным геохимическим процессом, в частности с наложенными метасоматическими преобразованиями.

ГЛАВА 3

ГРАНАТЫ

3.1. Общие замечания

Минералам соответствуют геохимические системы, размер элементарной области которых (см. раздел 1.1.1) значительно превышает размеры кристаллической решетки, но не достигает размеров минеральных зерен. Вариации химического состава минералов определяются главным образом изоморфными замещениями, поэтому исследование вариаций состава означает не что иное, как выявление типов реализованных изоморфных замещений. Такое исследование в минералах сложного состава из разных парагенезисов важно не только с кристаллохимических позиций. Оно имеет большое значение для установления закономерностей изменчивости состава и условий образования пород, а также для выяснения особенностей перераспределения в них малых элементов. Тем не менее до сих пор не существует способов удовлетворительного решения этой проблемы по данным химических анализов, хотя возможные типы изоморфных замещений известны из кристаллохимии.

В последние годы для выявления главных типов изоморфных замещений стали использовать корреляционный анализ [33, 36, 40]. Однако таким образом удастся установить лишь наиболее резко выраженные простые замещения, причем приходится привлекать целый ряд не всегда достаточно однозначных косвенных соображений. Различия в схемах изоморфизма в зависимости от минерального парагенезиса таким способом выявить очень трудно.

С помощью предлагаемой нами методики можно получить оптимальное решение рассматриваемой задачи. Пусть в минерале, в состав которого входят n химических элементов, осуществляется сложное изоморфное замещение, в котором участвуют m элементов в соответствии с коэффициентами b_i (для не участвующих в замещении элементов полагаем $b_i = 0$). Зафиксируем некоторый начальный состав минерала C_0 (предполагается, что концентрации измерены в формульных коэффициентах). Тогда изменение состава минерала в результате замещения можно выразить системой уравнений

$$\begin{aligned} \Delta C_i / \Delta C_j &= b_i / b_j, & i, j &= 1, 2, \dots, m; \\ \Delta C_k &= 0, & k &= m + 1, m + 2, \dots, n, \end{aligned} \quad (3.1)$$

где $\Delta C_i = C_i - C_{0i}$ — вариация i -го элемента.

Нетрудно видеть, что эти уравнения эквивалентны выражению (1.4), характеризующему одноосные геохимические системы. Следовательно, коэффициенты b_i , отражающие пропорции i -го элемента в замещении, представляют собой не что иное, как вариационные коэффициенты (см. раздел 1.1.2). Таким образом, с помощью изложенной в главе 2 методики можно по выборке химических анализов конкретного минерала выявить простые одноосные системы и для каждой из них определить набор вариационных коэффициентов (тип изоморфного замещения), параметр $\psi_{\max} = A$ (интенсивность замещения) и состав крайних членов. В результате появляется возможность строить классификацию минералов по составу и типам изоморфных замещений и с помощью компонентных диаграмм осуществлять диагностику выделенных типов.

При этом к изоморфным мы относили только такие замещения, которые имеют место в минерале из одного минерального парагенезиса и характеризуются непрерывностью изменения состава минерала (внутригрупповые тренды). Изменения состава минерала при смене парагенезиса, носящие часто скачкообразный характер (межгрупповые тренды), рассматривались в качестве особых направлений вариаций, обусловленных изменениями состава системы. Как будет видно из примеров, довольно большое число замещений, которые считаются в настоящее время изоморфными, в действительности относятся ко второму типу («межпарагенные» замещения).

Будем считать, что в состав граната входят восемь компонентов: Si, Ti, Al, Fe³, Fe², Mn, Mg, Ca, поскольку Na и K, если и присутствуют иногда в незначительных количествах в решетке граната, заведомо не влияют на изоморфные замещения из-за малой дисперсии. Из кристаллохимической формулы гранатов (кроме титанистых) вытекают следующие соотношения:

$$\sum_i C_i Z_i = 24; \quad (3.2)$$

$$\sum R^{2+} = 3; \quad (3.3)$$

$$\sum R^{3+} = 2; \quad (3.4)$$

$$\Delta C_{\text{Si}} = 0; \quad (3.5)$$

$$\Delta C_{\text{Ti}} = 0, \quad (3.6)$$

где Z_i — заряд i -го катиона.

Таким образом, гранат — это система обычно из восьми компонентов, содержания которых связаны пятью уравнениями. Такая система имеет не более трех степеней свободы, т. е. всю изменчивость состава гранатов (без титанистых) можно изобразить в трехмерном координатном пространстве.

Из уравнений (3.2) и (3.6) можно получить следующие соотношения для коэффициентов b_i , с которыми элементы входят в замещение:

$$\sum_i b_i Z_i = 0; \quad (3.7)$$

$$\sum b_{R^{2+}} = 0; \quad (3.8)$$

$$\sum b_{R^{2+}} = 0, \text{ т. е. } b_{Al} = -b_{Fe^{2+}}; \quad (3.9)$$

$$b_{Si} = b_{Ti} = 0. \quad (3.10)$$

Проверка выполнения этих уравнений с точностью до аналитических погрешностей после расчета вариационных коэффициентов b_i по методу главных компонент служит средством контроля, с одной стороны, качества анализов, а с другой — правильности теоретических предположений о характере изоморфизмов в гранатах.

Проведенные нами предварительные расчеты коэффициентов для разных групп пород, представленных в исходной выборке, выявили наличие отклонений от соотношений (3.7) — (3.10), особенно для Si, Al и Fe^3 , что связано с неудовлетворительным качеством ряда анализов. Н. В. Соболевым [36] не предъявлялось жестких требований к качеству анализов, поскольку избыток Si и ошибки в определении Fe^3 корректировались при пересчете на кристаллохимическую формулу и при вычислении средних по группам большого влияния на результаты оказать не могли. В нашем случае любое отклонение от уравнений (3.2) — (3.6) из-за наличия посторонних включений в гранатах вызывало искажение характера замещений и ложное вхождение Si, Al и Fe^3 в формулу замещения. Поэтому была осуществлена дополнительная чистка анализов. Были выброшены все анализы (кроме анализов гранатов щелочных пород), в которых отклонения от теоретических величин хотя бы в одном из уравнений (3.3) — (3.6) по абсолютному значению были больше 0,1, а в уравнении (3.2) — больше 0,25 (погрешность округления, заведомо превышающая аналитическую). Кроме того, в процессе обработки данных в ряде групп выявились отдельные анализы, которые хотя и удовлетворяли уравнениям (3.2) — (3.6), но резко отличались от остальных. Эти анализы также отбрасывались. Были исключены из рассмотрения редкие группы, представленные всего двумя-тремя доброкачественными анализами: гранаты эклогитоподобных пород с кислым плагноклазом, хлоритовых сланцев, графитовых кварцитов, колчеданных жил, а также кодуриты, эвлизиты. Окончательная обработка осуществлялась по 926 анализам, охватившим 26 типов пород (табл. 5, 6).

Классификация гранатов по типам изоморфных замещений

Группы			Парагенетические типы				
Номер группы	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение	Номер типа	Крайние члены, ат./10 ф.; $\sum C_i = \pm 2$	Тип породы (парагенезис)	Параметр А, ат./1000 ат. О	Объем выборки

СЕРИЯ А. ПИРАЛЬСПИТЫ. ГЛАВНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ С УЧАСТИЕМ Mg, Fe²РЯД I. МАФИТ-ГРАНАТЫ, Mg ↔ Fe²

1	—	$\frac{Mg}{Fe^2}$	1	$Ca_2Mg_{17}Fe_{11}^{2+}Al_{20}$ *	Гранулиты и чарнокиты, биотитовые гнейсы с силлиманитом	35	34
			2	$Ca_2Mg_{12}Fe_{17}^{2+}Al_{20}$ $Ca_2Mg_3Fe_{25}^{2+}Al_{20}$	Биотитовые гнейсы, в том числе с корднеритом, гиперстеном	30	137
			3	$Ca_2Mg_9Fe_{19}^{2+}Fe_1^{3+}Al_{19}$ $Ca_2Mg_2Mn_1Fe_{25}^{2+}Fe_1^{3+}Al_{19}$	Граниты, керамические пегматиты, слюдяные сланцы	20	21
			4	$Ca_1Mg_6Mn_1Fe_{22}^{2+}Al_{20}$ $Ca_1Mn_1Fe_{28}^{2+}Al_{20}$	Роговики	20	8
			5	$Ca_5Mg_{14}Fe_{11}^{2+}Al_{20}$ $Ca_6Mg_2Fe_{22}^{2+}Al_{20}$	Двупироксеновые и гиперстен-амфиболовые гнейсы	45	35
2	$\frac{Mg}{Ca}$	$\frac{8Mg}{5Fe^2 + 3Ca}$	6	$Ca_4Mg_{13}Fe_{13}^{2+}Al_{20}$ $Ca_8Mg_4Fe_{18}^{2+}Al_{20}$	Эклогиты метаморфических комплексов	35	17

* Содержание Si везде, где оно не указано, составляет 30 ат./10 ф. (30 атомов на 10 кристаллохимических формул).

Группы			Парагенетические типы				
Номер группы	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение	Номер типа	Крайние члены, ат./10 ф.; $\delta C_i = \pm 2$	Тип породы (парагенезис)	Параметр А, ат./1000 ат. О	Объем выборки
РЯД II. КАЛЬФИТ-ГРАНАТЫ, Ca ↔ Fe ²⁺							
3		$\frac{Ca}{Fe^2}$	7	$Ca_{12}Mg_3Mn_1Fe_{14}^2Fe_2^3Al_{18}$ $Ca_4Mg_3Mn_1Fe_{22}^2Fe_1^3Al_{19}$	Амфиболиты, амфиболовые гнейсы, глаукофановые сланцы	25	74
4	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{Mg + Ca}{2Fe^2}$	8	$Ca_{10}Mg_6Mn_1Fe_{13}^2Al_{20}$ $Ca_6Mg_2Mn_2Fe_{20}^2Al_{20}$	Диопсид-плагноклазовые породы	20	14
РЯД III. МАНГАНОФИТ-ГРАНАТЫ, Fe ²⁺ ↔ Mn							
5		$\frac{Fe^2}{Mn}$	9	$Ca_2Mg_2Mn_1Fe_{25}^2Al_{20}$ $Ca_4Mg_3Mn_8Fe_{15}^2Al_{20}$	Мусковитсодержащие граниты, слюдяные сланцы	30	7
			10	$Ca_2Mg_2Mn_2Fe_{24}^2Fe_1^3Al_{19}$ $Ca_1Mg_1Mn_{14}Fe_{14}^2Fe_1^3Al_{19}$	Мусковитовые пегматиты	35	41
			11	$Ca_1Mg_1Mn_{12}Fe_{16}^2Fe_1^3Al_{19}$ $Ca_2Mg_1Mn_{22}Fe_5^2Fe_2^3Al_{18}$	Редкометалльные пегматиты	30	35
			12	$Ca_1Mn_{23}Fe_6^2Al_{20}$ $Ca_1Mn_{29}Al_{20}$	Редкометалльные пегматиты	25	11

Группы			Парагенетические типы				
Номер группы	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение	Номер типа	Крайние члены, ат./10 ф.; $\delta C_i = \pm 2$	Тип породы (парагенезис)	Параметр А, ат./1000 ат. О	Объем выборки

СЕРИЯ Б. ГРАНДИТЫ. ГЛАВНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ БЕЗ УЧАСТИЯ Mg, Fe²

РЯД IV. СПЕССАРТИН-ГРОССУЛЯР, Mn ↔ Ca

6		$\frac{\text{Mn}}{\text{Ca}}$	13	$\frac{\text{Ca}_9\text{Mg}_1\text{Mn}_{16}\text{Fe}_4^2\text{Fe}_2^3\text{Al}_{18}}{\text{Ca}_{24}\text{Mg}_1\text{Fe}_5^2\text{Fe}_3^3\text{Al}_{17}}$	Богатые марганцем породы, частично скарны и диопсид-анортитовые породы	50	14
---	--	-------------------------------	----	--	--	----	----

РЯД V. ГРОССУЛЯР-АНДРАДИТ, Al ↔ Fe³

7		$\frac{\text{Al}}{\text{Fe}^3}$	14	$\frac{\text{Ca}_{30}\text{Al}_{20}}{\text{Ca}_{30}\text{Fe}_{20}^3}$	Скарны, серпентиновые сланцы, известково-силикатные породы, скарноиды	75	265
8	$\frac{\text{Si (Al)}}{\text{Ti}}$	$\frac{9\text{Al} + 4\text{Si}}{8\text{Fe}^3 + 5\text{Ti}}$	15	$\frac{\text{Ca}_{30}\text{Fe}_{10}^3\text{Al}_9\text{Ti}_2\text{Si}_{29}}{\text{Ca}_{30}\text{Fe}_{18}^3\text{Ti}_7\text{Si}_{25}}$	Щелочные породы	30	17

РЯД VI. ШОРЛОМИТЫ, Si ↔ Ti

9	$\frac{\text{Al}}{\text{Fe}^3\text{Ti}} + \frac{\text{MgFe}^2}{\text{Ca}}$	$\frac{8\text{Si} + 7\text{Al} + 2\text{Mg} + 2\text{Fe}^2}{10\text{Ti} + 5\text{Fe}^3 + 4\text{Ca}}$	16	$\frac{\text{Ca}_{24}\text{Mg}_4\text{Fe}_2^2\text{Fe}_9^3\text{Al}_7\text{Ti}_4\text{Si}_{30}}{\text{Ca}_{28}\text{Mg}_2\text{Fe}_{14}^3\text{Ti}_{14}\text{Si}_{22}}$	Щелочные породы, главным образом щелочные пегматиты, ийолиты, мельтейгиты	30	25
---	--	---	----	---	---	----	----

ТАБЛИЦА 6

Парагенетические типы гранатов постоянного состава

№ п/п	Номер типа	Состав, ат./10 ф.; $\delta C_i = \pm 2$	Тип породы	Объем выборки
Пиропы				
1	17	$Ca_4Mg_{22}Fe_4^2Fe_1^3Al_{19}$	Ультраосновные породы, серпентиниты	30
2	18	$Ca_4Mg_{20}Fe_6^2Fe_2^3Al_{18}$	Кимберлиты	36
3	19	$Ca_6Mg_{15}Fe_9^2Al_{20}$	Эклогиты, связанные с кимберлитами	15
4	20	$Ca_8Mg_{12}Fe_{10}^2Fe_1^3Al_{19}$	Дистеновые эклогиты	4
Альмандины				
5	21	$Ca_2Mg_3Fe_{25}^2Al_{20}$	Грюнеритовые породы	6
6	22	$Ca_2Mg_3Mn_2Fe_{23}^2Al_{20}$	Кислые эффузивы, бедные кальцием	14
7	23	$Ca_2Mg_6Fe_{22}^2Al_{20}$	Дистеновые породы	10
8	24	$Ca_4Mg_4Mn_1Fe_{21}^2Al_{20}$	Ставролит-дистеновые и ставролит-плагноклазовые породы, кислые эффузивы, богатые кальцием, гранаткуммингтонитовые метасоматиты	44
Гроссуляр-альмандины				
9	25	$Ca_{13}Mg_1Fe_{16}^2Al_{20}$	Диопсид-анортитовые породы	3
Гроссуляры				
10	26	$Ca_{30}Al_{20}$	Мраморы	9

3.2. Классификация гранатов

В результате обработки анализов выяснилось, что в 10 минеральных парагенезисах состав гранатов можно считать постоянным, т. е. значение параметра A во всех этих группах пород меньше 20. В остальных группах с точностью до аналитических погрешностей выявилось наличие единственного замещения (одна степень свободы). Исключение составила лишь группа слюдяных сланцев (две степени свободы), сложность замещений в которой, по-видимому, связана с ее неоднородностью, однако данных для выделения подгрупп в пределах этой группы недостаточно.

Для получения коэффициентов в суммарных замещениях выданные ЭВМ компоненты первого собственного вектора ковариационной матрицы округлялись до первой значащей цифры

($\delta b_i = 0,1$) и умножались на 10. Округление проводилось с тем расчетом, чтобы максимально удовлетворить уравнениям (3.7)—(3.10). Затем все коэффициенты сокращались на общий множитель, если это было возможно. Далее по экстремальной проекции на первую главную компоненту (эти проекции для всех точек выдаются ЭВМ) выявлялись анализы, наиболее близкие к начальному и конечному членам данного парагенетического типа. В их формулы включались только те химические элементы, которым соответствовали значащие коэффициенты b_i и концентрации которых в крайних членах различались не менее чем на два атома* ($\text{ошибка округления } \delta C_i = \pm 1$).

Как можно видеть, приведенные в табл. 5 замещения удовлетворяют уравнениям (3.7)—(3.10) для всех групп, кроме титанистых гранатов. Для этой группы, если считать титан, идущий на замещение алюминия, трехвалентным, не выполняется только уравнение (3.10) из-за участия кремния в замещении. Таким образом, для гранатов различия действительных и теоретических изоморфных замещений не выходят за пределы аналитических погрешностей.

Классификация гранатов строилась исходя из следующих принципов. Ряд выделялся по ведущему простому замещению. Если это замещение не было единственным, то по сопутствующему замещению в пределах ряда отмечались группы. Парагенетические типы в пределах групп указывались по различиям в составе крайних членов.

Ряды объединены в две известные серии: пиральспиты и гранднты. Как хорошо видно на общей компонентной диаграмме гранатов (рис. 1), выделение этих серий целесообразно, так как они резко различаются и по общему типу замещений (обмен катионами R^{2+} в первом случае и R^{3+} во втором), и по составу (полное разделение фигуративных полей), и по парагенезисам. Поэтому нельзя согласиться с Н. В. Соболевым [36] относительно неэффективности классификации гранатов на пиральспиты и гранднты. Такое разделение оправданно, но именно в ранге серий, каждая из которых включает несколько рядов гранатов.

Среди пиральспитов (рис. 2) выделено три ряда: мафит-гранаты, кальцит-гранаты и мангановит-гранаты с замещениями $Mg \leftrightarrow Fe^2$, $Ca \leftrightarrow Fe^2$ и $Mn \leftrightarrow Fe^2$ соответственно. Первый и третий ряды известны (пироп—альмандин и спессартин—альмандин). Самостоятельный ряд кальцит-гранатов с единственным замещением $Ca \leftrightarrow Fe^2$ выделяется впервые. Гранаты амфиболитов, принадлежащие этому ряду, по существующим классификациям рассматриваются как члены ряда пироп—альмандин с повышенным содержанием гроссулярового компонента. Нам представляется неудачным использование названия пироп—альмандин для всего ряда мафит-гранатов, поскольку состав крайних членов в преде-

* Содержания выражены числом атомов на 10 кристаллохимических формул (ат./10 ф.).

лах этого ряда различен для разных парагенетических типов и определяется содержанием Са. Только парагенетические типы 1—4 с содержанием Са не более одного-двух атомов действительно принадлежат ряду пироп—альмандин. В двупироксеновых гнейсах (тип 5) содержание Са составляет пять-шесть атомов, а в эклогитах метаморфических комплексов (тип 6) — четыре-восемь атомов. Название мафит-гранаты более удобно с геохимической точки зрения. По аналогии термин мангановит-гранаты предлагается в качестве синонима гранатов ряда альмандин—спессартин.

В ряду мангановит-гранатов замещение $Mn \leftrightarrow Fe^2$ единственное. Вслед за Н. В. Соболевым мы выделяем в этом ряду четыре парагенетических типа по составу крайних членов. В ряду мафит-гранатов кроме группы 1 (пять парагенетических типов), в которой замещение $Mg \leftrightarrow Fe^2$ единственное, выделяется группа 2, представленная одним парагенетическим типом (гранаты метаморфических эклогитов). В этой группе одновременно с замещением $Mg \leftrightarrow Fe^2$ осуществляется согласованное замещение $Mg \leftrightarrow Ca$ в указанных в табл. 5 пропорциях. На две группы, по одному парагенетическому типу в каждой, разделились и кальцит-гранаты. Если в гранатах амфиболитов замещение $Ca \leftrightarrow Fe^2$ единственное, то в диопсид-плаггиоклазовых породах (гранулитовая фация) в равных пропорциях осуществляются два замещения: $Ca \leftrightarrow Fe^2$ и $Mg \leftrightarrow Fe^2$. Таким образом, эта группа является переходной между мафит- и кальцит-гранатами. Она отнесена нами к ряду кальцит-гранатов вследствие большей близости к нему по среднему составу, а также парагенетического единства пород этой группы с диопсид-анортитовыми породами (тип 25, табл. 6). Тип 25 рассмотрен в группе гранатов постоянного состава, поскольку из-за малого числа анализов (три) замещение в нем нельзя оценить надежно. Но положение и ориентировка фигуративного поля этого типа на компонентной диаграмме (рис. 3) указывают на преобладание в нем замещения $Ca \leftrightarrow Fe^2$.

В серии гранитов (рис. 4) выделяются три ряда. Это, прежде всего, ряд спессартин—гроссуляр, представленный одним парагенетическим типом 13, в котором замещение $Mn \leftrightarrow Ca$ единственное. Этот ряд по типу замещения (двухзарядные катионы) следовало бы отнести к серии пиральспитов, но по составу гранаты этого ряда близки к гроссулярам. Как видно на общей компонентной диаграмме (см. рис. 1), соответствующее ряду спессартин—гроссуляр фигуративное поле заполняет разрыв между полями пиральспитов и гранитов, тяготея к последнему. В целом этот ряд следует рассматривать как переходный. Единственность замещения $Mn \leftrightarrow Ca$ подтверждает данные Н. В. Соболева о принадлежности гранатов данного состава именно к ряду спессартин—гроссуляр и об отсутствии, таким образом, ряда спандитов. Однако парагенетический тип 13 не является чистым представителем ряда спессартин—гроссуляр, поскольку в состав гранатов входит не участвующее в замещении железо Fe^3 в количестве трех-четырех атомов.

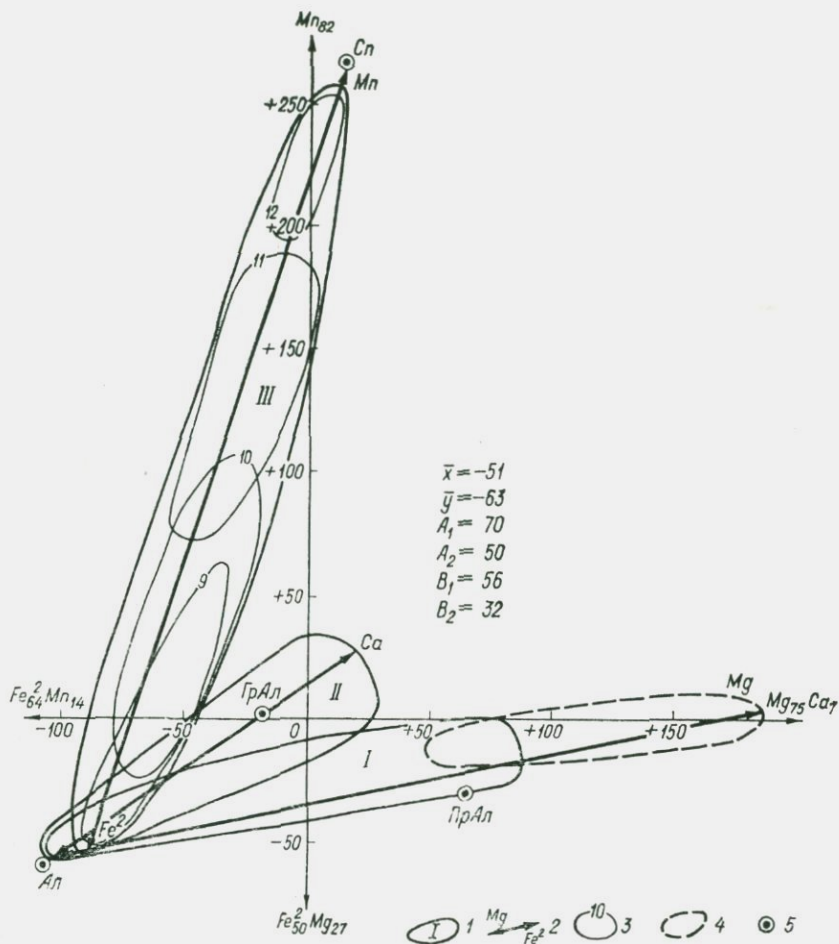


Рис. 2. Компонентная диаграмма пиральспитов.

Усл. обозначения 1—3, 5 — см. на рис. 1; 4 — общая граница поля пиропов (типы 17—20, табл. 6).

Собственно гранднты представлены двумя группами. К первой относится подавляющее большинство гранатов ряда гроссуляр — андрацит с единственным замещением $Al \leftrightarrow Fe^3$. Мы не стали выделять в пределах этой группы различные парагенетические типы, поскольку такая операция проделана Н. В. Соболевым [36]. Вторую группу составляют меланиты, особенности состава которых и соотношения с шорломитами следует рассмотреть более подробно.

Замещения в титанистых гранатах, характерных для щелочных пород, наиболее сложны и до сих пор дискуссионны. Результаты обработки позволили разделить эти гранаты на две группы, соот-

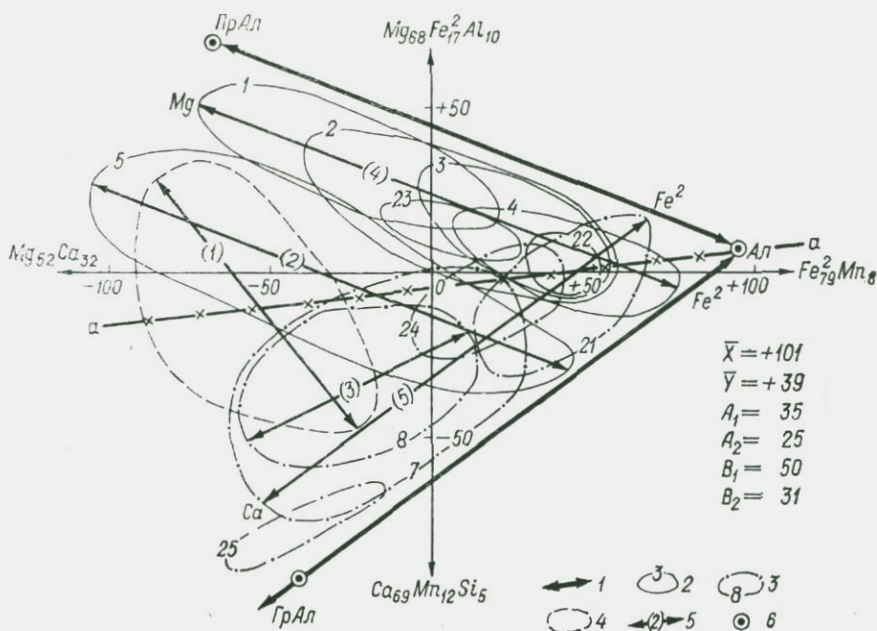


Рис. 3. Компонентная диаграмма мафит- и кальцит-гранатов.

1 — оси, на которых располагаются теоретические составы гранатов рядов альмандин—пироп и альмандин—гроссуляра; 2 — фигуративные поля парагенетических типов мафит-гранатов (здесь и ниже номера типов соответствуют приведенным в табл. 5 и 6); 3 — границы фигуративных полей парагенетических типов кальцит-гранатов; 4 — граница фигуративного поля эклогитов метаморфических комплексов (тип 6); 5 — главные оси изменчивости составов гранатов: (1) — эклогитов, (2) — двупироксеновых гнейсов, (3) — диопсид-плагноклазовых пород, (4) — пород кислого состава амфиболитовой и гранулитовой фаций, (5) — амфиболитов и остальных типов кальцит-гранатов; 6 — фигуративные точки крайних членов (см. рис. 1).

ветствующие по составу известному делению титанистых гранатов на меланиты (группа 8) и шорломиты (группа 9). Как видно из табл. 5, в обеих группах одновременно осуществляются замещения $Si \leftrightarrow Ti$ и $Al \leftrightarrow Fe^3 + Ti$, однако количественные соотношения между элементами в замещениях различны. В меланитах ведущим служит замещение $Al \leftrightarrow Fe^3$; замещение $Si \leftrightarrow Ti$ является сопутствующим и находится с первым в соотношении 1 : 2, при этом один из девяти атомов Al замещается Ti. Таким образом, меланиты следует рассматривать в качестве отдельной группы в ряду гроссуляр-андрадитов, что нами и сделано. В шорломитах главным является замещение $Si \leftrightarrow Ti$, сопутствующими $Al \leftrightarrow Fe^3$ (в пропорции к главному 5 : 8) и $Al \leftrightarrow Ti$ (в пропорции 1 : 4). Кроме того, в отличие от меланитов шорломиты не являются полнокальцевыми, они содержат в сумме до шести атомов Mg и Fe^2 . Одновременно с увеличением Ti атомы Mg и Fe^2 в решетке замещаются Ca, так что наиболее титанистые члены группы являются и более кальцевыми (до полнокальцевых). Следовательно, шорломиты представляют собой самостоятельный ряд.

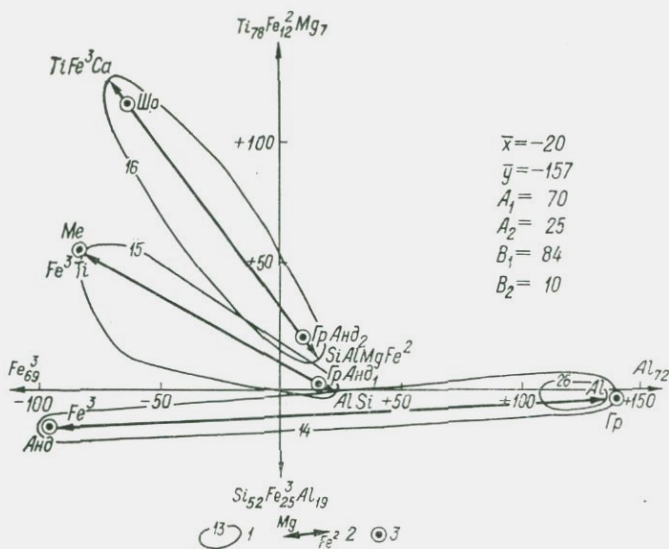


Рис. 4. Компонентная диаграмма гранитов.

1 — фигуративные поля парагенетических типов (номера типов те же, что в табл. 5 и 6); 2 — главные оси изменчивости составов; 3 — фигуративные точки крайних членов; *Гр* — гроссуляр, *Анд* — андрадит, *Ме* — меланит ($\text{Ca}_{30}\text{Fe}_{18}\text{Ti}_7\text{Si}_{25}\text{O}_{120}$), *Шо* — шорломит ($\text{Ca}_{28}\text{Mg}_2\text{Fe}_{14}\text{Ti}_{14}\text{Si}_{22}\text{O}_{120}$), *ГрАнд*₁ — гроссуляр—андрадит ($\text{Ca}_{30}\text{Fe}_{10}\text{Al}_9\text{Ti}_2\text{Si}_{20}\text{O}_{120}$), *ГрАнд*₂ — гроссуляр—андрадит ($\text{Ca}_{24}\text{Mg}_4\text{Fe}_{2}\text{Fe}_{9}^3\text{Al}_7\text{Ti}_4\text{Si}_{30}\text{O}_{120}$).

Следует предполагать, что титан, замещающий алюминий, должен быть трехвалентным, а замещающий кремний, — четырехвалентным, поскольку при этом условии нейтрализации суммарного заряда выполняется наилучшим образом. Хотя из-за возможного влияния аналитических погрешностей данный вывод требует проверки, его дополнительным подтверждением является следующее. В шорломитах замещение $\text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Ti}$ играет большую роль, чем в меланитах, следовательно, в шорломитах должно быть больше Ti^{3+} и его содержание должно находиться в прямой зависимости от суммарного содержания Ti . Последний факт был ранее установлен А. А. Кухаренко [21].

Кроме шести рядов гранатов, в которых наблюдается непрерывное изменение составов между крайними членами, нами выделено 10 парагенетических типов гранатов постоянного состава (см. табл. 6). Парагенетические типы 17—20 представлены пиропами. Различия между гранатами ультраосновных пород и кимберлитов находятся на грани погрешностей, однако последние все же можно выделить в самостоятельный тип из-за несколько большей железистости. На рис. 1 поле гранатов кимберлитов закономерно смещено относительно поля гранатов ультраосновных пород. Заметим, что в типах 17 и 18 проявлено одно и то же замещение: $\text{Mg} + \text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{Al}$, однако интенсивность этого

замещения слишком мала для его надежного установления (в пределах 3 ат./10 ф.). Гранаты эклогитов, связанных с кимберлитами, и дистеновых эклогитов различаются между собой и отличаются от типов 17, 18 по содержанию Са.

Таким образом, природные пиропы по сравнению с другими гранатами, в том числе и ряда мафит-гранатов, характеризуются постоянством состава в пределах парагенетических типов. Изменение их состава происходит скачкообразно вместе со сменой минерального парагенезиса. Это обстоятельство, а также известное высокое содержание Са в природных пиропях (более четырех атомов) не позволяют считать их нормальными членами ряда пироп—альмандин вместе с типами 1—4. По-видимому, природные пиропы следует выделять в самостоятельную группу.

Типы 21—24 представлены альмандинами постоянного состава, тип 25 — гроссуляр-альмандинами, тип 26 — гроссулярами. Отметим, что вывод о постоянстве состава гранатов грюнеритовых (тип 21) и диопсид-анортитовых (тип 25) пород нельзя считать надежным, так как число анализов в этих группах слишком мало. Проявленные замещения позволяют предположительно относить гранаты типов 21 и 25, а также 24 к ряду кальцит-гранатов. По тому же критерию типы 22 и 23 относятся, по-видимому, к мафит-гранатам (слабое замещение $Mg \leftrightarrow Fe^2$).

3.3. Диагностика гранатов

Диагностику минералов, так же как и горных пород, лучше всего осуществлять, используя компонентные диаграммы [17, 37], поскольку плоскость двух первых компонент является оптимальной для отражения различий в составах. Построенные для гранатов компонентные диаграммы (см. рис. 1—4) учитывают как их состав, так и характер изоморфных замещений. В большинстве случаев они позволяют диагностировать выделенные парагенетические типы по одиночным анализам. Эти диаграммы являются также наглядным изображением взаимоотношений между разными рядами и типами гранатов.

На общей диаграмме (см. рис. 1) полностью обособлены поля разных парагенетических типов пиропов (типы 17—20), поле мафит-, кальцит- и мангановит-гранатов, гранатов ряда спессартин—гроссуляр, а также поле грандитов и шорломитов. Хорошо видны общие особенности взаимоотношений пиральспитов и грандитов, различия в степени дифференцированности составов пиропов и остальных групп гранатов.

На рис. 2 представлена компонентная диаграмма пиральспитов (без пиропов), на которой мангановит-гранаты уверенно отделяются от мафит- и кальцит-гранатов. Пересечение полей наблюдается лишь в области гранатов наиболее железистых составов (альмандины). Поэтому для диагностики следует использовать анализы наименее железистых гранатов. При попадании в область пересечения для диагностики ряда необходимо наличие хотя бы

четырёх-пяти анализов, чтобы можно было по ориентировке их фигуративного поля на диаграмме оценить характер замещения.

Диаграмма на рис. 3 предназначена для диагностики парагенетических типов мафит- и кальцит-гранатов. Заметим, что поле кальцит-гранатов почти целиком заключено в поле мафит-гранатов. Поэтому для диагностики типа всегда желательно иметь более трех анализов, причем определение следует проводить по наименее железистым составам, используя также данные о минеральном парагенезисе (см. табл. 5 и 6).

На диаграмме, представленной на рис. 4, собственно грандиты (тип 14) уверенно отделяются от меланитов (тип 15) и шорломитов (тип 16). Поля двух последних типов практически не пересекаются. Следовательно, диаграмма дает более точные критерии для разделения меланитов и шорломитов, чем предложенный А. А. Кухаренко критерий, учитывающий содержание Ti [21]. При наличии хотя бы двух анализов гранатов имеется дополнительный критерий, который можно использовать и без нанесения точек на диаграмму. В любой паре анализов меланитов разность содержаний Fe^3 , как правило, больше разности содержаний Ti, разность содержаний Al больше разности содержаний Si, а в шорломитах — наоборот.

3.4. Общие особенности вариаций состава гранатов

Полученные результаты позволяют сделать ряд выводов о зависимости вариаций состава гранатов от состава пород и условий их образования.

1. Постоянный состав имеют пиропы ультраосновных пород, кимберлитов и связанных с ними эклогитов, дистеновых эклогитов, гроссуляры мраморов и, по-видимому, альмандины грюнеритовых пород, кислых эффузивов, ставролит- и дистенсодержащих сланцев. В остальных парагенетических типах наблюдаются закономерные вариации состава гранатов.

2. Тип изоморфного замещения в гранатах переменного состава полностью определяется минеральным парагенезисом. Из числа кристаллохимически допустимых типов изоморфных замещений в каждом конкретном парагенезисе реализуется единственное замещение (во всех парагенезисах, кроме слюдяных сланцев, зафиксирована одна степень свободы). Характер этого замещения определяется качественным составом вмещающих пород: в замещении участвуют те из входящих в состав граната химических элементов, которые играют существенную роль и в составе вмещающих пород и, кроме того, характеризуются значительными дисперсиями содержаний.

Замещения $Si \rightarrow Ti$ и $Al \rightarrow Ti$ вместе с замещением $Al \rightarrow Fe^3$ осуществляются только в титанистых гранатах щелочных пород, обогащенных также многовалентными катионами Al, Fe^3 , Ti, причем чем выше степень щелочности, тем больше смещение составов

в сторону обогащения Ti (шорломиты наиболее типичны для щелочных пегматитов).

Гранднты характерны для контактово-метасоматических образований и серпентиновых сланцев. Эти породы исключительно богаты Ca и резко обеднены Mg и Fe². Поэтому в гранатах этих пород замещения, характерные для пиральспитов, не могут иметь места. В то же время указанным породам присущи высокие содержания Al (шеелитовые скарны) или Fe³ (железородные скарны), что и обуславливает наличие в гранднтах замещения Al ↔ Fe³.

Мафит- и кальцит-гранаты характерны для метаморфических пород, причем и те и другие имеются как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фациях. В гранулитовой фации особенно четко выражена отмеченная Н. В. Соболевым зависимость состава гранатов от состава пород. При переходе от более кислых и менее кальциевых пород к более основным и высококальциевым в гранатах увеличивается содержание Ca (типы 1 → 5 → 8 → 25). Соответственно меняется и характер замещения, хотя и не столь быстро: типы 1 и 5 относятся к мафит-гранатам, тип 8 переходный (равная роль замещений Mg ↔ Fe² и Ca ↔ Fe²), а тип 25, как указано выше, по-видимому, принадлежит к кальцит-гранатам. В амфиболитовой фации типы 2 и 3 очень близки друг к другу по составу*, эти типы относятся к мафит-гранатам и встречаются в породах кислого состава, а тип 7, характерный для амфиболитов, т. е. высококальциевых пород основного состава, принадлежит к ряду кальцит-гранатов. Следовательно, и в метаморфических породах отчетливо прослеживается взаимосвязь типа изоморфизма в гранатах и состава вмещающих пород.

3. Влияние термодинамических условий на характер изоморфизмов гранатов более сложное. При этом главную роль играют не абсолютные значения термодинамических параметров (T , p , μ_i), а их градиенты. Постоянство термодинамических параметров приводит в пределе к образованию однородных систем, в которых и состав граната постоянен. Таковы, по-видимому, условия образования всех (или большинства) парагенетических типов 17—26. Наличие градиентов внешних параметров обуславливает появление градиентов концентраций компонентов системы, в которой формируется гранат, а следовательно, и возникновение вариаций состава граната. Характер этих вариаций, как уже указывалось, определяется, с одной стороны, кристаллохимическими ограничениями, а с другой — качественным составом системы.

Постоянство состава пиропов всех парагенетических типов обусловлено, по-видимому, однородностью термодинамических

* В тип 2 попали также 11 анализов гранатов, рассматриваемых в работе Н. В. Соболева [36] в качестве представителей гиперстен-плагноклазового парагенезиса гранулитовой фации. Поскольку в большинстве проанализированных проб имеются биотит, кварц и роговая обманка, причем биотит, по-видимому, вторичный, мы сочли необходимым исключить эти анализы. Таким образом, характер вариаций состава гранатов гиперстен-плагноклазовых пород остался невыясненным.

условий при образовании ультраосновных пород, кимберлитов и связанных с ними эклогитов, а также дистеновых эклогитов. Если отсутствие замещений с участием Fe^{2+} и Fe^{3+} легко объясняется низкими концентрациями этих элементов в рассматриваемых парагенезисах, то отсутствие замещения $Mg \rightarrow Ca$ таким образом объяснить нельзя. Не подходит и обычное связывание ограниченности этого замещения с недостаточно высоким давлением, поскольку в эклогитах метаморфических комплексов, формировавшихся при том же или меньшем давлении, замещение $Mg \rightarrow Ca$ имеет место. Гранаты таких эклогитов, как и большинство гранатов метаморфических пород в целом, формировались в условиях наличия градиентов термодинамических параметров.

Таким образом, соответствующий качественный состав системы является необходимым, а наличие градиентов внешних параметров — достаточным условием реализации замещения данного типа. Степень замещения пропорциональна значению градиента. Количественной мерой интенсивности замещения является параметр A , принимающий максимальное значение в контактово-метасоматических породах ($A = 125$).

4. Анализ компонентной диаграммы мафит- и кальцит-гранатов (см. рис. 3) вскрывает ряд интересных особенностей вариаций составов гранатов метаморфических пород в зависимости от фации метаморфизма. Общее фигуративное поле гранатов всех фаций имеет вид конуса, образующими которого являются отрезки $Al-PrAl$ и $Al-GrAl$, а вершиной — фигуративная точка Al . Эти линии определяют границы кристаллохимически допустимых вариаций составов*. На линии aa должны располагаться составы гранатов с равным отношением Ca и Mg . Примерно на этой линии лежат гипотетические средние составы гранатов всех трех фаций. Таким образом, среднее отношение Ca к Mg одинаково для всех фаций и равно 1:1, а железистость в среднем возрастает от эклогитовой фации к амфиболитовой. Последний факт хорошо известен.

Однако из анализа диаграммы следует и другой, не менее важный, вывод. Составы гранатов эклогитовой фации, представленной одним парагенезисом, действительно располагаются вблизи линии aa , т. е. характеризуются средними для метаморфических пород содержаниями Ca . Гранаты четырех парагенезисов гранулитовой фации располагаются симметрично линии aa с разрывом между типами. Мафит-гранаты бедных кальцием пород размещаются в основном вдоль осей (2) и (4), а кальцит-гранаты богатых кальцием пород — вдоль осей (3) и (5). Большинство фигуративных точек гранатов гранулитовой фации расположено вдоль осей (2) и (3). Поля двух основных парагенетических типов

* В связи с этим отметим одно важное обстоятельство. Обычно составы минералов изображаются на тройных диаграммах и общее фигуративное поле искусственно ограничивается треугольником. Компонентные диаграммы представляют собой плоскость в декартовых координатах без ограничений фигуративного поля, тем не менее эти поля имеют вид треугольников и конусов благодаря наличию естественных кристаллохимических ограничений.

гранатов амфиболитовой фации располагаются также симметрично относительно линии *aa*, но все составы концентрируются уже вдоль осей (4) (мафит-гранаты) и (5) (кальцит-гранаты), т. е. на максимальном расстоянии от линии *aa*. Таким образом, от эклогитовой к амфиболитовой фации резко возрастает степень дифференцированности (контрастности) составов гранатов разных парагенезисов по содержанию Са и Mg и соответственно более резкими становятся различия между кальцит- и мафит-гранатами. В эклогитовой фации разделения гранатов по типу замещения нет вообще; в гранулитовой фации такое разделение появляется, но крайние содержания достигаются лишь в некоторых парагенезисах; в амфиболитовой фации составы мафит- и кальцит-гранатов предельно полярны. Разделение гранатов на мафиты и кальциты соответствует дифференциации пород амфиболитовой фации на два основных комплекса — на гнейсы и амфиболиты.

5. Как в гранулитовой, так и в амфиболитовой фации по мере возрастания железистости гранатов составы каждого парагенетического типа выравниваются, приближаясь к среднему. Наиболее железистые представители мафит- и кальцит-гранатов в каждой фации имеют одинаковый предельный состав, попадающий на линию *aa*.

ГЛАВА 4

МОНОКЛИННЫЕ ПИРОКСЕНЫ

4.1. Классификация пироксенов

Результаты рассматриваемого здесь исследования подробно изложены в работе Л. Н. Дуденко и И. Д. Македона [17]. Для изучения изоморфных замещений в кальцийсодержащих моноклинных пироксенах и выяснения зависимости этих замещений от состава пород нами были использованы практически все химические анализы, приведенные в монографии Н. Л. Добрецова и др. [33], за исключением наиболее редких типов (марганцевые, цинковые и ванадиевые пироксены, а также пироксены включений). Всего было обработано 1100 анализов пироксенов. Разбиение анализов по группам заимствовано из указанной монографии. Исключены лишь группы, представленные одним-двумя анализами. Учитывалось содержание восьми компонентов: Si, Ti, Al, Fe³, Fe², Mg, Ca, Na (анализы пересчитаны на 10 атомов кислорода). Окончательные результаты обработки данных (687 анализов) сведены в табл. 7.

При составлении этой таблицы и построении классификации были использованы те же принципы, что и при изучении гранатов. В графе «суммарное замещение» в числителе и знаменателе формул стоят замещающие друг друга элементы (имеют разные

Классификация моноклинных пироксенов по типам изоморфных замещений

Группы				Парагенетические типы					Объем выборки
Номер группы	Индекс	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение ($\delta b_i = \pm 1$)	Номер типа	Крайние члены, ат./60 ат. О; $\delta C_i = \pm 0,5$	Параметр А, ат./1000 ат. О	Параметр В, %	Тип породы (парагенезис)	
КЛАСС А. ГЛАВНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ БЕЗ УЧАСТИЯ Na									
РЯД I. МАФИТ-ПИРОКСЕНЫ, Mg ↔ Fe²⁺									
1	I.1		$\frac{Mg}{Fe^{2+}}$	1	$\frac{Ca_{10}Mg_{10}Si_{20}}{Ca_{10}Mg_7Fe_3^2Si_{20}}$	20	80	Глубинные экзокскари и скарноиды амфиболитовой фации, контактово-метасоматические околоскарновые породы	21
				2	$\frac{Ca_{10}Mg_8Fe_1^2Al_1Si_{19}}{Ca_{10}Mg_2Fe_6^2Fe_3^3Al_2Si_{18}}$	35	71	Глубинные скарны амфиболитовой фации	15
				3	$\frac{Ca_9Mg_{10}Fe_1^2Al_1Si_{19}}{Ca_9Mg_5Fe_6^2Al_1Si_{19}}$	30	91	Двупироксеновые гнейсы	30
				4	$\frac{Ca_9Mg_9Fe_1^2Fe_3^3Si_{20}}{Ca_9Mg_5Fe_4^2Fe_3^3Al_1Si_{19}}$	30	76	Амфиболиты	9
				5	$\frac{Ca_7Mg_{12}Fe_1^2Al_1Si_{10}}{Ca_7Mg_8Fe_5^2Al_1Si_{19}}$	20	84	Нориты	9
				6	$\frac{Ca_8Mg_8Fe_3^2Al_2Si_{19}}{Ca_8Mg_4Fe_7^2Al_1Si_{20}}$	30	86	Габбро-анортозиты, сие-ниты	9
2	I.2	$\frac{Ca}{Fe^2}$	$\frac{3Mg + Ca}{4Fe^2}$	7	$\frac{Ca_9Mg_8Fe_2^2Al_2Si_{19}}{Ca_{10}Mg_1Fe_9^2Si_{20}}$	40	72	Известково-силикатные гнейсы и скарноиды	32
				8	$\frac{Ca_9Mg_{10}Fe_1^2Al_1Si_{19}}{Ca_8Mg_3Fe_9^2Al_1Si_{19}}$	45	94	Чарнокиты	8
				9	$\frac{Ca_8Mg_8Fe_3^2Al_2Si_{19}}{Ca_7Mg_6Fe_6^2Fe_3^3Al_1Si_{19}}$	25	91	Кварцевые долериты и пегматиты траппов	11
3	I.3	$\frac{Mg}{Ca}$	$\frac{4Mg}{3Fe^2 + Ca}$	10	$\frac{Ca_7Mg_8Fe_5^2Al_1Si_{19}}{Ca_9Fe_{11}^2Al_1Si_{19}}$	50	>90	Феррогаббро траппов	16
				11	$\frac{Ca_8Mg_4Fe_8^2Al_1Si_{19}}{Ca_9Fe_{11}^2Al_1Si_{19}}$	40	30	Ферродиориты и гранофиры траппов	13
				12	$\frac{Ca_8Mg_7Fe_5^2Fe_3^3Si_{19}}{Ca_{10}Mg_1Fe_9^2Si_{20}}$	30	91	Железистые кварциты	11
				13	Пижониты $\frac{Ca_2Mg_{12}Fe_6^2Al_1Si_{19}}{Ca_3Mg_5Fe_{12}^2Si_{20}}$	40	97	Феррогаббро, оливковые габбро, долериты, диабазы	8
4	I.4	$\frac{2Al}{SiFe^2}$	$\frac{5Mg + 2Al}{6Fe^2 + Si}$	14	$\frac{Na_1Ca_9Mg_7Fe_2^2Al_4Si_{18}}{Na_1Ca_8Mg_5Fe_4^2Fe_3^3Al_2Si_{19}}$	20	63	Эклогитоподобные породы с гиперстеном, гранатовые гранулиты, двупироксеновые гнейсы	22

Группы				Парагенетические типы					Объем выборки
Номер группы	Индекс	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение ($\delta b_i = \pm 1$)	Номер типа	Крайние члены, ат./60 ат. O; $\delta C_i = \pm 0,5$	Параметр А, ат./1000 ат. O	Параметр В, %	Тип породы (парагенезис)	
РЯД II. КАЛЬФИТ-ПИРОКСЕНЫ, Ca ↔ Fe ²									
5	II.1		$\frac{Ca}{Fe^2}$	15	$\frac{Ca_8Mg_9Fe_2^2Al_2Si_{19}}{Ca_6Mg_9Fe_4^2Al_2Si_{19}}$	20	74	Толейтовые базальты	16
				16	$\frac{Ca_9Mg_8Fe_3^2Al_1Si_{19}}{Ca_5Mg_7Fe_2^2Al_2Si_{19}}$	25	69	Габброиды Скаергаардского массива	16
6	II.2	$\frac{MgSi}{2Al}$	$\frac{4Ca + 3Mg + 3Si}{6Al + 4Fe^2}$	17	$\frac{Ca_9Mg_{10}Fe^2Si_{20}}{Ca_6Mg_8Fe_4^2Al_4Si_{18}}$	20	49	Перидотиты габбро-перидотит-дуניתовой формации	31
РЯД III. АВИТИ, MgSi ↔ AlFe ³ (Ti)									
7	III.1		$\frac{5Mg + 5Si}{6Al + 4Fe^2}$	18	$\frac{Ca_{10}Mg_{10}Si_{20}}{Ca_{10}Mg_5Fe_2^3Ti_1Al_7Si_{15}}$	40	83	Контактные экзокскарные флогопитовых месторождений, магнетизальные скарны	7
				19	$\frac{Ca_9Mg_9Fe_1^2Al_1Si_{20}}{Ca_9Mg_7Fe_1^2Fe_2^3Al_3Si_{18}}$	20	62	Пироксениты и габброиды габбро-пироксенит-дуניתовой формации	13
				20	$\frac{Ca_9Mg_7Fe_3^2Ti_1Al_2Si_{18}}{Ca_9Mg_5Fe_3^2Fe_3^3Ti_1Al_5Si_{16}}$	20	64	Титанистые габбро, долериты	14
				21	$\frac{Ca_8Mg_8Fe_2^2Fe_3^3Al_3Si_{18}}{Na_1Ca_8Mg_5Fe_2^2Fe_3^3Ti_1Al_5Si_{16}}$	20	48	Пироксены щелочных и оливиновых базальтов (преимущественно вкрапленники)	138
8	III.2	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{6Mg + 4Si}{6Al + 2Fe^2 + 2Ti}$	22	$\frac{Ca_8Mg_{10}Fe_1^3Al_1Si_{20}}{Na_1Ca_8Mg_6Fe_2^3Fe_1^3Ti_1Al_4Si_{17}}$	20	49	Лампрофиры	10
9	III.3	$\frac{Fe^2Si}{AlFe^3}$	$\frac{2Fe^2 + 2Si + Mg}{3Al + 2Fe^3}$	23	$\frac{Ca_9Mg_7Fe_4^2Al_1Si_{19}}{Na_1Ca_8Mg_6Fe_1^2Fe_3^3Al_4Si_{17}}$	30	57	Эклогитоподобные породы без гиперстена	10
РЯД IV. ЭГИРИН-МАФИТЫ, MgCa ↔ Fe ² NaFe ³									
10	IV.1		$\frac{7Mg + 2Ca}{7Fe^2 + Na + Fe^3}$	24	$\frac{Ca_9Mg_8Fe_2^2Al_2Si_{19}}{Na_1Ca_8Mg_6Fe_3^2Fe_1^3Al_2Si_{19}}$	20	63	Монциты, тешениты, шонкиниты, нефелиновые монциты	15
				25	$\frac{Ca_{10}Mg_8Fe_1^2Fe_3^3Al_1Si_{19}}{Na_2Ca_7Fe_8^2Fe_3^3Al_1Si_{19}}$	60	93	Ийолиты, нефелиновые пироксениты и сиениты	12
КЛАСС Б. ГЛАВНЫЕ ЗАМЕЩЕНИЯ С УЧАСТИЕМ Na									
РЯД V. МАФИТ-ЭГИРИНЫ, MgCa ↔ NaFe ³ Fe ²									
11	V.1		$\frac{3Mg + 2Ca}{2Na + 2Fe^3 + Fe^2}$ (?)	26	$\frac{Ca_9Mg_8Fe_3^2Al_1Si_{19}}{Na_6Ca_3Fe_4^2Fe_3^3Al_1Si_{19}}$	90 (?)	70 (?)	Нефелиновые сиениты, ийолиты, мельтейгиты, нефелиновые пироксениты	12
РЯД VI. ОМФАЦИТЫ, CaMg ↔ NaAlFe ³									
12	VI.1		$\frac{5Mg + Ca}{5Na + 4Al + Fe^3}$	27	$\frac{Ca_{10}Mg_{10}Si_{20}}{Na_4Ca_6Mg_6Fe_1^3Al_3Si_{20}}$	55	90	Эклогиты в ультраосновных массивах	6
				28	$\frac{Na_3Ca_7Mg_7Al_3Si_{20}}{Na_5Ca_5Mg_5Fe_1^3Al_4Si_{20}}$	30	87	Дистеновые эклогиты	9
				29	$\frac{Na_2Ca_7Mg_6Fe_2^2Fe_1^3Al_3Si_{19}}{Na_5Ca_5Mg_3Fe_1^2Fe_2^3Al_5Si_{19}}$	30	64	Эклогиты в гнейсах	21

Группы				Парагенетические типы					Объем выборки
Номер группы	Индекс	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение ($\delta b_i = \pm 1$)	Номер типа	Крайние члены, ат./60 ат. О; $\delta C_i = \pm 0,5$	Параметр А, ат./1000 ат. О	Параметр В, %	Тип породы (парагенезис)	
РЯД VII. ХЛОРОМЕЛАНИТЫ, CaMg ↔ NaFe ³									
13	VII.1		$\frac{Ca + Mg}{Na + Fe^3}$	30	$\frac{Na_4Ca_5Mg_5Fe_1^2Fe_3^3Al_3Si_{19}}{Na_8Ca_1Mg_1Fe_1^2Fe_7^3Al_3Si_{19}}$	40	88	Продукты низкотемпературных изменений эклогитов, основные глаукофановые сланцы	26
РЯД VIII. ЭГИРИНЫ, CaMgAl ↔ NaFe ³ Si									
14	VIII.1		$\frac{3Al + 2Ca + Mg}{3Fe^3 + 2Na + Si}$ (?)	31	$\frac{Na_8Ca_1Mg_1Fe_1^2Fe_7^3Al_3Si_{19}}{Na_{10}Fe_{10}^3Si_{20}}$ (?)	20 (?)	60 (?)	Эгириновые кварциты	15
15	VIII.2	$\frac{CaFe^2}{NaFe^3}$	$\frac{5Ca + 4Mg + 2Fe^2 + Al}{5Na + 5Fe^3 + Si}$	32	$\frac{Na_5Ca_5Mg_3Fe_2^2Fe_5^3Al_1Si_{19}}{Na_{10}Fe_{10}^3Si_{20}}$	90	91	Нефелиновые снениты, щелочные жильные породы и пегматиты	54
РЯД IX. ЖАДЕИТЫ, CaMg ↔ NaAl									
16	IX.1	$\frac{CaFe^2}{NaAl}$	$\frac{5Ca + 4Mg + Fe^2}{5Na + 5Al}$	33	$\frac{Na_4Ca_6Mg_4Fe_1^2Fe_1^3Al_3Si_{19}}{Na_6Ca_4Mg_3Fe_1^3Al_7Si_{19}}$	20	63	Низкотемпературные эклогиты, жадеитовые породы, реже эклогиты в гнейсах	20
17	IX.2	$\frac{Fe^3}{Al}$	$\frac{2Ca + 2Mg + Fe^3}{3Al + 2Na}$	34	$\frac{Na_8Ca_2Mg_2Fe_1^3Al_7Si_{20}}{Na_{10}Al_{10}Si_{20}}$	20	63	Жадеитовые породы, продукты низкотемпературных изменений эклогитов	28

знаки вариационных коэффициентов). Как легко проверить, в пределах погрешностей округления суммы произведений коэффициентов на заряды в числителе и знаменателе соответственно совпадают, что является дополнительным критерием достаточной надежности вычисленных суммарных замещений. Этот факт свидетельствует о том, что в исследованной выборке пироксенов дефектные замещения или не проявлены, или выражены слабо: их влияние не превышает погрешностей округления. Отметим, что в каждом ряду есть группы, в которых характеризующее ее замещение единственное. Это — типичные представители ряда. В остальных группах большинство сопутствующих замещений становятся главными в других рядах. Такие группы представляют собой переходные разновидности между данным рядом и другими рядами.

Характеристика девяти выделенных рядов пироксенов сведена в табл. 8; фигуративные поля, соответствующие этим рядам, показаны на общей компонентной диаграмме (рис. 5). Существование большинства рядов с отмеченными в таблице типами замещений было известно и ранее, полученные данные позволили лишь уточнить характеристику замещений. Ряд II (кальцит-пироксены) с ведущим замещением $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Fe}^2$ выделен как самостоятельный впервые. Ряд I с замещением $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^2$ не имел обобщающего названия, поскольку в известных классификациях названия начальных и конечных членов давались в первую очередь в зависимости от содержания Са. Автор назвал этот ряд условно мафит-пироксенами.

Для большинства рядов состав крайних членов определен; лишь мафит-пироксены и авгиты являются исключением в этом отношении: состав крайних членов в этих рядах зависит от содержания Са. Среди групп, в которых Са не участвует в замещениях, полнокальциевые составы характерны лишь для скарнов (парагенетические типы 1, 2, 7, 18). Девять атомов Са (на 60 атомов кислорода) * имеют типы 3 и 4 (двупироксеновые гнейсы и амфиболиты), восемь — пироксены базальтов и лампрофиры (типы 22 и 21), семь — нориты (тип 5). В остальных группах колебания в содержании Са более значительны, что связано с его участием в суммарном замещении (см. табл. 7); наиболее велики они в кальцит-пироксенах, где замещение $\text{Ca} \leftrightarrow \text{Fe}^2$ является ведущим. Особое положение занимают пижониты (тип 13), содержащие две-три единицы Са при слабо выраженной тенденции к увеличению его содержания с повышением железистости. В область три-пять единиц Са не попало ни одного конкретного типа пироксенов. Такое содержание наблюдалось лишь в небольшом числе анализов, принадлежащих разным группам пород, главным образом вулканитам. Поэтому указанный интервал выделен нами особо как область неравновесных субкальциевых составов (рис. 6).

* Во всех случаях концентрации приводятся с погрешностью $\pm 0,5$ ат.

Ряды моноклинных пироксенов по типам изоморфных замещений

Ряд	Ведущее замещение	Крайние члены, ат./60 ат. О	
		Начальный	Конечный
I. Мафит-пироксены	$Mg \leftrightarrow Fe^2$	Зависят от содержания Ca и Al; в полнокальциевых и безглиноземистых пироксенах:	
II. Кальцит-пироксены	$Ca \leftrightarrow Fe^2$	диопсид Диопсид	геденберgit Пижонит—салит (?) $Ca_5Mg_7Fe_7^2Al_2Si_{19}$
III. Авгиты	$MgSi \leftrightarrow AlFe^3(Ti)$	Зависят от содержания Ca; в полнокальциевых пироксенах:	
IV. Эгирин-мафиты	$MgCa \leftrightarrow Fe^2NaFe^3$	диопсид	фассаит $Ca_{10}Mg_5Fe_3^3Ti_1Al_7Si_{15}$ феррофассаит $Ca_9Mg_5Fe_3^2Fe^3Ti_1Al_5Si_{16}$ Акмит—геденберgit
V. Мафит-эгирины	$MgCa \leftrightarrow NaFe^3Fe^2$	Алюмодиопсид $Ca_9Mg_{10}Fe_1^2Al_1Si_{19}$	Акмит—геденберgit $Na_2Ca_7Fe_3^3Fe_3^3Al_1Si_{19}$ Геденберgit—акмит $Na_6Ca_3Fe_4^2Fe_7^3Al_1Si_{19}$
VI. Омфациты	$CaMg \leftrightarrow NaAlFe^3$	Диопсид	Омфацит $Na_5Ca_5Mg_5Fe_1^3Al_4Si_{20}$
VII. Хлоромеланиты	$CaMg \leftrightarrow NaFe^3$	Хлоромеланит—омфацит (?) $Na_4Ca_5Mg_5Fe_1^2Fe_3^3Al_3Si_{19}$	Омфацит—акмит (?) $Na_8Ca_1Mg_1Fe_1^2Fe_7^3Al_3Si_{19}$
VIII. Эгирины	$CaMgAl \leftrightarrow NaFe^3Si$	Салит—акмит $Na_5Ca_5Mg_3Fe_2^2Fe_5^3Al_1Si_{19}$	Акмит $Na_{10}Fe^3Si_{20}$
IX. Жадеиты	$CaMg \leftrightarrow NaAl$	Омфацит—акмит Жадеит—омфацит (?) $Na_4Ca_3Mg_4Fe_1^2Fe_1^3Al_5Si_{19}$	Жадеит $Na_{10}Al_{10}Si_{20}$

Начальным членом большинства рядов (за исключением эгиринов, хлоромеланитов и жадеитов) является диопсид (см. табл. 8). Однако чистый диопсид характерен лишь для полнокальциевых типов мафит-пироксенов, авгитов, кальцит-пироксенов и омфацитов. В состав общего начального члена мафит-эгиринов и эгирин-мафитов входят Al и Fe^{2+} (по одной единице), а соотношение Ca и Mg в нем меняется от 9:10 до 10:9. Пироксен такого состава мы назвали алюмодиопсидом.

Особое положение занимают ряды хлоромеланитов и жадеитов, начальные составы которых лежат в поле омфацитов: хлоромеланит-омфацита (?) и жадеит-омфацита (?) соответственно. Различия между этими двумя составами заключаются в отношении Fe^{3+}/Al (≥ 1 в первом случае и < 1 во втором). В ряду эгиринов выделились две группы, начальными членами которых являются салит—акмит и омфацит—акмит (?). Первая группа характерна для высокощелочных магм, вторая — для эгириновых кварцитов и эгиринитов, по-видимому, метасоматического происхождения. Заметим, что для надежного выделения второй группы исходной материал недостаточен и факт ее наличия требует проверки.

Предположительно указан также ряд мафит-эгиринов. Пироксены, составы которых на рис. 5 попадают в соответствующее фигуративное поле, по данным, приведенным в монографии [33], принадлежат к нефелиновым породам и сенинтам без более дробного разделения. Состав пироксенов этих пород меняется в широких пределах от эгиринов до эгирин-мафитов. Таким образом, в исследованной совокупности не оказалось анализов из определенной породы (парагенезиса), для которой ведущим было бы характеризующее ряд мафит-эгиринов замещение, как это всегда имело место для других рядов. Однако часть анализов щелочных пород с соответствующей ориентировкой поля достаточно четко обособилась на рис. 5, что и дало основание для выделения ряда мафит-эгиринов.

Все ряды, начинающиеся с диопсида, судя по распределению точек на рис. 5, являются непрерывными. Разрывы предположительно существуют между членами омфацит—акмит и акмит, геденберgit—акмит и акмит, а также в ряду жадеитов между членами омфацит—жадеит и жадеит—жадеит—омфацит.

Полученные данные свидетельствуют об отсутствии в качестве самостоятельных рядов эгирин—геденберgit и эгирин—жадеит, поскольку не установлены парагенетические типы пироксенов с соответствующими замещениями в качестве ведущих ($NaFe^{3+} \leftrightarrow CaFe^{2+}$ в первом случае и $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$ во втором). Пироксены, определяемые по составу как эгирин—геденберgit, являются наиболее железистыми представителями рядов мафит-эгиринов и эгирин-мафитов, а определяемые как эгирин—жадеит — высоконатровыми представителями ряда хлоромеланитов (конечный член этого ряда мы назвали омфацит—акмит).

Рис. 5. Общая компонентная диаграмма кальцийсодержащих моноклиновых пироксенов.

1 — фигуративные поля рядов пироксенов (номера рядов те же, что и в табл. 8); 2 — фигуративные поля групп (индексы в соответствии с табл. 7); 3 — главные оси изменчивости составов и тип изоморфного замещения; 4 — фигуративные точки анализов; 5 — экстремальные составы: Ду — диопсид ($\text{Ca}_{10}\text{Mg}_{10}\text{Si}_{20}$), Гед — геденбергит ($\text{Ca}_{10}\text{Fe}_{10}\text{Si}_{20}$), ПС — пшжонит—санит ($\text{Ca}_5\text{Mg}_7\text{Fe}_7\text{Al}_2\text{Si}_9$), Фс — фассант ($\text{Ca}_{10}\text{Mg}_5\text{Fe}_5\text{Ti}_1\text{Al}_7\text{Si}_{15}$), фФс — феррофассаит ($\text{Ca}_9\text{Mg}_5\text{Fe}_5^2\text{Fe}_3\text{Ti}_1\text{Al}_5\text{Si}_{16}$), аДи — алюмодиопсид ($\text{Ca}_9\text{Mg}_{10}\text{Fe}_2\text{Al}_1\text{Si}_{19}$), аГед — алюмогеденбергит ($\text{Ca}_9\text{Fe}_{11}\text{Al}_1\text{Si}_{19}$), АКГед — акмит—геденбергит ($\text{Na}_2\text{Ca}_7\text{Fe}_8^3\text{Fe}_3\text{Al}_1\text{Si}_{19}$), ГедАк — геденбергит—акмит ($\text{Na}_6\text{Ca}_3\text{Fe}_4^2\text{Fe}_3\text{Al}_1\text{Si}_{19}$), Ом — омфациит ($\text{Na}_8\text{Ca}_5\text{Mg}_5\text{Fe}_3^3\text{Al}_4\text{Si}_{20}$), ХОм — хлоромеланит—омфациит ($\text{Na}_4\text{Ca}_5\text{Mg}_5\text{Fe}_1\text{Fe}_3\text{Al}_3\text{Si}_{19}$), ЖОМ — жадеит—омфациит ($\text{Na}_4\text{Ca}_6\text{Mg}_4\text{Fe}_1\text{Al}_5\text{Si}_{19}$), ОмЖд — омфациит—жадеит ($\text{Na}_6\text{Ca}_4\text{Mg}_3\text{Fe}_1\text{Al}_7\text{Si}_{19}$), ЖдЖОм — жадеит—жадеит—омфациит ($\text{Na}_3\text{Ca}_2\text{Mg}_2\text{Fe}_1\text{Al}_7\text{Si}_{20}$), ОмАк — омфациит—акмит ($\text{Na}_8\text{Ca}_1\text{Mg}_1\text{Fe}_1^2\text{Fe}_7\text{Al}_3\text{Si}_{19}$), САк — салиит—акмит ($\text{Na}_5\text{Ca}_5\text{Mg}_3\text{Fe}_2^3\text{Fe}_5\text{Al}_1\text{Si}_{19}$), Ак — акмит ($\text{Na}_{10}\text{Fe}_{10}\text{Si}_{20}$), Жд — жадеит ($\text{Na}_4\text{Al}_6\text{Si}_{20}$), б — граница классов.

Заметим, что классификация составлена без учета распределения катионов по позициям, поскольку в нашем распоряжении не было объективных данных такого рода. Тем не менее предлагаемая классификация является более детальной, чем существующие, в том числе и учитывающие это распределение. Этот факт свидетельствует, в частности, о том, что перераспределение катионов по позициям всегда сопровождается изменением химического состава пироксенов.

4.2. Диагностика пироксенов

Компонентная диаграмма объединенной выборки (см. рис. 5) наглядно отражает общие особенности вариаций химизма клинопироксенов и предназначена для диагностики ряда. Для пироксенов класса Б (главные замещения с участием Na) и эгирин-мафитов этой диаграммы оказывается достаточно, чтобы определить также группу и парагенетический тип. На диаграмме не разделяются только поля мафит- и кальцит-пироксенов, велика область пересечения этих пироксенов с авгитами. Из-за перекрытия полей рядов I—VI в области магнезиальных составов (близость начальных членов) следует стремиться диагностировать ряд по наименее магнезиальным разностям. При диагностике по отдельным анализам, попадающим в область перекрытия, надо учитывать минеральный парагенезис или тип породы (см. табл. 7). Установление ряда при наличии нескольких анализов осуществляется по ориентировке главной оси изменчивости составов и в большинстве случаев не вызывает затруднений (кроме наиболее неравновесных систем, таких как вулканиты; при диагностике их пироксенов лучше пользоваться диаграммой, приведенной в работе [37]).

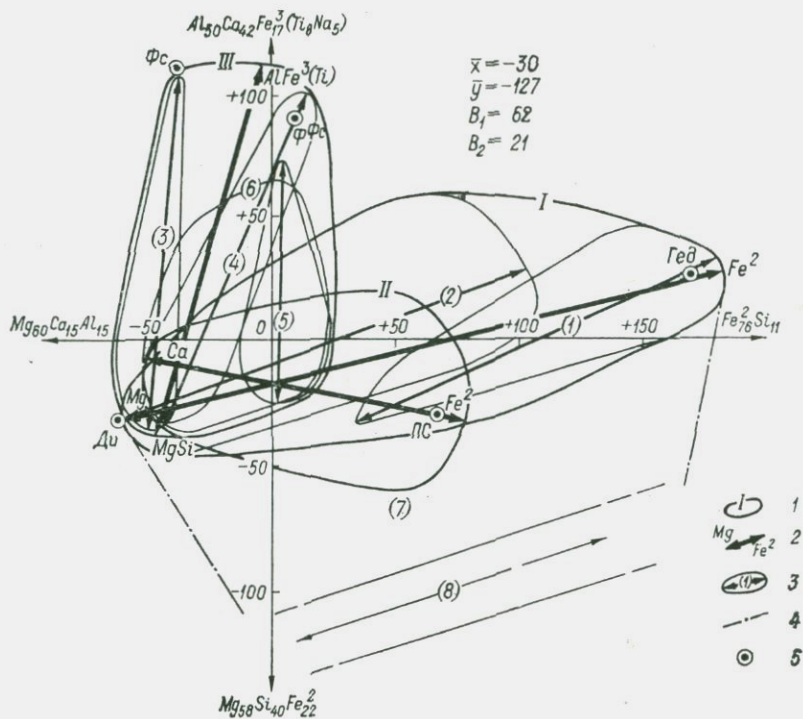


Рис. 6. Компонентная диаграмма пироксенов класса А (без эгирин-мафитов).

1 — фигуративные поля рядов пироксенов: I — мафит-пироксены (без пижонитов), II — кальцит-пироксены, III — авгиты; 2 — ведущие изоморфные замещения в рядах; 3 — фигуративные поля и главные оси изменчивости составов отдельных групп и типов пироксенов (см. табл. 7); (1) — группа I, 3, (2) — остальные группы мафит-пироксенов (кроме пижонитов), (3) — парагенетический тип 18, (4) — типы 19 и 20, (5) — тип 22, (6) — тип 21, (7) — область неравновесных субкальциевых составов, (8) — парагенетический тип 13 (пижониты); 4 — граница области неравновесных субкальциевых составов; 5 — экстремальные составы (обозначения см. на рис. 5).

Компонентная диаграмма, которая дана на рис. 6, оптимально отделяет авгиты от мафит- и кальцит-пироксенов. Эта же плоскость является наилучшей для диагностики парагенетических типов авгитов и достаточной для выделения среди мафит-пироксенов некоторых их типов, существенно различающихся по содержанию Са. Диаграмма на рис. 7 является оптимальной для разделения мафит- и кальцит-пироксенов, для диагностики парагенетических типов первого ряда и частично второго. Диаграммы на рис. 8 и 9 служат для разделения тех парагенетических типов мафит-пироксенов, составы которых не обособились в самостоятельные поля на предыдущих диаграммах.

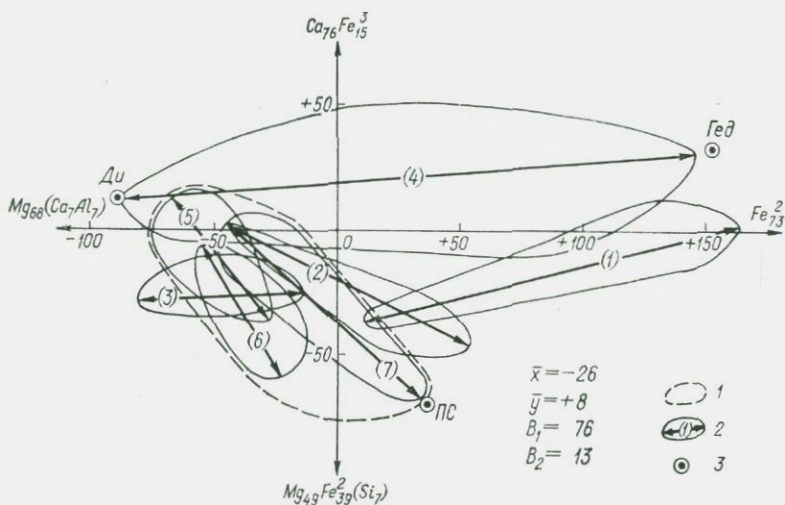


Рис. 7. Компонентная диаграмма мафит-пироксенов (без пижонитов) и кальцит-пироксенов.

1 — граница поля кальцит-пироксенов; 2 — фигуративные поля и главные оси изменчивости составов отдельных групп парагенетических типов пироксенов (см. табл. 7): (1) — группа 1,3 (без типа 12), (2) — тип 9, (3) — тип 5, (4) — остальные типы мафит-пироксенов (тип 7 занимает все поле), (5) — тип 17, (6) — тип 16, (7) — тип 15; 3 — экстремальные составы (обозначения см. на рис. 5).

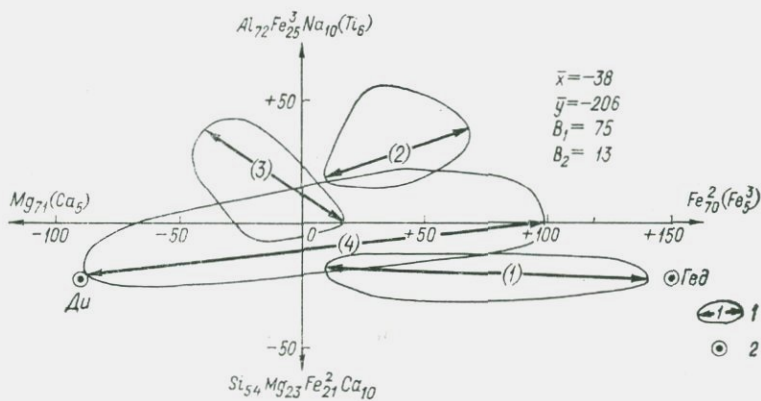


Рис. 8. Компонентная диаграмма мафит-пироксенов типов 1—4, 6, 8, 12, 14.

1 — фигуративные поля и главные оси изменчивости составов пироксенов следующих парагенетических типов: (1) — 12, (2) — 2, (3) — 14, (4) — остальные типы (неразделенные); 2 — экстремальные составы (обозначения см. на рис. 5).

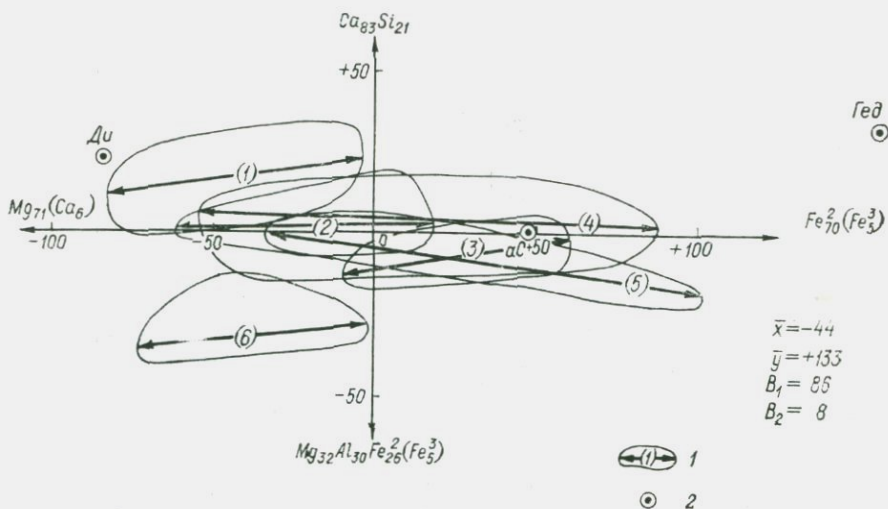


Рис. 9. Компонентная диаграмма мафит-пироксенов типов 1, 3, 4—6, 8.

1 — фигуративные поля и главные оси изменчивости составов для следующих парагенетических типов пироксенов: (1) — 1, (2) — 4, (3) — 6, (4) — 3, (5) — 8, (6) — 5; 2 — экстремальные составы: *aC* — алюмосалит ($\text{Ca}_9\text{Mg}_5\text{Fe}_6^2\text{Al}_1\text{Si}_{19}$), *Du* — диопсид, *Ged* — геденбергит.

4.3. Общие особенности вариаций состава пироксенов

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы, касающиеся общих закономерностей изменчивости химического состава пироксенов.

1. Резко преобладающим является замещение в октаэдрах Mg и Ca на Fe^2 , Na и трехвалентные катионы. Лишь авгиты служат исключением в этом отношении (замещение $\text{Si} \rightarrow \text{Al}$ в тетраэдре), однако, как видно на рис. 5, степень дифференцированности их составов значительно меньше, чем в других рядах. Наиболее широко распространены пироксены мафитового ряда.

2. За исключением эгиринов, хлоромеланитов и жадеитов фигуративные точки конкретных парагенетических типов пироксенов располагаются на отрезках лучей, исходящих из окрестности фигуративных точек диопсида—алюмодиопсида. Поэтому здесь наблюдается максимальная плотность точек. Совокупность лучей слагает в принципе непрерывный конус, образующими которого являются (если исключить авгиты), с одной стороны, нижняя граница поля омфацитов, а с другой — линия алюмодиопсид—алюмогеденбергит. Однако в пределах конуса составы наиболее часто концентрируются на лучах, соответствующих главным осям фигуративных полей. Эти оси фиксируют, таким образом, наиболее устойчивые состояния. Составы разных парагенетических типов авгитов при общей значительной неравновесности (параметр B , если исключить чистые фассаиты, не превышает 62%) чаще всего

располагаются вдоль лучей, заключенных между линиями диопсид—фассаит и диопсид—феррофассаит (субкальциевость авгитов не отражается на проекциях их составов в плоскости рис. 5).

3. Состав пород, в которых формируются пироксены (минеральный парагенезис), оказывает прямое влияние на тип изоморфных замещений. Омфацитовое, жадеитовое и хлоромеланитовое замещения характерны для систем с резко пониженной железистостью, причем для двух последних рядов необходима, кроме того, высокая глиноземистость. Аналогично в вулканитах авгитовое замещение присуще маложелезистым оливиновым и щелочным базальтам, в то время как в более железистых толеитовых базальтах пироксены принадлежат к ряду кальцитов. Железистость мафит-пироксенов возрастает при повышении железистости пород (геденбергиты характерны для наиболее железистых магм и железистых кварцитов). Изменение характера замещений при переходе от мафит-пироксенов через эгирин-мафиты и мафит-эгирины к эгиринам прямо связано с ростом щелочности пород и увеличением отношения в них Fe^3/Fe^2 . Пироксены при этом обогащаются Na и Fe^3 и обедняются Ca и Mg, а затем и Fe^2 . Это изменение составов тем резче, чем выше щелочность (выполаживание угла наклона главных осей фигуративных полей). Кальцит-пироксены характерны для пород с пониженной магнезиальностью, но с достаточно высоким содержанием Fe^2 и Ca.

4. Тип изоморфного замещения непосредственно не связан с условиями образования пироксенов — практически каждое замещение встречается как в магматических, так и в метаморфических и метасоматических породах. Однако эти условия существенно влияют на дифференцированность составов и степень равновесности систем. Составы пироксенов метаморфических пород отличаются наибольшей равновесностью при четко выраженной дифференцированности (параметр B чаще всего превышает 80 %, что указывает на одноосные и квазиодноосные системы); составы пироксенов вулканитов наименее дифференцированы и наиболее неравновесны ($B = 40 \div 60$); интрузивные породы занимают промежуточное положение ($B \geq 50$).

Таким образом, на характер и степень изменчивости химического состава пироксенов, как и гранатов, влияют не термодинамические условия сами по себе, а скорость их изменения или значение градиентов.

ГЛАВА 5

АМФИБОЛЫ

5.1. Общие замечания

С точки зрения химического состава и его вариаций амфиболы представляют собой наиболее сложную минеральную группу. В состав амфиболов могут входить 10 и более петрогенных эле-

ментов. Их кристаллохимическая формула $A_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH, F, O)_2$ показывает, что в отличие от других минералов общее число катионов в формульной единице амфиболов не является фиксированным, поэтому существует только общее уравнение, связывающее концентрации химических элементов в амфиболах (при пересчете на 23 атома кислорода): $\sum C_i = 46$, следующее из условия нейтральности суммарного заряда. Это уравнение имеет место и в породах. Следовательно, по числу возможных независимых направлений вариаций состава породы и амфиболов сопоставимы.

Теоретически возможные изоморфные замещения в амфиболах приведены в работе У. А. Дира и др. [14], известны и их основные миналы. В соответствии с номенклатурой, предложенной Международной минералогической ассоциацией, насчитывается 57 теоретических миналов амфиболов. Тем не менее вопрос о типах действительно реализующихся замещений в амфиболах из природных ассоциаций и о зависимости замещений от состава пород или характера парагенезиса изучен еще недостаточно полно.

Для классификации амфиболов по составу и типам замещения была сформирована выборка из 1540 анализов магнезиально-железистых, кальциевых, натрово-кальциевых и щелочных амфиболов метаморфических и некоторых магматических пород [3, 6, 10, 30, 35, 43 и др.]. Около 60 неопубликованных анализов амфиболов из метаморфических пород Кольского полуострова и Карелии были любезно предоставлены Ю. В. Нагайцевым, А. П. Белолипецким и В. А. Рождественской. Ю. В. Нагайцев оказал также большую помощь в систематизации материала.

С целью учета влияния термодинамических параметров на изоморфные замещения в амфиболах при наличии данных анализы в пределах парагенезисов разделялись на подгруппы по фациям метаморфизма и типам фаций в зависимости от давления (андалузитовый тип, дистеновый тип, эклогиты); основой при этом служила классификация, предложенная новосибирскими петрологами [41]. Как и при изучении других минералов, содержание H_2O в амфиболах не учитывалось из-за большой дисперсии, связанной с погрешностями определения. По разным причинам в процессе обработки пришлось исключить как недоброкачественные или нехарактерные для групп около четверти всех анализов, так что для получения окончательных выводов использовано 1130 анализов.

5.2. Классификация амфиболов

Общая компонентная диаграмма амфиболов в главной плоскости приведена на рис. 10, а полученная классификация — в табл. 9. Оказалось удобным сохранить принятое деление амфиболов по составу на три класса: магнезиально-железистые, кальциевые и щелочные. Натрово-кальциевые амфиболы рассматриваются нами в классе щелочных. Дальнейшее разделение осуществлялось в границах каждого из указанных классов.

Классификация амфиболов по составу и типам изоморфных замещений

Номер группы	Группы		Парагенетические типы				Объем выборки
	Содержание элементов, не участвующих в замещении, ат./230 ат. О	Теоретические крайние члены (в скобках — номер минала на диаграмме рис. 10)	Номер типа	Крайние члены, ат./230 ат. О	Параметр А, ат./100 ат. О	Параметр В, %	

КЛАСС I. МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ АМФИБОЛЫ

СЕРИЯ А. МАФИТ-АМФИБОЛЫ, Mg ↔ Fe²⁺РЯД I.A.1. Mg ↔ Fe²⁺

1	Ca ₂ Fe ³ Al ₂ Si ₇ 8	$\frac{Mg_{66} (1)}{Fe_{66}^2 (2)}$	1	$\frac{Mg_{49}Fe_{17}^2}{Mg_6Fe_{60}^2}$	8	93	Куммингтониты из разных парагенезисов	55
2	Ca ₂ Mn ₉ Al ₂ Si ₇ 8	$\frac{Mg_{60}}{Fe_{60}^2}$	2	$\frac{Mg_{46}Fe_{14}^2}{Mg_{32}Fe_{28}^2}$	4	95	Марганецсодержащие куммингтониты метасоматических пород марганцевых месторождений	5
3	Ca ₂ Mn ₂₀ Al ₂ Si ₇ 9	$\frac{Mg_{47}}{Fe_{47}^2}$	3	$\frac{Mg_{41}Fe_6^2}{Mg_{19}Fe_{28}^2}$	5	95	Манганокуммингтониты метасоматических пород марганцевых месторождений	7

РЯД I.A.2. 4Mg+Si ↔ 3Fe²⁺+Al+Fe³⁺

4		$\frac{Mg_{67}Fe_3^2Si_{80} (3)}{Mg_{27}Fe_{33}^2Fe_{10}^3Al_{10}Si_{70} (4)}$	4	$\frac{Mg_{63}Fe_6^2Fe_1^3Al_1Si_{79}}{Mg_{47}Fe_{18}^2Fe_5^3Al_5Si_{75}}$	2	65	Антофиллиты ультрамафитов, серпентинитов	41
---	--	--	---	--	---	----	--	----

СЕРИЯ Б. СИАЛИТ-АМФИБОЛЫ, Si ↔ Al

РЯД I.B.1. 5Si+7Fe²⁺ ↔ 10Al+2Mg

5	Na ₃ Ca ₁ Fe ₁ ³	$\frac{Mg_{34}Fe_{33}^2Al_2Si_{78} (5)}{Mg_{41}Fe_{10}^2Al_{37}Si_{60} (6)}$	5	$\frac{Mg_{36}Fe_{26}^2Al_{12}Si_{73}}{Mg_{41}Fe_{10}^2Al_{37}Si_{60}}$	3,5	60	Жедриты метаморфических и метасоматических пород разных парагенезисов Феррожедриты высокоглиноземистых сланцев (ЖедА ± ГрКумПлКв)* Тиродиты метасоматических пород марганцевых месторождений	28
6	Na ₅ Ca ₁ Mg ₁₆ Fe ₃₂ ² Fe ₆ ³ Al ₃₃ Ti ₁ Si ₆₀		6					
7	K ₁ Na ₄ Ca ₃ Mg ₆₀ Mn ₈ Fe ₁ ² Fe ₂ ³ Al ₃ Si ₇₄		7					

КЛАСС II. КАЛЬЦИЕВЫЕ АМФИБОЛЫ

СЕРИЯ А. МАФИТ-АМФИБОЛЫ, Mg ↔ Fe²⁺РЯД II.A.1. Mg ↔ Fe²⁺

8	K ₂ Na ₅ Ca ₁₈ Fe ₅ ³ Al ₂₀ Ti ₁ Si ₆₃	$\frac{Mg_{42} (7)}{Fe_{42}^2 (8)}$	8	$\frac{Mg_{33}Fe_9^2}{Mg_{20}Fe_{22}^2}$	2	62	Чермакитовые—феррочермакитовые роговые обманки амфибол-двупироксеновых сланцев (ГиДиРоПл ± БиКниКв)	55
9	K ₁ Na ₅ Ca ₁₈ Fe ₅ ³ Al ₂₂ Ti ₂ Si ₆₂	$\frac{Mg_{41} (9)}{Fe_{41}^2 (10)}$	9	$\frac{Mg_{33}Fe_8^2}{Mg_{14}Fe_{27}^2}$	2,5	69	Чермакитовые—феррочермакитовые роговые обманки гранат-амфибол-гиперстеновых сланцев (ГиГрРоПл ± ДиБиКниКв)	50
			10	Mg ₈ Fe ₃₃ ²	1,5	60	Феррочермакитовые роговые обманки амфиболсодержащих кварцитов, частично гранито-гнейсов (РоКв ± ПлКниКвМт)	8

* Принятые сокращения названий минералов: А — алюмосиликат (дистен—Дис, андалузит, силлиманит), Аб — альбит, Амф — амфибол, Ант — антофиллит, Би — биотит, Ги — гиперстен, Гр — гранат, Ди — диопсид, Жед — жедрит, Ка — кальцит, Кар — карбонат, Кв — кварц, Ки — кинанит, Кни — калиевый полевой шпат, Кум — куммингтонит, Му — мусковит, Мт — магнетит, Омф — омфациит, Пл — плагиоклаз, Ро — роговая обманка, Ст — ставролит, Тр — тремолит, Хл — хлорит, Цо — цоизит, Эл — эпидот.

Номер группы	Группы		Парагенетические типы				Объем выборки			
	Содержание элементов, не участвующих в замещении, ат./230 ат. О	Теоретические крайние члены (в скобках — номер минала на диаграмме рис. 10)	Номер типа	Крайние члены, ат./230 ат. О	Параметр А, ат./100 ат. О	Параметр В, %		Разновидность амфибола и порода (парагенезис)		
РЯД II.A.2. $7Mg+Si \leftrightarrow 6Fe^2+2Fe^3$										
10	$K_2Na_5Ca_{18}Al_{24}Ti_2$	$Mg_{36}Fe_5^2Si_{64}$ (11) $Fe_{35}^2Fe_{11}^3Si_{59}$ (12)	11	$Mg_{29}Fe_{11}^2Fe_3^3Si_{63}$ $Mg_7Fe_{29}^2Fe_9^3Si_{60}$	3	63	Ряд чермакитовая роговая обманка—ферриферрочермакит гранатовых плагиоамфиболитов (<i>РоГрПл ± БиЭнКшиКв</i>)	76		
РЯД II.A.3. $7Mg+Si \leftrightarrow 6Fe^2+Al$										
11	$K_1Na_4Ca_{18}Fe_5^3Ti_2$	$Mg_{41}Fe_2^2Al_{13}Si_{68}$ (13) $Mg_5Fe_{28}^2Al_{25}Si_{64}$ (14)	12	$Mg_{34}Fe_9^2Al_{15}Si_{67}$ $Mg_{12}Fe_{22}^2Al_{23}Si_{65}$	2,5	58	Ряд магнезиальная роговая обманка — феррочермакитовая роговая обманка плагиоамфиболитов (<i>РоПл ± КшиКв</i>)	128		
РЯД II.A.4. $4Mg+Si \leftrightarrow 3Fe^2+2Al$										
12	$K_2Na_5Ca_{20}Fe_6^3Ti_1$ Si < 63 или F < 50	$Mg_{43}Fe_1^2Al_{11}Si_{68}$ (13) $Mg_{11}Fe_{25}^2Al_{27}Si_{60}$ (15)	13	$Mg_{36}Fe_6^2Al_{17}Si_{65}$ $Mg_{22}Fe_{19}^2Al_{23}Si_{61}$	2,5	53	Ряд эденит—ферропаргасит скарнов и скарноидов	17		
			14	$Mg_{31}Fe_{10}^2Al_{17}Si_{65}$ $Mg_{22}Fe_{17}^2Al_{21}Si_{63}$	1,5	44	Ряд эденит—ферропаргасит амфибол-клинопироксеновых сланцев	29		
13	$K_1Na_4Ca_{20}Fe_6^3$ Si > 68 или F > 50	$Mg_{45}Fe_6^2Si_{74}$ (16) $Mg_1Fe_{39}^2Al_{22}Si_{63}$ (17)	15	$Mg_{41}Fe_9^2Al_2Si_{73}$ $Mg_1Fe_{39}^2Al_{22}Si_{63}$	9	95	Ряд актинолит—гастингсит хлорит-актинолитовых сланцев, скарнов и скарноидов	6		
РЯД II.A.5. $7Mg+3Si \leftrightarrow 4Fe^2+4Al+2Fe^3$										
6	14	$K_2Na_4Ca_{19}Ti_1$ Si < 70		$Mg_{32}Fe_{10}^2Fe_3^3Al_{15}Si_{69}$ (20) $Mg_{10}Fe_{22}^2Fe_{10}^3Al_{28}Si_{59}$ (15)	16	$Mg_{32}Fe_{10}^2Fe_3^3Al_{15}Si_{69}$ $Mg_{17}Fe_{18}^2Fe_8^3Al_{24}Si_{62}$	3	52	Ряд магнезиальная роговая обманка—феррогастингсит плагиоамфиболитов (<i>РоПл ± ХлЭнБуКаМу КшиКв</i>)	144
					17	$Mg_{29}Fe_{12}^2Fe_5^3Al_{15}Si_{67}$ $Mg_{19}Fe_{16}^2Fe_{10}^3Al_{22}Si_{61}$	2	70	Ряд магнезиальная роговая обманка—феррогастингсит амфибол-биотитовых гнейсов и гранитоидов (<i>РоБуПлКшиКв</i>)	26
	15	Na_1Ca_{19} Si ≥ 70		$Mg_{48}Al_3Si_{79}$ (Тр) $Mg_{27}Fe_{12}^2Fe_6^3Al_{15}Si_{70}$ (21)	18	$Mg_{48}Al_3Si_{79}$ $Mg_{34}Fe_8^2Fe_4^3Al_{11}Si_{73}$	4	71	Тремолиты скарнов и скарноидов	37
РЯД II.A.6. $6Mg+3Si \leftrightarrow 6Fe^2+4Al$										
16	$K_1Na_8Ca_{16}Fe_4^3Ti_1$	$Mg_{35}Fe_2^2Al_{18}Si_{69}$ (18) $Mg_{17}Fe_{20}^2Al_{30}Si_{60}$ (19)	19	$Mg_{35}Fe_2^2Al_{18}Si_{69}$ $Mg_{23}Fe_{14}^2Al_{26}Si_{63}$	2,5	70	Каринтины. Ряд эденит—феррочермакит измененных эклогитов (<i>ОмфРоГр ± МуПлКшиКв</i>)	17		
РЯД II.A.7. $8Mg+2Al \leftrightarrow 5Fe^2+4Fe^3$										
17	$K_4Na_6Ca_{20}Si_{60}$	$Mg_{40}Fe_1^3Al_{29}$ (Па) $Fe_{25}^2Fe_{21}^3Al_{19}$ (22)	20	$Mg_{40}Fe_1^3Al_{29}$ $Mg_{28}Fe_8^2Fe_7^3Al_{26}$	2	45	Ряд паргасит—гастингсит карбонатных пород	17		
РЯД II.A.8. $5Mg+4Al+3Fe^3 \leftrightarrow 5Fe^2+5Ti$										
18	$K_2Na_7Ca_{18}Si_{59}$	$Mg_{36}Fe_5^2Al_{27}Fe_6^3$ (23) $Mg_{28}Fe_{12}^2Al_{19}Ti_{11}$ (24)	21	$Mg_{35}Fe_5^2Al_{26}Fe_5^3Ti_2$ $Mg_{28}Fe_{12}^2Al_{19}Ti_{11}$	2,5	47	Ряд паргасит—керсутит габбро-порфиритов и габбро	12		

Номер группы	Группы		Парагенетические типы			Объем выборки	
	Содержание элементов, не участвующих в замещении, ат./230 ат. О	Теоретические крайние члены (в скобках — номер минала на диаграмме рис. 10)	Номер типа	Крайние члены, ат./230 ат. О	Параметр А, ат./100 ат. О Параметр В, %		Разновидность амфибола и порода (парагенезис)
СЕРИЯ Б. СИАЛИТ-АМФИБОЛЫ, Si ↔ 2 Al(Fe³)							
РЯД II.Б.1. Mg+Si ↔ 2Al							
19	Na ₃ Ca ₁₇ Fe ₁₈ ² Fe ₂ ³	$\frac{Mg_{47}Si_{77} (16)}{Mg_{38}Al_{13}Si_{63} (25)}$	22	$\frac{Mg_{46}Al_2Si_{76}}{Mg_{38}Al_{18}Si_{68}}$	4 78	Ряд тремолит—магнезиальная роговая обманка измененных ультрамафитов	15
РЯД II.Б.2. 5Mg+3Si ↔ 6Al+2Fe ²							
20	Na ₇ Ca ₁₆ Fe ₁ ³	$\frac{Mg_{48}Al_7Si_{75} (26)}{Mg_{23}Fe_{10}^2Al_{37}Si_{60} (27)}$	23	$\frac{Mg_{38}Fe_4^2Al_{19}Si_{69}}{Mg_{32}Fe_6^2Al_{27}Si_{65}}$	2 91	Ряд тремолит—чермакит измененных диэстеновых эклогитов (ОмфРоГрДис ± ЦоКв)	5
РЯД II.Б.3. 3Mg+2Si ↔ 3Fe ³ +Al+Fe ²							
21	Na ₆ Ca ₁₈	$\frac{Mg_{28}Fe_{13}^2Fe_2^3Al_{18}Si_{69} (28)}{Mg_{16}Fe_{17}^2Fe_{14}^3Al_{22}Si_{61} (29)}$	24	$\frac{Mg_{28}Fe_{13}^2Fe_2^3Al_{18}Si_{69}}{Mg_{21}Fe_{15}^2Fe_8^3Al_{21}Si_{65}}$	1,5 46	Ряд магнезиальная роговая обманка—ферроферричермакит хлорит-гранат-роговообманковых сланцев (РоГрХлКв ± БиЭпМуПл)	12
СЕРИЯ В. ТИАЛИТ-АМФИБОЛЫ, Ti ↔ Al							
РЯД II.В.1. 3Ti+2Mg ↔ 3Al+2Ca							
22	Na ₇ Fe ₁₆ ² Fe ₃ ³ Si ₆₀	$\frac{Ca_{15}Mg_{25}Al_{17}Ti_{11} (30)}{Ca_{21}Mg_{19}Al_{26}Ti_2}$	25	$\frac{Ca_{17}Mg_{23}Al_{20}Ti_3}{Ca_{21}Mg_{19}Al_{26}Ti_2}$	2 48	Ряд керсутит—паргасит габбро	8
23	Na ₄ Ca ₁₇ Mg ₂₀ Fe ₁₈ ² Fe ₆ ³ Al ₂₄ Si ₆₄		26			Чермакитовые роговые обманки дуамфиболовых сланцев (РоКум ± ГрПлКв)	6
24	Na ₄ Ca ₁₆ Mg ₂₉ Fe ₁₃ ² Fe ₂ ³ Al ₂₂ Ti ₁ Si ₆₆		27			Магнезиальные роговые обманки в парагенезисе РоКумЖед(Ант) ± КарБиПлКв	8
КЛАСС III. ЩЕЛОЧНЫЕ АМФИБОЛЫ							
СЕРИЯ А. МАФИТ-АМФИБОЛЫ, Mg ↔ Fe²							
РЯД III.А.1. Mg ↔ Fe ²							
25	Na ₁₆ Ca ₃ Fe ₆ ³ Al ₁₆ Si ₇₈	$\frac{Mg_{30} (ГЛ)}{Fe_{30}^2 (ФГЛ)}$	28	$\frac{Mg_{21}Fe_9^2}{Mg_{15}Fe_{15}^2}$	1,5 46	Ряд глаукофан—ферроглаукофан глаукофановых сланцев	26
26	Na ₁₆ Ca ₂ Fe ₁₆ ³ Al ₂ Si ₇₉	$\frac{Mg_{35} (32)}{Fe_{35}^2 (33)}$	29	$\frac{Mg_{33}Fe_2^2}{Mg_{15}Fe_{20}^2}$	1,5 39	Ряд магнезиорибекит—рибекит пород рудных и асбестовых месторождений	53
СЕРИЯ Б. ФЕРРИФЕРРОАМФИБОЛЫ, Fe³ ↔ Fe²							
РЯД III.Б.1. 2Fe ³ ↔ 3Fe ²							
27	Na ₂₇ Ca ₃ Mg ₁ Al ₃ Ti ₂ Si ₇₇	$\frac{Fe_2^2Fe_{32}^3 (34)}{Fe_{50}^2 (35)}$	30	$\frac{Fe_{17}^2Fe_{22}^3}{Fe_{35}^2Fe_{10}^3}$	1,5 38	Ряд ферроэкерманит—ферриарфведсонит (?) щелочных гранитов (Нигерия, Кольский полуостров, Монголия, США)	87

Номер группы	Группы		Парагенетические типы			Объем выборки	
	Содержание элементов, не участвующих в замещении, ат./230 ат. О	Теоретические крайние члены (в скобках — номер минала на диаграмме рис. 10)	Номер типа	Крайние члены, ат./230 ат. О	Параметр А, ат./100 ат. О Параметр В, % ₃₀		Разновидность амфибола и порода (парагенезис)
	РЯД III.Б.2. $9\text{Fe}^3+5\text{Na} \leftrightarrow 11\text{Fe}^2+5\text{Ca}$						
28	$\text{Mg}_1\text{Al}_5\text{Ti}_2\text{Si}_{176}$	$\frac{\text{Na}_{20}\text{Ca}_3\text{Fe}_{25}^2\text{Fe}_{18}^3 (P\sigma)}{\text{Na}_{10}\text{Ca}_{13}\text{Fe}_{47}^2 (36)}$	31	$\frac{\text{Na}_{20}\text{Ca}_3\text{Fe}_{25}^2\text{Fe}_{18}^3}{\text{Na}_{15}\text{Ca}_7\text{Fe}_{36}^2\text{Fe}_9^3}$	2,5 66	Ряд рибекит—ферровинчит граносенитов и гранофилов (Монголия)	18
	РЯД III.Б.3. $2\text{Fe}^3+2\text{Na} \leftrightarrow 2\text{Fe}^2+\text{Si}$						
29	$\text{Ca}_8\text{Mg}_5\text{Al}_3\text{Ti}_3$	$\frac{\text{Na}_{22}\text{Fe}_{27}^2\text{Fe}_{21}^3\text{Si}_{70} (37)}{\text{Na}_2\text{Fe}_{47}^2\text{Fe}_{1}^3\text{Si}_{80} (38)}$	32	$\frac{\text{Na}_{18}\text{Fe}_{23}^2\text{Fe}_{17}^3\text{Si}_{172}}{\text{Na}_{12}\text{Fe}_{31}^2\text{Fe}_{11}^3\text{Si}_{175}}$	2 48	Ряд Са-рибекит—Са-грюнерит щелочных гранитов главной фазы орогении (Монголия)	13
	РЯД III.Б.4. $4\text{Fe}^3+3\text{Ca} \leftrightarrow 3\text{Fe}^2+3\text{Si}$						
30	$\text{Na}_{18}\text{Mg}_3\text{Al}_2$	$\frac{\text{Ca}_{10}\text{Fe}_{18}^2\text{Fe}_{30}^3\text{Si}_{71} (39)}{\text{Ca}_1\text{Fe}_{27}^2\text{Fe}_{18}^3\text{Si}_{80} (P\sigma)}$	33	$\frac{\text{Ca}_7\text{Fe}_{21}^2\text{Fe}_{26}^3\text{Si}_{71}}{\text{Ca}_1\text{Fe}_{27}^2\text{Fe}_{18}^3\text{Si}_{80}}$	1,5 34	Ряд Са-ферририбекит—рибекит метаморфических пород, микроклинитов (северо-восток Тувы)	57
31	$\text{Na}_8\text{Ca}_{14}\text{Mg}_{27}\text{Fe}_{13}^2\text{Fe}_3^3\text{Al}_9\text{Ti}_1\text{Si}_{72}$		34			Субкальциевые актинолиты (винчиты?) хлоритовых сланцев среди измененных эклогитов (АмфХлАбЭнКв±КаМу)	4
32	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_{11}\text{Mg}_{28}\text{Fe}_{10}^2\text{Fe}_4^3\text{Al}_{18}\text{Si}_{71}$		35			Барруазиты измененных эклогитов (ОмфАмфГр±ПлБиКпшКв)	8
33	$\text{Na}_{12}\text{Ca}_8\text{Mg}_{19}\text{Fe}_{12}^2\text{Fe}_{17}^3\text{Al}_{19}\text{Si}_{73}$		36			Барруазиты хлоритовых сланцев среди измененных эклогитов	4
34	$\text{Na}_{20}\text{Ca}_3\text{Mg}_{23}\text{Fe}_7^2\text{Fe}_{14}^3\text{Al}_8\text{Si}_{77}$		37			Кросситы железистокарбонатных пород	6
35	$\text{Na}_{17}\text{Ca}_1\text{Mg}_{12}\text{Fe}_{20}^2\text{Fe}_{19}^3\text{Si}_{80}$		38			Рибекиты (родуситы) (Кривой Рог и родственные месторождения)	21
36	$\text{Na}_{15}\text{Ca}_6\text{Mg}_{13}\text{Fe}_{23}^2\text{Fe}_{11}^3\text{Al}_4\text{Ti}_2\text{Si}_{77}$		39			Рибекиты кварцевых сиенитов (Корейский полуостров), щелочных гранитов (Западное Забайкалье)	4
37	$\text{Na}_{26}\text{Ca}_2\text{Mn}_2\text{Mg}_{15}\text{Fe}_{16}^2\text{Fe}_{13}^3\text{Al}_7\text{Ti}_1\text{Si}_{75}$		40			Магнезиоарфведсониты щелочных пегматитов (Западное Забайкалье)	3
38	$\text{Na}_{17}\text{Ca}_6\text{Mg}_{25}\text{Fe}_{13}^2\text{Fe}_9^3\text{Al}_4\text{Ti}_3\text{Si}_{76}$		41			Магнезиорибекиты щелочных гранитов (Западное Забайкалье)	4
39	$\text{Na}_{14}\text{Ca}_{11}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_2^2\text{Fe}_4^3\text{Al}_2\text{Si}_{79}$		42			Рихтериты карбонатных пород	3

Магнезиально-железистые амфиболы. В этом классе выделены две изоморфные серии: мафит-амфиболы с ведущим замещением $Mg \leftrightarrow Fe^2$, включающие куммингтониты и антофиллиты, и сиалит-амфиболы (ведущее замещение $Si \leftrightarrow Al$), представленные жедритами. Единственный установленный изоморфный ряд в жедритах характеризуется наличием согласованных замещений $Fe^2Si \leftrightarrow 2Al$ и $Fe^2 \leftrightarrow Mg$ в пропорции 5:2 (ряд I.Б.1). Таким образом, жедриты по типу замещения резко отличаются как от куммингтонитов и антофиллитов, так и от других рядов амфиболов.

Установлено, что куммингтониты и антофиллиты представляют собой самостоятельные ряды в пределах серии мафит-амфиболов. Если в ряду куммингтонитов замещение $Mg \leftrightarrow Fe^2$ единственное (ряд I.А.1), то в антофиллитах (ряд I.А.2) наряду с ним осуществляется замещение $MgSi \leftrightarrow AlFe^3$ в пропорции к главному 1:3. Это приводит к тому, что по мере возрастания железистости антофиллитов (теоретически возможная максимальная железистость членов этого ряда, как следует из состава крайних членов, равна около 50 %) происходит согласованное увеличение и их глиноземистости (теоретически до 1,0 ат./ф.). Следовательно, возможно пересечение составов наиболее глиноземистых антофиллитов и наименее глиноземистых жедритов, хотя в изученных парагенетических типах этого не наблюдалось. Различаются эти минералы в области пересечения прежде всего по своим схемам замещения, что приводит к резко разной ориентировке их фигуративных полей на компонентной диаграмме составов (см. рис. 10, поля 4 и 5). Кроме того, антофиллиты с содержанием алюминия от 0,5 до 1,0 ат./ф. характеризуются содержанием кремния от 7,0 до 7,5 и наличием 0,5—1,0 Fe^3 , а жедриты — присутствием от 7,4 до 7,8 кремния и отсутствием Fe^3 . Указанные особенности изоморфизма антофиллитов, как будет показано ниже, типичны также для кальциевых амфиболов.

К ряду I.А.1 относятся также две группы куммингтонитов с содержанием Mn 0,9 и 2,0 ат./ф. Как выяснилось, марганец не принимает участия в замещении: относящиеся по составу к магнезиально-железистым амфиболам феррожедриты и тиродиты (группы 6 и 7) характеризуются однородным составом (возможно, что этот вывод является следствием недостаточной представительности выборки).

Кальциевые амфиболы. Этот класс является наиболее распространенным и в то же время наиболее сложным в отношении состава и типов замещений. Кальциевые амфиболы, как и магнезиально-железистые, в основном принадлежат к двум сериям: мафит- и сиалит-амфиболам, причем большинство парагенетических типов относится к первой серии. Кроме того, одна из групп керсутитов габбро представляет собой самостоятельную серию, названную нами тиазит-амфиболами из-за ведущей роли замещения $Ti \leftrightarrow Al$. В изученном парагенетическом типе 25 керсутиты кроме ведущего замещения характеризуются еще замещением

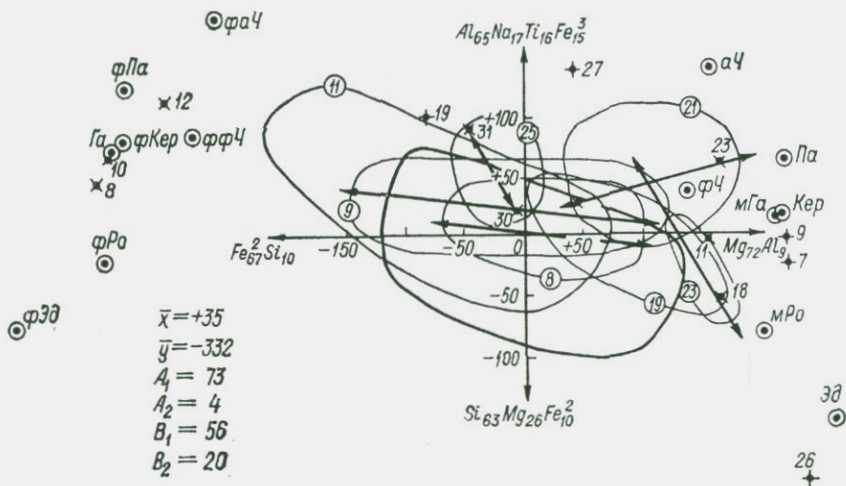


Рис. 11. Детализация фрагмента общей компонентной диаграммы: парагенетические типы 8, 9, 11, 19, 21, 23, 25 кальциевых амфиболов.

Жирной линией показана граница общего фигуративного поля для типов 12—14, 16, 17, 24, 26, 27; остальные усл. обозначения см. на рис. 10.

$Mg \leftrightarrow Ca$ в пропорции 2:3 и принадлежат к ряду керсутит—паргасит (ряд II.B.1). Поле керсутитов типа 25 не выделяется на общей диаграмме, оно изображено на рис. 11.

Сиалит-амфиболы с ведущим замещением $MgSi \leftrightarrow 2Al$, т. е. амфиболы ряда актинолит — роговая обманка, встречаются редко. Единственным это замещение является только в амфиболох измененных ультрамафитов (тип 22), но и в этом случае полученный вывод требует проверки, поскольку на отдельной компонентной диаграмме составы амфиболов этого типа распределились неравномерно, а парагенезисы указанных пород характеризуются разнообразием и не всегда были точно известны. Не исключено, что данное замещение, как и во многих других случаях, отражает не внутригрупповой тренд (т. е. непрерывное собственно изоморфное замещение), а прерывистое изменение состава амфиболов при изменении термодинамических условий образования отдельных парагенезисов. В амфиболох измененных дистеновых эклогитов (тип 23) замещение $Mg \leftrightarrow Fe^2$ играет лишь несколько меньшую роль, чем $MgSi \leftrightarrow 2Al$ (пропорция 2:3). Малое число анализов (пять) и сходство ориентировки поля этого типа с типом 18, относящимся уже к мафит-амфиболам (см. рис. 10, 11), допускают принадлежность к последним и типа 23.

В третьей (и последней) отнесенной к сиалит-амфиболам группе из хлорит-гранат-роговообманковых сланцев (тип 24) вариации состава ниже минимально допустимых для точного установления изоморфизма ($A = 1,5$), поэтому указанное в табл. 9 замещение нельзя считать точно установленным. Кроме того, это замещение обладает не встречающейся в других типах специфич-

кой: главную роль в замещении играет не Al, а Fe³, по этой причине отнесение типа 24 к сиалит-амфиболом также условно.

Во всех остальных парагенетических типах кальциевые амфиболы характеризуются ведущим замещением Mg ↔ Fe². Следовательно, амфиболы непрерывного ряда актинолит (тремолит) — роговая обманка отсутствуют или, по крайней мере, встречаются очень редко. Этот вывод удалось получить только путем учета парагенезисов и разделения внутри- и межгрупповых трендов. Как видно на рис. 10, поля актинолитов и роговых обманок тесно соприкасаются, поэтому если судить только по общим вариациям состава амфиболов, то существование ряда актинолит—роговая обманка вполне реально, что и признавалось минералогами до настоящего времени.

Рассмотрим более подробно кальциевые мафит-амфиболы. Замещение Mg ↔ Fe² является единственным только в трех парагенетических типах (ряд II.A.1), два из которых представлены амфибол-пироксеновыми сланцами гранулитовой фации, а третий — кварцитами и гранито-гнейсами. В этих типах алюминий не участвует в замещении, причем по его содержанию роговые обманки амфибол-двупироксеновых сланцев (тип 8) отличаются от двух остальных типов (9 и 10): имеется Al 2,0 ат./ф. в первом случае и 2,2 во втором при несколько более низком содержании Si. На этом основании в пределах ряда II.A.1 выделено две группы — 8 и 9. Принадлежащие группе 9 парагенетические типы 9 и 10 различаются по интенсивности вариаций и по железистости. Амфиболы кварцитов и частично гранито-гнейсов (тип 10) в отличие от амфиболов амфибол-гиперстеновых сланцев характеризуются однородностью состава и предельной для кальциевых амфиболов железистостью (80%), благодаря чему их поле на рис. 10 отделено от поля роговых обманок и пересекается лишь с наиболее железистыми составами актинолитового ряда.

Для остальных рядов кальциевых мафит-амфиболов (за исключением каринтинов, паргаситов и керсутитов, ряды II.A.6—II.A.8), как и для антофиллитов, наряду с замещением Mg ↔ Fe² характерно согласованное с ним замещение MgSi ↔ 2(Al, Fe³). Соотношение этого замещения с ведущим меняется в разных рядах. С учетом сиалит-амфиболов роль сопутствующего замещения в метаморфических породах возрастает в последовательности: амфибол-гиперстеновые и амфибол-двупироксеновые сланцы (замещение Mg ↔ Fe² единственное) → плаггиоамфиболиты и гранатоплаггиоамфиболиты (соотношение ведущего замещения с сопутствующим 6:1) → амфибол-клинопироксеновые сланцы (3:1) → низкотемпературные плаггиоамфиболиты, амфибол-биотитовые гнейсы и гранитоиды (4:3) → хлорит-гранат-роговообманковые сланцы (1:2). Очевидно, что эту последовательность нельзя объяснить только изменением термодинамических условий, хотя некоторая тенденция усиления роли замещения MgSi ↔ 2(Al, Fe³) с понижением температуры метаморфизма наблюдается. Для более полного объяснения необходимо изучить согласование

химического состава амфиболов и пород в указанной последовательности.

Интересно также отметить разную степень участия Fe^3 в сопутствующем замещении. Из перечисленных пород это участие максимально в гранат-роговообманковых плагиоамфиболитах (замещение $MgSi \rightarrow 2Fe^3$), превышает роль алюминия в хлорит-гранат-роговообманковых сланцах и существенно в низкотемпературных плагиоамфиболитах, амфибол-биотитовых гнейсах и гранитоидах. В остальных случаях (ряды II.A.1—II.A.5) содержание Fe^3 практически не варьирует. Следовательно, роль Fe^3 в сопутствующем замещении в целом повышается с понижением температуры метаморфизма и раскислением пород.

Если ряды II.A.2 и II.A.3 роговых обманок представлены одним парагенетическим типом каждый, то в рядах II.A.4 и II.A.5 выделяется по две группы и по три парагенетических типа. Группы в ряду II.A.4 представлены: одна — роговыми обманками скарнов, скарноидов и амфибол-клинопироксеновых сланцев, другая — актинолитами скарнов, скарноидов и хлорит-актинолитовых сланцев. Различия в составе этих групп амфиболов выражаются сложнее, чем это обычно отмечается в формальных классификациях. Вследствие одновременного наличия указанных выше двух типов замещений роговые обманки и актинолиты нельзя различить ни по глиноземистости (в первых содержание Al может понижаться до 1,1, а во вторых подниматься до 2,2 ат./ф.), ни по содержанию кремнезема (интервал от 6,3 до 6,8 ат./ф. является общим для обеих групп). В обеих группах увеличение железистости сопровождается закономерным ростом содержания глинозема и понижением содержания Si и $\sum R^{2+}$.

Различие групп 12 и 13 состоит в том, что при общем для них интервале изменений Si железистость роговой обманки всегда меньше 50 % (максимальная 41 %), а железистость актинолита всегда больше 50 % (минимальная 53 %). Общая предельная железистость роговых обманок группы 12 равна 70 %, а актинолитов группы 13 достигает 97 %. При этом благодаря постоянному содержанию $Fe^3 = 0,6$ и $Al^{VI} = 0,2$ ат./ф. составы актинолитов попадают в область гастингситов (ряд актинолит—гастингсит). Отмеченные различия групп хорошо видны на рис. 12. Роговые обманки скарнов и скарноидов (тип 13) и амфибол-клинопироксеновых сланцев (тип 14), входящие в группу 12 как самостоятельные парагенетические типы, различаются главным образом по предельной магниальности: в первом случае (тип 13) она значительно выше (85 %). Области железистых составов обоих типов пересекаются.

Сравним группы 14 (роговые обманки низкотемпературных плагиоамфиболитов, амфибол-биотитовых гнейсов и гранитоидов) и 15 (тремолиты скарнов и скарноидов), принадлежащие ряду II.A.5. Принципиальные особенности вариаций их состава те же, что и для групп 12 и 13. В группах 14 и 15 также с повышением железистости возрастает глиноземистость, но падает содержание

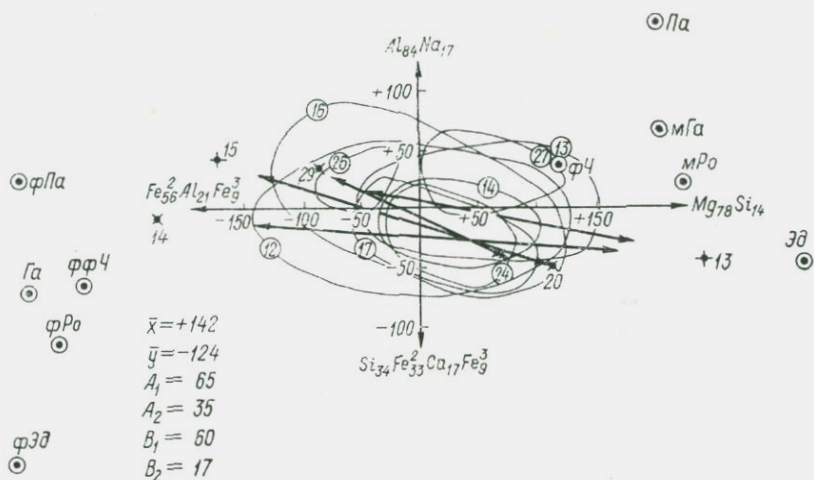


Рис. 12. Детализация фрагмента общей компонентной диаграммы: парагенетические типы 12—14, 16, 17, 24, 26, 27 кальциевых амфиболов.

Усл. обозначения см. на рис. 10.

Si и ΣR^{2+} . Отличие групп 14 и 15 от групп 12 и 13 состоит в других количественных соотношениях между этими параметрами и в том, что повышение глиноземистости сопровождается некоторым ростом Fe^3 . Однако различать между собой группы 14 и 15 легче, чем 12 и 13, поскольку интервалы изменений Si в них не перекрываются ($<7,0$ ат./ф. в группе 14 и $\geq 7,0$ в группе 15).

Заметим также, что, хотя теоретически минимальная железистость роговых обманок (23 %) может быть несколько ниже максимальной для тремолитов (30 %), практически этого не наблюдается (в изученных тремолитах железистость $F \leq 19$). Входящие в группу 14 типы 16 (низкотемпературные плагиоамфиболиты) и 17 (амфибол-биотитовые гнейсы и гранитоиды) различаются по интервалам изменения магнезиальности. Первые характеризуются также высокой дисперсностью составов (см. рис. 12).

Как следует из всего изложенного, тремолиты (группа 15) и актинолиты (группа 13) принадлежат к разным рядам со своими особенностями замещений (при некотором их качественном сходстве) и со своими крайними членами. Составы этих рядов также практически не перекрещиваются (см. рис. 10). У актинолитов и тремолитов имеется небольшой общий интервал возможных вариаций железистости (минимальная для актинолитов и максимальная для тремолитов железистость составляет соответственно 18 и 30 %), но в этом интервале содержание Al в тремолитах не ниже 0,9, а в актинолитах не выше 0,4 ат./ф. Таким образом, результаты нашего исследования доказывают отсутствие в природных амфиболах единого ряда тремолит—актинолит.

Специфическими по типам замещений и составу являются ряды II.A.6—II.A.8, представленные одним парагенетическим типом

каждый. Особенностью каринтинов (группа 16) кроме известной недосыщенности Са и содержания Na до 1,0 ат./ф. служит наличие в качестве сопутствующего замещения $3\text{Si} \leftrightarrow 4\text{Al}$. В паргаситах карбонатных пород (группа 17) вместе с ведущим замещением $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^2$ осуществляются согласованные замещения $\text{Al} \leftrightarrow \text{Fe}^3$ и $3\text{Mg} \leftrightarrow 2\text{Fe}^3$ (в пропорции 5:2:1). Предельно железистым членом этого ряда является гастингсит, но вариации в изученном типе невелики и не выходят за пределы составов паргаситов (см. рис. 10, тип 20). В амфиболах габбро-порфиритов и габбро (группа 18) вместе с заменой Mg на Fe^2 происходит увеличение титанистости за счет Al и Fe^3 (ряд паргасит—керсутит). По составу эти амфиболы в отличие от керсутитов группы 22 близки к паргаситам. Таким образом, в магматических породах основного состава выявились две группы амфиболов (группы 18 и 22), существенно различающиеся как по типу замещения (мафиты и тиалиты), так и по составу (см. рис. 11, типы 21 и 25). Общим для них является то, что в замещении участвует титан.

В двух группах роговых обманок ряда П.В.1 — из двуамфиболовых (группа 23) и трехамфиболовых (группа 24) сланцев — вариации состава оказались слишком малы для определения характера изоморфизма. В группе 23 роговая обманка ассоциирует с куммингтонитом, а в группе 24 — с куммингтонитом и жедритом. Полученный результат может быть следствием как химической однородности этих групп, так и недостаточной представительности выборок (6 и 8 анализов соответственно).

Щелочные амфиболы. Характер вариаций составов этого класса, в который мы включаем и натрово-кальциевые амфиболы, существенно отличается от свойственного рассмотренным выше классам. Если в магнезиально-железистых и кальциевых амфиболах резко преобладали квазиодноосные группы с четко выраженным непрерывным изоморфным замещением, то среди щелочных амфиболов вследствие малых вариаций только в шести группах из 15 удалось выделить ведущее замещение и установить ряд. Причем из этих шести групп только в двух (группы 28 и 29) вариации достаточны для точного определения замещения ($A \geq 2$), а в остальных эти вариации находятся на уровне погрешностей и полученные выводы требуют дополнительной проверки.

Неоднородные по составу группы щелочных амфиболов объединились в две серии: мафит-амфиболов с замещением $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^2$ и ферриферроамфиболов с замещением $\text{Fe}^3 \leftrightarrow \text{Fe}^2$. Мафит-амфиболы представлены одним рядом, в котором замещение $\text{Mg} \leftrightarrow \text{Fe}^2$ единственное. К этому ряду принадлежат два парагенетических типа: глаукофаны глаукофановых сланцев (тип 28) и магнезиорибекиты пород рудных и асбестовых месторождений (тип 29). Главное различие этих типов, как известно, заключается в том, что в первом из них отношение $\text{Fe}^3/\text{Al} < 1,0$, а во втором $> 1,0$.

К серии ферриферроамфиболов принадлежат амфиболы группы рибекит—арфведсонит из щелочных гранитоидов. Анализы этих амфиболов заимствованы нами из работы В. И. Коваленко и др.

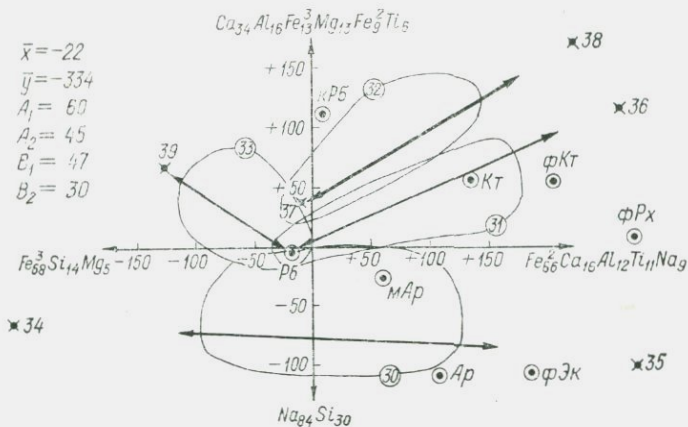


Рис. 13. Детализация фрагмента общей компонентной диаграммы: парагенетические типы 30—33 щелочных амфиболов.

[1977 г.]. Ее авторы, изучая изоморфизм этой группы амфиболов, выделили две изоморфные серии: рибекит—арфведсонит и рибекит—Са-катофорит. В их работе не приводятся точных парагенезисов, из которых анализировались амфиболы, что затрудняло исследования по нашей методике. Главная трудность заключалась в разделении внутри- и межгрупповых трендов, что основано на индивидуальном оконтуривании парагенезисов на диаграммах составов в главной плоскости. В данном случае мы использовали для этой цели приведенную в работе группировку анализов по массивам с отбраковыванием анализов, соответствующих изолированным точкам на диаграммах. При этом предполагалось, что внутригрупповые тренды, если они существуют, обязательно должны выявиться в границах отдельных массивов. Направления вариаций состава между массивами, если они не подтверждались при изучении каждого массива, рассматривались как межгрупповые тренды.

Результаты обработки приведены в табл. 9 (группы 27—30) и на компонентной диаграмме (рис. 13). В пределах единой серии ферриферроамфиболов выделились четыре ряда по одному парагенетическому типу в каждом. В ряду III.Б.1 определяющее серию замещение единственное: $2\text{Fe}^{3+} \rightarrow 3\text{Fe}^{2+}$. Поскольку это замещение дефектно, наиболее обогащенный Fe^{3+} крайний член имеет состав, близкий к $\text{Na}_3\text{Fe}^2\text{Fe}_3^3\text{Si}_8$ (ферриарфведсонит?), и характеризуется дефицитом катионов. Другой предельный член имеет состав, близкий к $\text{Na}_3\text{Fe}_5^2\text{Fe}_{0,3}^3\text{Si}_8$ (ферроэкерманит?). Однако эти крайние члены не достигаются в изученных амфиболах, фактические вариации не выходят за пределы составов рибекита—арфведсонита. Более того, поскольку параметр $A = 1,5$, изученный изоморфизм нельзя считать достаточно обоснованным (выборка является ква-

знодорожной). Этот ряд амфиболов наиболее типичен для щелочных гранитов.

В ряду III.Б.2 одновременно с ведущим замещением происходит замена $\text{Na} \rightarrow \text{Ca}$, так что если наиболее обогащенный Fe^3 крайний член имеет состав рибекита, то наиболее кальциевый член близок к ферровинчиту (минал 36 на рис. 13). Хотя последний состав и не достигается, вариации в этом ряду наиболее значительны ($A = 2,5$) по сравнению с другими рядами щелочных амфиболов. Амфиболы этого ряда характерны для гранофилов и граносиенитов Монголии. В ряду III.Б.3 замещение идет путем замены Fe^3 и Na на 2Fe^2 и одновременно на Si . Содержание Ca остается приблизительно постоянным ($\sim 0,8$ ат./ф.). Этот ряд лучше всего определить как Са-рибекит—Са-грюнерит. Амфиболы данного ряда распространены в щелочных гранитах Монголии. Наконец, в ряду III.Б.4, вариации которого, как и ряда III.Б.1, не выходят за пределы возможных погрешностей ($A = 1,5$), уменьшение Fe^2 сопровождается уменьшением Si и увеличением Fe^3 и Ca . Если наиболее обогащенный Fe^2 крайний член этого ряда имеет состав рибекита, то наиболее кальциевый член теоретически не известен, ближе всего он соответствует Са-ферририбекиту ($\text{Na}_2\text{CaFe}_{2,5}\text{Fe}_3\text{Si}_7$). Амфиболы этого ряда изучены в микроклинитах и некоторых метаморфических породах Северо-Восточной Тувы.

Как видно на рис. 10 и 13, составы принадлежащих рассмотренным рядам парагенетических типов различаются достаточно отчетливо. Фигуративные поля этих типов практически не пересекаются и имеют разную ориентировку главных осей.

Остальные девять групп амфиболов III класса представлены натрово-кальциевыми (группы 31—33, 39) и натровыми (группы 34—38) амфиболами с меняющимися в широких интервалах от группы к группе содержаниями Si (7,1—8,0 ат./ф.), Al (0—1,9), Ti (0—0,3), Fe^3 (0,4—1,9), Fe^2 (0,2—2,3), Mn (0—0,2) и Mg (1,2—4,3) и магнезиальностью (0,24—0,88). В пределах же одной группы содержание компонентов меняется в очень узких интервалах, что обуславливает небольшой размер фигуративных полей этих типов амфиболов на диаграмме рис. 10. Таким образом, непрерывный изоморфизм не типичен для щелочных и натрово-кальциевых амфиболов из хлоритовых сланцев, измененных эклогитов, карбонатных пород, щелочных пегматитов и некоторых разновидностей щелочных гранитов. Изменение их состава осуществляется скачкообразно в зависимости от изменения парагенезиса с образованием большого числа изолированных групп однородного состава. Имеют место лишь межгрупповые тренды.

5.3. Основные выводы

Исследование типов изоморфных замещений в амфиболах привело к следующим выводам.

1. В каждом из трех классов амфиболов выделяется ряд

серий ведущих изоморфных замещений: I) в магнезиально-железистых — мафит-амфиболы с ведущим замещением $Mg \leftrightarrow Fe^2$ и сиалит-амфиболы ($Si \leftrightarrow Al$); II) в кальциевых — мафит-амфиболы ($Mg \leftrightarrow Fe^2$), сиалит-амфиболы [$MgSi \leftrightarrow 2Al(Fe^3)$] и тиалит-амфиболы ($Ti \leftrightarrow Al$); III) в щелочных — мафит-амфиболы ($Mg \leftrightarrow Fe^2$) и ферриферроамфиболы ($Fe^3 \leftrightarrow Fe^2$).

2. Выделено 39 групп амфиболов, из которых 28 характеризуются определенным составом и типом изоморфных замещений (простых или сложных, представляющих комбинацию ведущего и сопутствующего), а остальные — только достаточно строго фиксированным составом, определяемым, как и изоморфные замещения, характером парагенезиса или, точнее, типом реакции, ведущей к образованию амфибола. Влияние термодинамических условий метаморфизма на состав амфиболов, независимое от состава пород, прослеживается слабо. Попутно установлено, что группы актинолитов и роговых обманок, а также тремолитов и актинолитов характеризуются свойственными только им изоморфными замещениями и поэтому не могут представлять единых изоморфных серий.

3. Построенные компонентные диаграммы (см. рис. 10—13) позволяют осуществлять диагностику выделенных парагенетических типов амфиболов.

ГЛАВА 6

МАГНЕЗИАЛЬНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ СЛЮДЫ

6.1. Классификация слюд

Автором совместно с Ю. В. Нагайцевым была сформирована выборка из 1244 химических анализов биотитов и флогопитов, в основном из метаморфических пород. Кроме анализов, приведенных в монографии Е. Н. Ушаковой [40], были использованы опубликованные в последние годы анализы биотитов пород Балтийского [6, 9, 10, 27, 30, 35], Украинского [3] и Алданского [43] щитов, некоторых территорий Средней Азии, Сибири, Монголии [20], а также ряда других регионов земного шара [47—52]. Поскольку тип изоморфного замещения и состав минерала определяются в первую очередь составом вмещающих пород, собранные анализы были разбиты на группы по минеральным парагенезисам. Чтобы учесть влияние термодинамических параметров, анализы в пределах каждого парагенезиса (если для этого имелись данные) были разделены на подгруппы по фациям метаморфизма на основе классификации, разработанной новосибирскими петрологами [41].

В результате предварительной обработки были исключены из рассмотрения недоброкачественные анализы, отдельные анализы, резко отличающиеся по свойствам от остальных представителей

групп, а также редкие парагенезисы, отраженные двумя-тремя анализами. Многие парагенезисы были объединены, поскольку различия между ними не сказывались на составе слюд. Окончательная выборка (табл. 10) состоит из 854 анализов слюд (из них флогопитов 99). В семи парагенезисах материал оказался достаточным представительным для разбивки анализов на фации метаморфизма.

При обработке данных мы имели в виду, что Мп и F обычно входят в решетку магнезиально-железистых слюд в малых количествах и характеризуются небольшими дисперсиями содержаний [40], поэтому эти элементы были исключены из рассмотрения. Учет содержания H_2O вызвал ряд осложнений. В начальной стадии обработки материалов выяснилось, что содержание H_2O характеризуется очень большой дисперсией из-за наличия во многих анализах данных только по H_2O_{Σ} или п. п. п. Действительная погрешность в определении H_2O значительно превысила рассчитанную на основе анализов диабаза w-1 и гранита g-1, которые принимались как эталонные при оценке погрешностей. Поэтому пришлось исключить H_2O из рассмотрения. Концентрации остальных девяти химических элементов перед обработкой были выражены числом атомов на 11 атомов кислорода (ат./11 ат. O).

Из кристаллохимической формулы триоктаэдрических слюд вытекают следующие уравнения коэффициентов b_i изоморфного замещения (для случая, когда это замещение единственное):

$$b_K + b_{Na} + b_{Ca} = 0; \quad (6.1)$$

$$\sum_i b_i Z_i = 0, \quad (6.2)$$

где Z_i — заряд i -го катиона.

В результате обработки выяснилось, что во всех изученных парагенезисах слюды представляют собой одноосные или квази-одноосные системы ($A_1 \geq 20$, $A_2 < 20$), т. е. каждый парагенетический тип слюд имеет переменный состав и характеризуется единственным изоморфным замещением.

При построении классификации магнезиально-железистых слюд (см. табл. 10) использованы следующие принципы. В один ряд объединяются исходные группы слюд, характеризующиеся одинаковым ведущим замещением. По типу сопутствующего замещения в пределах ряда выделяются группы. Минералы всех парагенезисов, попадающих в одну группу, характеризуются одинаковым изоморфным замещением, т. е. единой ориентировкой главных осей изменчивости на диаграммах (рис. 14, 15). Дальнейшее разделение может осуществляться только по составу слюд. Различия в составе могут выразиться следующим образом: а) смещением центров фигуративных полей исходных групп относительно главной оси изменчивости, б) изменением положения центров полей и крайних членов вдоль главной оси. При наличии различий первого рода, превышающих аналитические погрешности, в границах группы выделяются подгруппы, а при наличии

Классификация магнезиально-железистых слюд по типу изоморфных

Группы			Подгруппы			Парагенезис	
Номер группы	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение	Номер подгруппы	Al/ΣR ²⁺ , %	Fe ²⁺ /Mg, %	Номер типа	Крайние члены, ат./10 ф.

РЯД I. БИОТИТЫ,

1	Mg/Fe ²⁺	1	39—50	1	Mg ₂₃ Fe ₄ ²⁺ Mg ₁₅ Fe ₁₂ ²⁺
				2	Mg ₁₈ Fe ₁ ²⁺ Mg ₉ Fe ₁₆ ²⁺
		2	50—72	3	Mg ₁₅ Fe ₈ ²⁺ Mg ₆ Fe ₁₇ ²⁺
		3	62—77	4	Mg ₁₅ Fe ₈ ²⁺ Mg ₅ Fe ₁₈ ²⁺
		4	72—90	5	Mg ₁₅ Fe ₆ ²⁺ Mg ₉ Fe ₁₂ ²⁺

* Приняты в таблице и далее в тексте сокращения названий минералов: Аб — альбит, Дис — дистен, Ис — истонит, Ка — карбонат, Кв — кварц, Ко — корунд, Кор — кордиерит, Пл — плагиоклаз, Ро — роговая обманка, Сил — силлиманит, Ст — ставролит, Сф — сидеро

замещений

чекские типы					Пара-метр А	Тип породы (парагенезис)	Объем выборки
Содержание элементов, не участвующих в замещении (δC _i = ±1)							
Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Ti	Si			

Mg ↔ Fe²⁺

11		3	1,5	27,5	30	Измененные щелочные породы	11
14		1,5	2	27	30	Гранат-гиперстенсодержащие породы, плагиоамфиболиты (ГрГиБиПлКв ± КорСилОртРоДи; РоБиПл ± КшиКвЭпКа; БиЭпПл ± КшиКвМуКа)*	97
15		1,5	1,5	27	30	Гранатовые плагиоамфиболиты (ГрРоБиПл ± КвКшиКумЭпМуДисХлЦо)	27
16		1,5	1,5	27	25	Двуслюдяные сланцы и гнейсы (БиМуКв ± Пл(Аб)КшиГрКумЭпХлКа)	88
17		1	1,5	27	25	Роговики (Би ± КорКшиПлКвМуКоСил, Анд, Дис)	19

Ан — антит, Анд — андалузит, Би — биотит, Ги — гиперстен, Гр — гранат, Ди — диопсид, Кши — калиевый полевой шпат, Кум — куммингтонит, Му — мусковит, Орт — ортоклаз, филлит, Фл — флогопит, Хл — хлорит, Цо — цоизит, Шп — шпатель, Эп — эпидот.

Номер группы	Группы		Подгруппы			Парагенети-	
	Сопутствующее замещение	Суммарное замещение	Номер подгруппы	Al/ΣR ²⁺ , %	Fe ² /Mg, %	Номер типа	Крайние члены, ат./10 ф.
2	$\frac{3Mg}{2Al} + \frac{MgSi}{2Al}$	$\frac{8Mg + 0,5Si}{6Fe^2 + 2Al}$	5	41—61		6	$\frac{Mg_{11}Fe_{11}^2}{Mg_6Fe_{16}^2}$
						7	$\frac{Mg_{21}Fe_6^2Al_{11}}{Mg_{10}Fe_{13}^2Al_{14}}$
	$\frac{3Mg}{2Al} + \frac{MgSi}{2Al}$	$\frac{8Mg + 0,5Si}{6Fe^2 + 2Al}$	6	54—71		8	$\frac{Mg_{17}Fe_7^2Al_{13}}{Mg_7Fe_{14}^2Al_{15}}$
						9	$\frac{Mg_{19}Fe_5^2Al_{14}}{Mg_7Fe_{13}^2Al_{17}}$
		7	58—100		10	$\frac{Mg_{17}Fe_6^2Al_{14}}{Mg_5Fe_{13}^2Al_{18}}$	
ряд II. ФЛОГОПИТЫ.							
3	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{7Mg + 3Si}{6Al + 4Fe^2}$	8	3—23		11	$\frac{Mg_{29}Fe_1^2Al_{10}Si_{30}}{Mg_{22}Fe_5^2Al_{16}Si_{27}}$
4	$\frac{3Mg}{2Al}$	$\frac{6Mg + 3Si}{8Al}$	9	0—8		12	$\frac{Mg_{30}Al_{10}Si_{30}}{Mg_{24}Al_{13}Si_{27}}$

Ческие типы					Пара-метр А	Тип породы (парагенезис)	Объем выборки
Содержание элементов, не участвующих в замещении (δC _i ≈ ±1)							
Al	Fe ²	Fe ³	Ti	Si			
18		1	2	26	20	Кордиеритсодержащие роговики (БиКор±ГрСил (Анд) Му(Кши)КвПл)	19
		1,5	2,5	27,5	35	Гиперстенсодержащие гнейсы (ГиБиПл±КшиРоДиКв)	38
		2	1,5	27	30	Биотитовые гнейсы (БиПлКв±Кши)	62
		1	2	26,5	40	Гранат-биотитовые плагиогнейсы, в том числе с кордиеритом (ГрБиПлКв; ГрБиКор±СилКшиКвПлКумШп)	170
		1,5	1,5	26,5	45	Высокоглиноземистые гнейсы (ГрБи±КшиМуПлКв ШпКоСил, Анд, Дис, Ст; ГрБиКшиПлКв)	224
MgSi ↔ 2Al							
	2		1		20	Пироксениты, оливиниты, кимберлиты, щелочные породы, метасоматиты в гнейсах	49
	1,5	1	0		25	Карбонатные и силикатно-известковистые породы, метасоматиты в гранитах, форстерит-магнетит-апатитовые породы	50

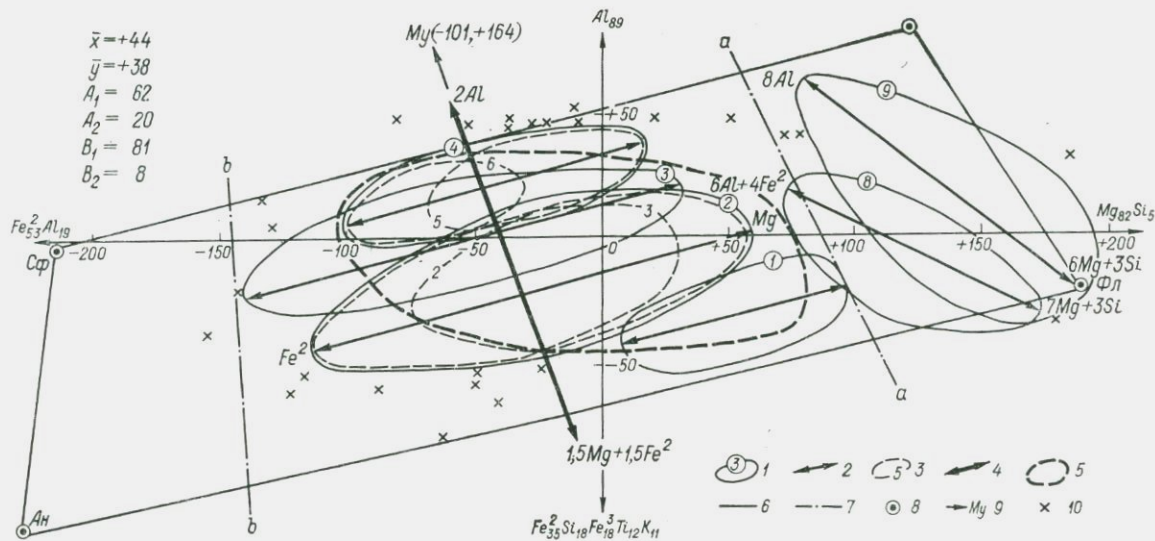


Рис. 14. Общая компонентная диаграмма магниально-железистых слюд.

1 — фигуративные поля подгрупп (номера подгрупп те же, что в табл. 10); 2 — главные оси изменчивости составов в пределах подгрупп; 3 — фигуративные поля парагенетических типов (номера типов те же, что в табл. 10); 4 — главная ось изменчивости составов между подгруппами биотитов группы 1 (на концах оси — заменяющие друг друга элементы); 5 — общее фигуративное поле биотитов группы 2; 6 — граница пами биотитов группы 1 (на концах оси — заменяющие друг друга элементы); 7 — линии равных значений отношения Mg/Fe^2 ; 8 — фигуративные четырехугольники теоретических составов магниально-железистых слюд; 9 — направление на фигуративную точку мусковита (в скобках указаны координаты этой точки в данной плоскости); 10 — отдельные отбракованные анализы, выходящие за пределы общего фигуративного поля.

различий второго рода — парагенетические типы (в пределах групп или подгрупп).

Для выбора параметра, наилучшим образом описывающего различия между подгруппами, проводится ось, соединяющая центры подгрупп. Полученный межгрупповой тренд отличается от направления изоморфного замещения своим прерывистым характером. Направляющие косинусы данной оси, т. е. коэффициенты, пропорционально которым изменяются вдоль оси концентрации элементов, определяют так же, как и коэффициенты в замещении, только в качестве исходной выборки берут средние составы подгрупп. Параметр, описывающий изменение составов между подгруппами, представляет собой отношение содержаний элементов, связанных с осью межгрупповой изменчивости положительными коэффициентами, к содержаниям элементов с отрицательными коэффициентами. Оптимальность этого параметра следует из того, что вдоль оси межгрупповой изменчивости составы подгрупп различаются наилучшим образом. Параметры, по которым выделяются подгруппы, в общем случае различны для разных групп.

Парагенетические типы характеризуются составом крайних членов (различия в их составе связаны с изменениями содержания элементов, участвующих в замещении) и дополнительно содержаниями элементов, не участвующих в замещении; содержания должны быть постоянны с точностью до аналитических погрешностей ($\delta C_i = \pm 1$). Содержания не участвующих в замещении элементов, кроме K, Na и Ca, приведены в табл. 10; содержания K, Na и Ca не указаны, так как их вариации не превосходят аналитических погрешностей во всех выделенных типах слюд: содержание K меняется от 8,3 до 8,6; Na — от 0,4 до 1,1; Ca — от 0,1 до 0,7.

Рассмотрим результаты классификации. Выделяются два ряда магнезиально-железистых слюд: первый с ведущим замещением $Mg \leftrightarrow Fe^2$ объединяет все биотиты, а второй с замещением $MgSi \leftrightarrow 2Al$ — флогопиты. Различия между этими рядами видны на общей диаграмме (см. рис. 14), где они выражаются как в разной ориентировке их общих фигуративных полей, так и в полном разделении этих полей по составу.

Четырехугольник теоретических составов магнезиально-железистых слюд (равнобочная трапеция) вместе с четырьмя основными миналами нанесен на диаграмму. За исключением нескольких анализов флогопитов, характеризующихся дефицитом Si, все составы природных слюд попадают в пределы этого четырехугольника. Составы флогопитов расположены правее линии *aa*, а составы биотитов — левее этой линии. Вдоль линии *aa* располагаются составы, отношение Mg/Fe^2 в которых постоянно и равно 4:1. Таким образом, границу между биотитами и флогопитами следует проводить по этому значению соотношения, а не по значению 2:1, как рекомендовано У. А. Диром [14]. При соотношении 4:1 пороговое содержание Mg колеблется от 24 атомов для чистого представителя ряда флогопит—аннит до 20 атомов для

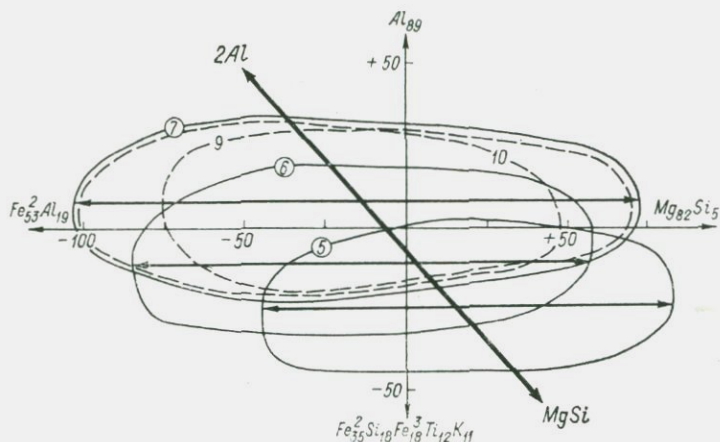


Рис. 15. Детализация фрагмента общей компонентной диаграммы: группа 2 биотитов. Усл. обозначения см. на рис. 14.

члена ряда истонит—сидерофиллит. Для предельно железистых составов биотитов отношение Mg/Fe^{2+} , кроме одного отбракованного анализа, не опускается ниже 1:4 (линия *bb* на диаграмме). Таким образом, собственно сидерофиллиты, анниты и лепидомеланы в исследованной выборке отсутствуют.

В пределах ряда биотитов по сопутствующему замещению выделились две группы. В первой замещении $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ единственное. В эту группу объединились биотиты всех парагенезисов метабазитов, роговиков, мусковитсодержащих и измененных щелочных пород. Во второй группе наряду с замещением $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$, общим для всего ряда, проявлены два согласованных замещения: $3Mg \leftrightarrow 2Al$ и $MgSi \leftrightarrow 2Al$. Оба эти замещения осуществляются вместе в пропорции 1:6 к ведущему. Они выявляются главным образом по высокому коэффициенту при Al (2—4) и по большему коэффициенту при Mg (7—8) относительно коэффициента при Fe^{2+} (5—6). Поскольку колебания Si находятся в пределах погрешностей (до 1 атома), очень трудно установить, какое из двух указанных замещений сопутствует главному в данном парагенезисе, и тем более найти пропорции между ними, которые, по-видимому, несколько меняются в разных парагенезисах данной группы. Мы приняли для второй группы в качестве суммарного замещение $8Mg + 0,5Si \leftrightarrow 6Fe^{2+} + 2Al$, поскольку при этом уравнение (6.2) выполняется наиболее точно для биотитов большинства принадлежащих к группе парагенезисов. Таким образом, наиболее вероятное соотношение сопутствующих замещений $3Mg \leftrightarrow 2Al$ и $MgSi \leftrightarrow 2Al$ между собой равно 1:1, а отношение каждого из них к главному 1:12. Вторая группа объединяет биотиты всех парагенезисов гнейсов и сланцев кислого состава.

В группе 1 выделяются четыре подгруппы биотитов, которые по составу крайних членов распадаются на шесть парагенетических типов (см. рис. 14, табл. 10). Направление, соединяющее центры подгрупп биотитов метаморфических пород этой группы, характеризуется изменением составов по схеме $1,5\text{Mg} + 1,5\text{Fe}^{2+} \rightarrow 2\text{Al}$ при переходе от гранат-гиперстеновых пород и амфиболитов через мусковитсодержащие парагенезисы к роговикам. Поэтому различия в составах подгрупп лучше всего характеризуются параметром $\text{Al}/\sum \text{R}^{2+}$.

Интересно отметить, что прерывистое изменение составов от подгруппы 2 к подгруппе 4 осуществляется в направлении к фигуративной точке мусковита (см. рис. 14). Таким образом, хотя изоморфное замещение $3(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}) \rightarrow 2\text{Al}$, приводящее к переходу биотита в мусковит, в пределах парагенезисов отсутствует или проявлено слабо, этот переход тем не менее осуществляется путем прерывистого изменения составов при смене парагенезисов (параллельное смещение главных осей изменчивости подгрупп). При этом, за исключением некоторых отбракованных анализов, $\sum \text{R}^{2+}$ в биотитах не опускается ниже 20. По-видимому, между составами подгрупп 2, 4 и мусковитами имеется разрыв.

В группе 2 выделились три подгруппы и четыре парагенетических типа. Поскольку поля биотитов групп 1 и 2 на общей диаграмме (см. рис. 14) сильно перекрываются, поля отдельных подгрупп и парагенетических типов группы 2 для большей наглядности изображены отдельно на рис. 15, где они представлены в проекциях на ту же плоскость. Направление смещения центров подгрупп от гиперстенсодержащих к высокоглиноземистым гнейсам в группе 2, в отличие от группы 1, характеризуется схемой $\text{MgSi} \rightarrow 2\text{Al}$, поэтому в качестве параметра, описывающего различия между подгруппами, следовало бы взять отношение $\text{Al}/(\text{Mg} + \text{Si})$. Однако поскольку колебания содержаний Si незначительны (см. табл. 10), для простоты использован тот же параметр $\text{Al}/\sum \text{R}^{2+}$, что и для группы 1.

В ряду флогопитов также выделено две группы. В одной, характерной для пироксенитов, кимберлитов и щелочных пород, наряду с замещением $\text{Mg} \rightarrow 2\text{Al}$ осуществляется замещение $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ в пропорции 4:3 к первому, т. е. замещение, резко преобладающее в биотитах, здесь также играет важную роль, даже несколько большую, чем роль замещения, определяющего ряд. Таким образом, эта группа является переходной от флогопитов к биотитам. Она условно отнесена к флогопитам по составу и сходству парагенезисов. Другая группа характеризуется наличием сопутствующего замещения $3\text{Mg} \rightarrow 2\text{Al}$ в пропорции 1:3 к главному. К этой группе принадлежат флогопиты пород с крайне низкой железистостью: мраморов, силикатно-известковистых пород, метасоматитов в гранитах. Кроме различий в характере замещений наблюдается разница и в составе этих групп. Прямая, соединяющая центры групп, примерно параллельна оси x , поэтому составы групп лучше всего различаются по отношению Fe^{2+}/Mg .

Диаграммы, приведенные на рис. 14 и 15, могут служить для диагностики парагенетических типов магнезиально-железистых слюд по одиночным анализам. Поскольку на рис. 14 изображена та же плоскость, что и на рис. 15, координаты точек на обеих диаграммах одинаковые. Труднее всего по одиночным анализам различать биотиты групп 1 и 2. При их диагностике необходимо учитывать минеральный парагенезис и по возможности иметь не менее трех-четырех анализов, чтобы оценить преобладающую ориентировку поля на общей диаграмме.

6.2. Зависимость состава биотитов от условий их образования

Анализ табл. 10 и компонентных диаграмм на рис. 14, 15 однозначно показывает, что различия в схемах изоморфизма магнезиально-железистых слюд, а также различия в составах подгрупп обеих групп биотитов определяются в первую очередь качественным составом вмещающих пород, т. е. типом парагенезиса. Прежде всего, само появление двух рядов — биотитов с замещением $Mg \leftrightarrow Fe^2$ и флогопитов с замещением $MgSi \leftrightarrow 2Al$ хорошо согласуется со средней и высокой железистостью пород первого ряда (что и определяет возможность участия Fe^2 в замещении) и низкой железистостью пород второго ряда. Породы двух групп флогопитов (группы 3, 4) также, очевидно, различаются по железистости. При общей низкой железистости в группе 4 она минимальна.

Биотиты группы 1 типичны для метабазитов, а группы 2 — для высокоглиноземистых гнейсов, т. е. для пород кислого состава. Породы группы 1 характеризуются относительным избытком Fe^2 , а группы 2 — избытком Al . Поэтому в биотитах группы 1 замещение $Mg \leftrightarrow Fe^2$ единственное, а в группе 2 появляется еще замещение с участием Al . Различия между подгруппами обеих групп биотитов метаморфических пород определяются вариациями в содержании Al . Увеличение числа атомов Al в решетке биотитов при переходе от подгруппы 2 к подгруппе 4 и от подгруппы 5 к подгруппе 7 сопровождается скачкообразным ростом глиноземистости пород: смена парагенезисов в последовательности $ГрГибилл + ГрРоБилл + РоБилл - БимуКв \rightarrow Би \pm (Сил, Анд, Дис, Кор)$ в первом случае и $ГибиллКв \rightarrow БиллКв \rightarrow ГрБи \pm \pm (Сил, Анд, Дис, Кор)$ во втором.

С разной железистостью пород хорошо согласуются также различия в железистости биотитов разных парагенетических типов в пределах подгрупп. В парах парагенезисов $РоБилл - ГрРоБилл$ (типы 2, 3) и $ГрБиллКв(ГрБиКор) - ГрБи \pm (Сил, Анд, Дис, Кор)$ (типы 9, 10) железистость правых парагенезисов обычно выше железистости левых. В аналогичном соотношении находится и железистость биотитов. Для роговиков (типы 5, 6) имеющийся у нас материал по парагенезисам не позволяет судить об изменении железистости пород.

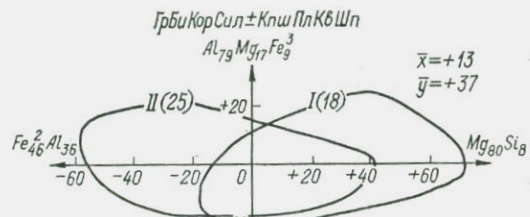
Остаются невыясненными лишь причины вариаций составов биотитов в пределах одного парагенезиса (изменение химического состава пород или термодинамических условий). Чтобы определить влияние pT -условий на составы биотитов в пределах отдельных парагенезисов, анализы биотитов наиболее широко распространенных минеральных ассоциаций были разбиты на фации по значениям температуры и давления. Для каждой из этих ассоциаций была построена своя компонентная диаграмма, на которой оконтуривались фигуративные поля разных фаций (рис. 16). На диаграммах *е* и *ж* для парагенезисов метабазитов (*ГрРоБиПл* и *РоБиПл*) никаких различий между составами биотитов разных фаций не наблюдается. На диаграммах *г* и *д* для парагенезисов *ГрБиПлКв* и *БиКпшПлКв* все различия также находятся на уровне погрешностей. Максимальные расхождения в составах биотитов рассматриваемых парагенезисов, как следует из схемы замещения (см. табл. 10, типы 8, 9), должны определяться содержанием Mg. Однако разница в содержаниях Mg как для крайне железистых, так и крайне магнезиальных членов разных фаций в этих парагенезисах не выходит за пределы двух атомов.

Предположительно можно говорить о несколько большей магнезиальности биотитов гранулитовой фации. На диаграмме *г* повышенная магнезиальность зафиксирована также в нескольких анализах биотитов, принадлежащих дистен-гнейсовой и дистен-сланцевой фациям, однако этих данных явно недостаточно для каких-либо определенных выводов.

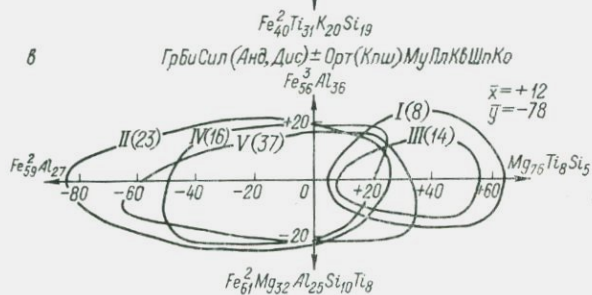
На диаграммах *а—в* для парагенезисов *ГрБиКорСил* \pm *КпшПлКвШп*, *ГрБиКпшПлКв*, *ГрБиСил* (*Анд*, *Дис*) \pm *КпшМуПлКвШпКо*, несмотря на перекрытие полей, проявляются значимые различия между составами биотитов гранулитовой и остальных фаций. На диаграмме *в* видно, что биотиты гранулитовой и дистен-гнейсовой фаций имеют одинаковый состав, отличный от состава слюд остальных фаций. Поскольку во всех трех парагенезисах (*а—в*) схема замещения в биотитах одна и та же, наилучшим параметром для характеристики различий во всех случаях является отношение $Mg/(Fe^2 + Al)$, учитывающее поведение всех участвующих в замещении элементов. В парагенезисе *ГрБиКорСил* \pm *КпшПлКвШп* для биотитов гранулитовой фации значение этого параметра варьирует в пределах 37—100 при среднем 60, а для биотитов амфиболитовой фации — в пределах 27—73 при среднем 41. В парагенезисе *ГрБиКпшПлКв* колебания параметра для биотитов гранулитовой фации лежат в пределах 41—76, среднее 55, а для амфиболитовой 26—61, среднее 40. Наконец, в парагенезисе *ГрБиСил* (*Анд*, *Дис*) \pm *КпшМуПлКвШпКо* этот параметр меняется от 52 до 85 для биотитов гранулитовой и дистен-гнейсовой фаций (среднее 65) и от 20 до 69 для биотитов других фаций (среднее 45).

С учетом данных по всем представленным на рис. 16 парагенезисам можно сделать достаточно обоснованный вывод о наличии различий между составами биотитов лишь гранулитовой и других

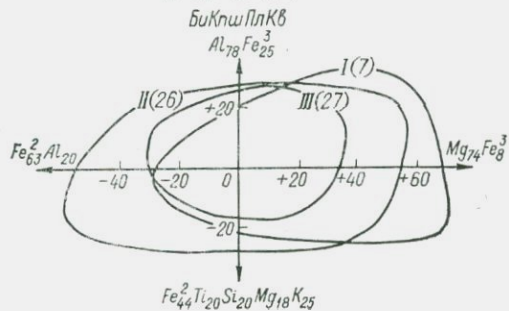
а



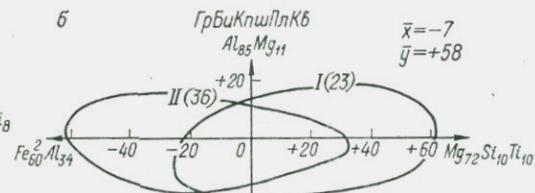
б



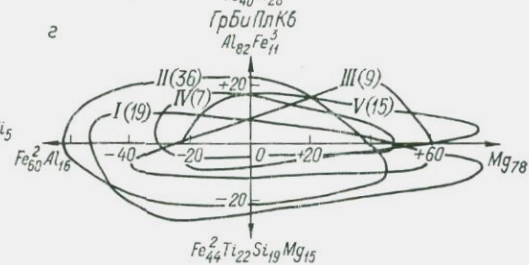
в



б



а



е

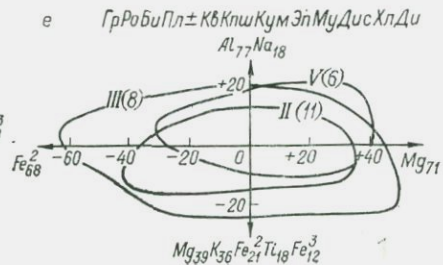
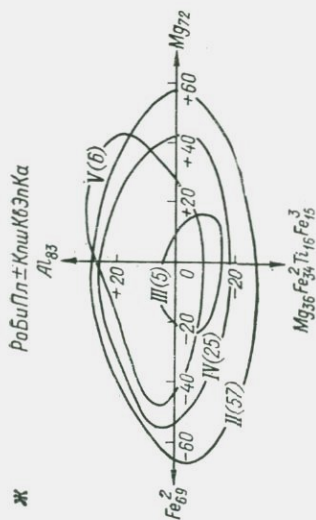


Рис. 16. Компонентные диаграммы для биотитов разных минеральных парагенезисов.

Фигуративные поля биотитов разных фаций: I — гранулитовой, II — амфиболитовой, III — дистен-гнейсовой, IV — эпидиот-амфиболитовой, V — дистен-сланцевой; в скобках указано число анализов в группе.



фаций (кроме дистен-гнейсовой), что связано с большей магнетизальностью и меньшей железистостью слюд гранулитовой фации. Диаграммы *в* и *г* позволяют предполагать, что биотиты дистен-гнейсовой фации близки по составу к биотитам гранулитовой фации, на диаграммах *д* и *ж* они неотличимы от биотитов амфиболитовой фации, так что соотношения составов этих биотитов с другими фациями остаются невыясненными. Различий в составах биотитов остальных фаций не установлено.

Надежно фиксируемое отличие составов гранулитовой фации от составов остальных фаций, характеризующих разные условия температуры и давления, заставляет предполагать, что и эти различия в основном являются следствием специфики состава пород гранулитовой фации. Таким образом, надежных различий в составе биотитов, связанных с влиянием только *pT*-условий, по исследованной выборке не выявилось. Наблюдаемые вариации составов биотитов в пределах одного парагенезиса приходится также объяснять различиями химического состава вмещающих пород.

Возможны следующие причины отсутствия прямых зависимостей составов биотитов от термодинамических условий. Прежде всего, эти зависимости, если они существуют, являются, по-видимому, настолько тонкими, что не выделяются на фоне более резкого влияния состава пород из-за недостаточной точности химических анализов, а также ошибок в диагностике фациальной принадлежности отдельных проб. Вторая причина вытекает из теоретических соображений и носит более принципиальный характер. Метаморфические породы представляют

с собой, очевидно, термодинамические системы, сформировавшиеся в условиях, близких к равновесным, при наличии градиентов внешних параметров. Такие системы даже при небольших значениях градиентов принципиально отличаются от строго равновесных. Если в равновесных системах главную роль играют абсолютные значения давления и температуры, одинаковые во всех точках системы и являющиеся независимыми параметрами, то в близких к равновесным системам наиболее существенное влияние оказывают градиенты этих параметров, причем в соответствии с принципом Онзагера эти градиенты находятся в линейных соотношениях как между собой, так и с градиентами концентрации химических элементов. В градиентных системах изменение состава минерала, изменение состава всей системы и изменение внешних условий осуществляются согласованно.

6.3. Основные выводы

Проведенное исследование позволило получить следующие основные результаты.

1. На основе рассчитанных схем изоморфных замещений для разных парагенетических типов магнезиально-железистых слюд устанавливается наличие в качестве ведущего замещения $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ в биотитах и $MgSi \leftrightarrow 2Al$ в флогопитах. Как в биотитах, так и в флогопитах выделяются по две группы в зависимости от рода сопутствующего замещения.

2. Кроме непрерывного изменения составов, связанного с наличием изоморфного замещения в пределах каждого парагенезиса, в обеих группах биотитов имеет место второе направление изменчивости: прерывистое изменение составов при смене парагенезисов, что послужило основанием для выделения подгрупп. В группе 1 биотитов прерывистое изменение составов осуществляется по схеме $3Mg \leftrightarrow 2Al$, т. е. составы смещаются в сторону мусковита (четыре подгруппы). В группе 2 это изменение идет по схеме $MgSi \leftrightarrow 2Al$ (три подгруппы). В отдельных подгруппах выделяется по два парагенетических типа биотитов с учетом различий в магнезиальности крайних членов.

3. Построенные компонентные диаграммы (см. рис. 14, 15) позволяют осуществлять диагностику парагенетических типов магнезиально-железистых слюд.

4. Различия в характере изоморфных замещений на уровне рядов и входящих в них групп, а также в составах подгрупп и парагенетических типов объясняются изменением состава слюдосодержащих пород. Влияние термодинамических условий на состав биотитов, независимое от изменения состава пород, на исследованном материале не установлено.

ГЛАВА 7

ТРЕНДЫ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

7.1. Внутригрупповые тренды
в метаморфических породах

Породам соответствуют геохимические системы более высокого уровня, чем минералам. Размер элементарной области в этом случае значительно больше объема минеральных зерен, но меньше объема, занимаемого породой. В петрохимических системах, соответствующих различным породам, всегда выполняется уравнение (1.9), а следовательно, и (1.10). Таким образом, число геохимических степеней свободы в таких системах не превосходит $n - 1$, где n — число компонентов (обычно это 10 известных катионов). В отличие от минералов для пород невозможно теоретически вывести дополнительные уравнения, которые для минералов определяются их кристаллохимической формулой. Единственными факторами, понижающими фактическое число степеней свободы в породах, являются термодинамические условия их формирования. Поэтому установление вариантности систем имеет большое значение для выяснения этих условий.

В целом все определения и методика, которые использовались для нахождения изоморфных замещений в минералах, применимы и к выявлению трендов в породах. При этом концентрации удобнее всего измерять числом атомов элемента на 10(100) атомов кислорода. Тренд в породе определенного состава (внутригрупповой тренд) можно по аналогии с минералами интерпретировать как «изопарагенное замещение», т. е. замещение без изменения минерального парагенезиса. Межгрупповым трендам в такой формализации отвечают «межпарагенные замещения» в породах. В связи с большим разнообразием составов пород затруднительно собрать представительную выборку для количественного исследования всех типов их трендов (в отличие от минералов). Эта задача может решаться лишь постепенно путем накопления фактического материала и его обработки по рекомендуемой методике. В табл. II мы приводим данные о тех породах, для изучения которых в нашем распоряжении имелся фактический материал. В основном это метаморфические и магматические породы Кольского полуострова, а также породы других регионов. Обработка групп осуществлялась по методу главных компонент с предвари-

Петрохимическая характеристика метаморфических пород

Номер группы	Группы		Парагенези				
	Ведущий тренд	Номер типа	Тренд	Крайние члены, ат./ат. О	Среднее содержа		
					Si	Al	Fe
ОСНОВНОЙ							
1	$\frac{Mg}{AlCa}$	1	$\frac{9Mg}{3Al + 2Ca + Si}$	$\frac{Si_{28}Al_1Mg_{33}Ca_1}{Si_{32}Al_9Mg_{10}Ca_7}$	$\frac{47,3}{30,5}$	$\frac{7,5}{5,5}$	$\frac{7,8}{4}$
2	$\frac{FeMg}{AlCa}$	2	$\frac{5Fe + 3Mg + 2Si + Na}{7Al + 2Ca}$	$\frac{Si_{31}Al_{13}Fe_6Mg_4Ca_6Na_5}{Si_{29}Al_{20}Fe_1Mg_1Ca_9Na_4}$	$\frac{50,5}{30,5}$	$\frac{22,6}{16}$	$\frac{5,2}{2,5}$
3	$\frac{MgCa}{AlNa}$	3	$\frac{MgCa}{NaAl}$	$\frac{Al_{11}Mg_8Ca_7Na_1}{Al_{15}Mg_4Ca_3Na_5}$	$\frac{—}{3,05}$	$\frac{—}{12}$	$\frac{—}{5}$
		4	$\frac{5Mg + 4Ca}{7Na + 3Al}$	$\frac{Al_9Mg_8Ca_7}{Al_{12}Mg_3Ca_4Na_7}$	$\frac{50,3}{32}$	$\frac{14,2}{10,5}$	$\frac{9,8}{5}$
4	$\frac{Fe(Ca)}{AlNa}$	5	$\frac{FeCa}{AlNaSi}$	$\frac{Si_{32}Al_{10}Fe_9Ca_5Na_1}{Si_{33}Al_{13}Fe_4Ca_3Na_3}$	$\frac{53,5}{33}$	$\frac{15,1}{11}$	$\frac{10,6}{5,5}$
		6	$\frac{9Fe}{6Al + 2Na + 2K}$	$\frac{Al_6Fe_{12}}{Al_{11}Fe_3Na_2K_2}$	$\frac{59,0}{35,5}$	$\frac{14}{10}$	$\frac{15,8}{8}$
		7	$\frac{FeCa}{AlNaK}$	$\frac{Al_9Fe_{4,5}Ca_4}{Al_{11}Fe_2Ca_{1,5}Na_5K_2}$	$\frac{61,8}{37}$	$\frac{12,9}{9}$	$\frac{7,8}{3,5}$
5	$\frac{Fe}{Al}$	8	$\frac{3Fe}{Al + Si}$	$\frac{Si_{36}Al_{11}Fe_{10}}{Si_{33}Al_{13}Fe_3}$	$\frac{62,2}{36}$	$\frac{18,5}{12,5}$	$\frac{10,5}{5}$
		9	$\frac{Fe}{Al}$	$\frac{Al_{14}Fe_7}{Al_{18}Fe_3}$	$\frac{57,2}{34}$	$\frac{22,5}{15,5}$	$\frac{10,6}{5,5}$
КИСЛЫЙ							
6	$\frac{AlFe}{Si}$	10	$\frac{7Al + 2Fe + 2Mg}{7Si}$	$\frac{Si_{31}Al_{17}Fe_4Mg_4}{Si_{40}Al_8Fe_1Mg_1}$	$\frac{64,4}{36,5}$	$\frac{17,6}{12}$	$\frac{5,3}{2,5}$
	$\frac{AlFe}{Si}$	11	$\frac{4Al + 3Mg + 2Fe + 3Ca}{7Si}$	$\frac{Si_{34}Al_{12}Fe_3Mg_4Ca_4}{Si_{41}Al_8Fe_1Mg_1Ca_1}$	$\frac{68,0}{38,5}$	$\frac{15,2}{10}$	$\frac{4,0}{2}$

чиские типы				Порода	Основность, %	Глиноземистость, %	Параметр А, ат./100 ат. О	Параметр В, %	Осность системы γ	Объем выборки
ние элементов *										
Mg	Ca	Na	K							

РЯД, R⁺/Al

20,7	6,2	0,5	0,2	Тремолитовые амфиболиты (Кейвы)	35—45	3—28	10	94	1	13
21,5	4	0,5	—							
2,8	10,8	3,8	0,8	Анортозиты (Кейвы, Колмозеро)	4—23	42—69	2,5	50	2	42
2,5	7	4,5	0,5							
—	—	—	—	Двупироксеновые (±Po) гнейсы (Алдан)	20—31	36—49	1,5	38	0	42
5	5,5	4,5	1							
5,6	8,8	3,5	0,8	Роговообманковые плагиоамфиболиты	18—32	28—37	2	41	1	30
5	6	4,5	0,5							
5,3	7,6	1,2	0,4	Гранатовые плагиоамфиболиты	25—33	31—39	1,5	43	0	14
5	1,5	1,5	0,5							
3,1	3,4	0,5	0,8	Слюдяно-кварцевые гранатиты	13—36	17—31	2,5	66	1	13
3	2	0,5	0,5							
1,9	4,0	2,8	1,9	Бiotит-амфиболовые гнейсы (Кейвы)	8—18	24—30	1,5	44	0	20
2	3	3	1,5							
1,1	1,4	0,1	0,1	Ставролит-гранатовые сланцы	8—23	30—34	2	65	1	9
1	1	—	—							
1,1	0,8	0,3	0,1	Гранат-ставролитовые сланцы	8—17	41—53	2	67	1	6
1	0,5	0,5	—							

РЯД, Al/Si

3,1	2,1	2,8	2,1	Гранат-ставролит-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы кольской серии	4—17	20—55	3,5	88	1	79
2,5	1	3	1,5							
2,1	2,7	3,8	1,9	Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы кольской серии	4—15	19—35	2,0	71	1	88
1,5	1,5	4	1,5							

Номер группы	Группы		Парагенезы				
	Ведущий тренд	Номер типа	Тренд	Крайние члены, ат./ат. О	Среднее содержа		
					Si	Al	Fe
7	AlNa Si	12	$\frac{AlFeCa}{Si}$	$\frac{Si_{37}Al_{10}Fe_{4,5}Ca_{2,5}}{Si_{40,5}Al_7Fe_2Ca_1}$	$\frac{68,8}{39}$	$\frac{12,5}{8,5}$	$\frac{6,8}{3}$
		13	$\frac{AlFe}{Si}$	$\frac{Si_{40}Al_{10}Fe_4}{Si_{44}Al_7Fe_1}$	$\frac{74,5}{41}$	$\frac{12,8}{8,5}$	$\frac{5,9}{2,5}$
		14	$\frac{AlFe}{Si}$	$\frac{Si_{39}Al_{11}Fe_3}{Si_{44}Al_5Fe_1}$	$\frac{74,2}{41}$	$\frac{12,0}{8}$	$\frac{3,1}{1,5}$
		15	$\frac{AlNa}{Si}$	$\frac{Si_{37}Al_{11}Na_6}{Si_{41}Al_7Na_2}$	$\frac{68,3}{39,5}$	$\frac{12,8}{9}$	$\frac{5,5}{2,5}$
		16	$\frac{AlNa}{SiK}$	$\frac{Si_{39}Al_{9,5}Na_6K_1}{Si_{41}Al_7Na_2K_4}$	$\frac{70,6}{40,5}$	$\frac{12,1}{8}$	$\frac{4,5}{2}$
		17	$\frac{AlNa}{Si}$	$\frac{Si_{38}Al_{11}Na_4}{Si_{41}Al_8Na_1}$	$\frac{—}{40}$	$\frac{—}{9}$	$\frac{—}{1}$
		8	Al Si	18	$\frac{4Al}{3Si}$	$\frac{Si_{29}Al_{24}}{Si_{34}Al_{18}}$	$\frac{55,9}{32}$
19				$\frac{Si_{35}Al_{16}}{Si_{39}Al_{11}}$	$\frac{65,0}{37}$	$\frac{19,9}{18,5}$	$\frac{2,3}{1}$
20				$\frac{Si_{40}Al_{10}}{Si_{44}Al_5}$	$\frac{79,5}{43}$	$\frac{11,3}{7}$	$\frac{1,7}{1}$
21				$\frac{Si_{30}Al_{26}}{Si_{36}Al_{18}}$	$\frac{60,5}{33}$	$\frac{32,9}{21}$	$\frac{1,0}{0,5}$
22	$\frac{Al}{Si}$			$\frac{Si_{45}Al_5}{Si_{48}Al_2}$	$\frac{90,4}{46,5}$	$\frac{6,2}{4}$	$\frac{1,3}{0,5}$
23				$\frac{Si_{47}Al_3}{Si_{48}Al_1}$	$\frac{94,4}{47,5}$	$\frac{3,9}{2,5}$	$\frac{1,0}{0,5}$

* Числитель — весовые проценты, знаменатель — число атомов на 100 атомов кислорода.

чисские типы				Порода	Основность, %	Глиноземистость, %	Параметр А, ат./100 ат. О	Параметр В, %	Осность системы у	Объем выборки
ние элементов *										
Mg	Ca	Na	K							
$\frac{0,6}{0,5}$	$\frac{2,4}{1,5}$	$\frac{3,8}{4}$	$\frac{3,9}{3}$	Гастингситовые и биотит-гастингситовые гнейсы (Кейвы)	5—11	17—27	1,5	75	0	11
$\frac{0,3}{—}$	$\frac{0,5}{0,5}$	$\frac{0,3}{0,5}$	$\frac{1,7}{1}$	Ставролит-двуслюдяные сланцы (Кейвы)	2—8	16—25	1,0	80	0	7
$\frac{0,1}{—}$	$\frac{0,9}{0,5}$	$\frac{3,2}{3,5}$	$\frac{4,2}{3}$	Двуслюдяные гнейсы (Кейвы)	2—6	11—28	1,5	58	0	27
$\frac{0,6}{0,5}$	$\frac{2,1}{1,5}$	$\frac{3,7}{4}$	$\frac{3,3}{2,5}$	Биотитовые гнейсы (Кейвы)	6	17—30	1,5	49	0	23
$\frac{0,3}{0,5}$	$\frac{1,4}{1}$	$\frac{3,6}{4}$	$\frac{3,6}{2,5}$	Гранат-биотитовые гнейсы (Кейвы)	5	17—24	1,0	53	0	60
$\frac{—}{0,5}$	$\frac{—}{0,5}$	$\frac{—}{2,5}$	$\frac{—}{5}$	Граниты (Алдан)	3	19—29	2	59	1	6
$\frac{0,6}{0,5}$	$\frac{0,5}{0,5}$	$\frac{1,4}{1,5}$	$\frac{1,8}{1,5}$	Плагиоклаз-ставролит-кнаниитовые сланцы (Кейвы)	3	53—83	2	89	1	16
$\frac{0,6}{0,5}$	$\frac{1,1}{0,5}$	$\frac{1,7}{2}$	$\frac{2,1}{1,5}$	Слюдяно-плагиоклаз-ставролитовые сланцы (Кейвы)	3	28—46	2	60	1	20
$\frac{0,6}{0,5}$	$\frac{0,5}{0,5}$	$\frac{1,0}{1}$	$\frac{2,6}{2}$	Двуслюдяные сланцы (Кейвы)	3	11—25	2	72	1	18
$\frac{0,2}{—}$	$\frac{0,2}{—}$	$\frac{0,3}{0,5}$	$\frac{0,6}{0,5}$	Кварц-кнаниитовые сланцы (Кейвы)	1	50—87	2,5	93	1	28
$\frac{0,2}{—}$	$\frac{0,2}{—}$	$\frac{0,2}{—}$	$\frac{1,6}{1}$	Мусковитовые кварциты (Кейвы)	1	2—11	1,5	87	0	11
$\frac{0,1}{—}$	$\frac{0,3}{—}$	$\frac{0,2}{—}$	$\frac{0,8}{0,5}$	Кварциты (Кейвы)	1	2—6	0,5	75	0	12

тельным пересчетом концентраций (число атомов на 100 атомов кислорода); в качестве исходной использовалась ковариационная матрица.

Как показало данное исследование, тренды в породах основного ряда характеризуются антагонизмом одного из элементов, являющихся слабыми основаниями, к глинозему. Эта закономерность, в целом известная, но нигде в явном виде не сформулированная, установлена нами на большом числе примеров, не вошедших в табл. 11. Второй закономерностью, характерной для изученных групп, является последовательная смена участвующих в тренде оснований. По мере повышения кислотности систем от ультрамафитов до гранат-ставролитовых сланцев Mg в трендах уступает место Fe и Ca. Для тремолитовых амфиболитов и анортозитов характерен щелочно-основной тренд (см. табл. 1) при разной роли Fe в обоих случаях, а для таких пород, как двупроксеновые гнейсы и плагиоамфиболиты,—кислоотно-основной без участия Fe. Тот же кислоотно-основной тренд, но с участием Fe характерен для пород среднего состава (от гранатовых плагиоамфиболитов до биотит-амфиболовых гнейсов). Глиноземисто-железистый тренд имеют высокоглиноземистые сланцы среднего состава.

Для пород кислого ряда (три группы) главной закономерностью является антагонизм Al и Si. При этом в умеренно кислых породах в тренде принимают участие и другие элементы, а в ультракислых варьируют только содержания Al и Si (кремнисто-глиноземистый тренд). Следовательно, выявленные тренды находятся в удовлетворительном соответствии с теоретически предполагаемыми.

Как следует из анализа трендов, наилучшими параметрами для классификации изученных пород являются отношения $(Mg + Fe + Ca)/(Al + Si)$ — параметр основности и Al/Si — параметр глиноземистости. В породах основного ряда, судя по трендам и параметрам основности и глиноземистости, разделение на ультраосновные (группа 1), основные (группы 2—4) и средние (группа 5) по составу разновидности лучше всего проводить по значениям параметра основности, равным 35 и 15%. В породах кислого ряда основность обычно не превышает 10%. Среди этих пород три группы (6—8) с разным типом трендов примерно соответствуют делению по основности на умеренно кислые, кислые и ультракислые. В группе 6 средняя основность та же, что и в группе 7, но отличается существенными вариациями (не менее 4%). В кислых и ультракислых породах основность не превышает 6% и вообще не изменяется в пределах парагенетических типов.

Дальнейшее разделение лучше всего осуществлять по глиноземистости. В высокоглиноземистых породах этот параметр превышает 30%, в породах нормальной глиноземистости колеблется в пределах 15—30%. При меньших его значениях породы следует считать недосыщенными глиноземом. Максимальная глиноземистость свойственна кварц-кианитовым сланцам (до 87%).

Таким образом, данное исследование позволило, во-первых, уточнить смысл часто применяющихся при петрохимической классификации параметров основности и глиноземистости и разделить по этим параметрам породы на группы, а во-вторых, что самое важное с точки зрения нашей задачи, сопоставить с каждой такой группой вполне определенный тип тренда. В целом результаты классификации пород по тренду и по составу сходны, однако есть и различия. Анортозиты по типу тренда следует отнести к породам ультраосновного ряда, а по составу — к высокоглиноземистым основным. Породы среднего и умеренно кислого состава по параметрам основности и глиноземистости сильно перекрываются, но по трендам резко различны. В основных породах при общем кислотном-основном тренде группа 3 отчетливо отделяется от группы 4 по гораздо большей роли Mg, для тренда же группы 4 характерна существенная роль Fe (основные породы магнезиального и железистого рядов).

7.2. Особенности вулканогенных образований Северной Монголии и Западного Забайкалья

Использовано около 1000 химических анализов на 10 главных элементов по 22 группам вулканитов Северной Монголии и Западного Забайкалья и по некоторым базальтовым сериям из других районов. В работе [18] приведены состав и возраст исследованных групп вулканитов, а также объемы выборок. Для выявления типичных трендов была составлена одна выборка, объединяющая все группы. Эта выборка обрабатывалась методом главных компонент в режиме корреляционной матрицы. Компонентная диаграмма объединенной выборки в схематизированном виде приведена на рис. 17.

Как видно из диаграммы, выборка вулканитов не является однородной в отношении тренда, поэтому формулы компонент не соответствуют реальным трендам, имеющим место в системе. Общее фигуративное поле состоит из элементов, резко вытянутых вдоль двух сходящихся вверху прямых. Левый эллипс включает фигуративные поля всех групп вулканитов основного ряда (от андезитов и трахиандезитов до базальтов и трахибазальтов), а правый — вулканитов кислого ряда (от липаритов до дацитов и трахидацитов), причем ориентировка поля каждой группы совпадает с ориентировкой общего эллипса (поэтому поля отдельных групп на диаграмму не нанесены). По ориентировке главной оси эллипса легко установить, что для серий липарит-дацитового ряда характерен антагонизм Si и K прежде всего к Na и Al, в меньшей степени к элементам-фемафилам Ca, Mg, Ti, Fe (крутой отрицательный наклон главной оси эллипса). Следовательно, для этих серий имеет место тренд $(SiK)/[NaAl(Ca, Ti, Fe, Mg)]$, т. е. кислотного-щелочного тренда дифференциации (см. табл. 1, тренд II). Аналогично из диаграммы для серий андезит-базальтового ряда

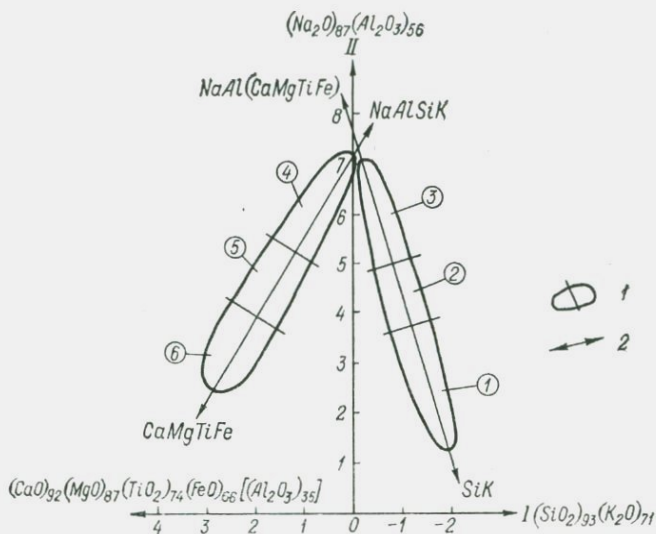


Рис. 17. Схематизированная компонентная диаграмма вулканитов Западного Забайкалья и Северной Монголии.

I — фигуративные поля вулканитов салитового и мафитового ряда; 2 — тренды дифференциации.

Породы (цифры в кружках): 1 — липариты, 2 — липарито-дациты, 3 — дациты и трахидациты, 4 — андезиты и трахиандезиты, 5 — андезито-базальты, 6 — базальты.

(положительный наклон главной оси эллипса под углом $\pi/4$ к оси x) получаем тренд $(NaAlSiK)/(CaMgTiFe)$, т. е. кислотно-основной тренд III. Вклад компонент I и II в суммарную дисперсию исследованной выборки составляет 60%, следовательно, установленные в данной плоскости тренды являются ведущими в рассматриваемой системе.

Таким образом, в липарит-дацитовом и андезит-базальтовом рядах вулканитов преобладают соответственно кислотно-щелочной и кислотно-основной тренды дифференциации, что вполне согласуется с теоретической схемой (см. табл. 1). Существенно, что, приближаясь к точке пересечения, главные оси эллипсов кислого и основного рядов не меняют наклона и в окрестности этой точки концентрируется лишь небольшое число анализов, т. е. какие-либо переходные тренды от типичных для кислых серий к характерным для базальтоидных отсутствуют, так же как и соответствующие промежуточные разновидности пород. К наиболее обогащенным Na и Al, т. е. к «основным» дифференциатам кислого ряда, относятся дациты и трахидациты, а к наиболее «кислым» дифференциатам базальтового ряда по той же причине относятся андезиты и трахиандезиты.

На диаграмму были нанесены также анализы кислых (древние граниты) и основных (амфиболиты) метаморфических пород фундамента хр. Малый Хамар-Дабан. По мнению многих исследователей, породы фундамента могли являться исходным материалом

при образовании магм в Юго-Западном Забайкалье. Оказалось, что средний состав пород фундамента соответствует средним параметрам для липаритовых и базальтовых пород пояса в целом. Более того, ориентировка главных осей эллипсов кислых и основных пород фундамента совпадает с ориентировкой этих осей у соответствующих вулканитов. Фигуративное поле кислых пород фундамента полностью совпадает с полем локализации вулканитов липарит-дацитового ряда. Таким образом, различий в составе пород фундамента и вулканитов позднего палеозоя — мезозоя не наблюдается. Эти факты свидетельствуют в пользу образования вулканитов как кислого, так и основного рядов за счет различных метаморфических пород.

7.3. Петрохимическая характеристика мафит-ультрамафитовых комплексов докембрия

Обработке были подвергнуты средние содержания девяти окислов петрогенных элементов в 200 выборках главных типов магматических серий докембрия Балтийского щита, а также ряда других регионов; 106 выборок представляли вулканические серии от пикритов до липаритов, 94 — плутонические серии. Компонентная диаграмма объединенной выборки представлена на рис. 18. В этой плоскости отражено 67 % суммарной дисперсии выборки. Фигуративные точки анализов распределены вдоль семи исходящих из центра лучей разной длины, отражающей степень дисперсности составов вдоль соответствующего направления. Ассоциации элементов, концентрации которых существенно возрастают к вершине каждого луча, определяются по ориентировке луча относительно главных осей. Заметим прежде всего, что если начать с вершины луча *1* и, смещаясь против часовой стрелки вдоль вершин остальных лучей, выписывать соответствующие им элементы (исключая уже выписанные), то получим последовательность: Si, K, Na, Al, Ca, Ti, Fe, Mg. Эта последовательность полностью соответствует обобщенному ряду (*) (см. табл. 1), т. е. поведение элементов в исследованной совокупности в целом подчиняется данному ряду.

Рассмотрим теперь наиболее характерные тренды, используя ассоциации элементов, выписанные у вершин лучей, и экстремальные составы пород, формирующихся при изменении химизма вдоль лучей (нанесены на диаграмму). Лучи *5* и *6*, несмотря на значительный угол между ними, характеризуются в первую очередь возрастанием железистости пород. По различию в составе экстремальных разностей устанавливается, что для луча *5* это в основном рост Fe^{3+} , а для луча *6* — рост Fe^{2+} . Таким образом, хотя анализировалось только суммарное содержание Fe, диаграмма позволяет оценить существенные различия в поведении Fe^{2+} и Fe^{3+} .

Рассмотрим суммарный тренд, соответствующий лучам *6* и *7*. К вершинам лучей возрастает содержание Mg и Fe. Полярная ассоциация (в нее входят элементы, выписанные у вершин лучей,

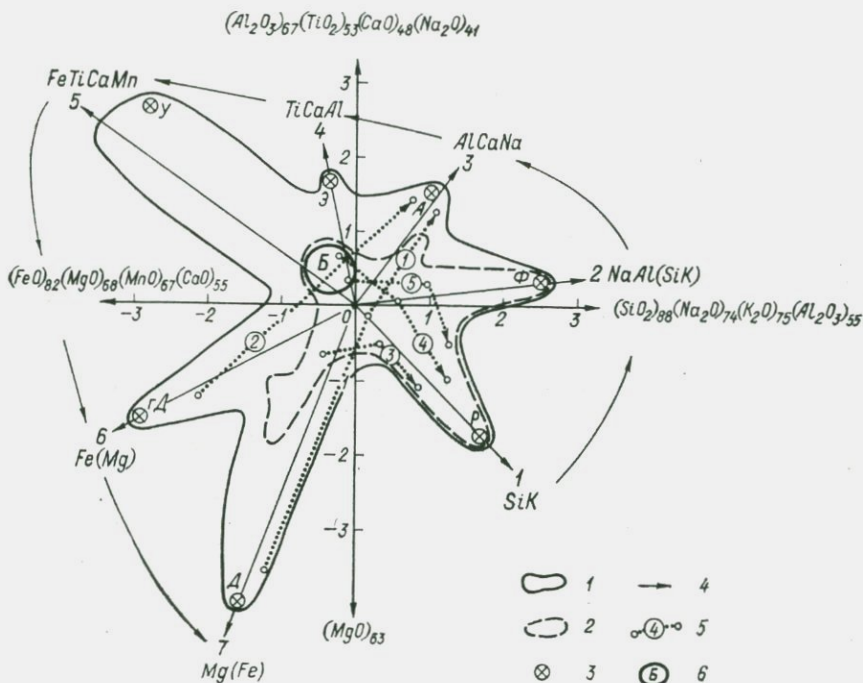


Рис. 18. Компонентная диаграмма мафит-ультрамафитовых комплексов докембрия.

1 — общее фигуративное поле; 2 — фигуративное поле вулканитов; 3 — средние составы пород (по Р. Дэли); 4 — гранит рапакиви, Ф — фonoлит, А — анортозит, Э — эссексит, У — железисто-титанистый ультрамафит, гД — гортонолитовый дунит, Д — дунит; 5 — линии дифференциации; 6 — контур поля пород базальтового состава.

угол которых с данным лучом превышает $\pi/2$) представлена в первую очередь Al, Ca и Na (луч 3) и в меньшей степени Si и K (луч 2). Таким образом, соответствующий тренд имеет вид $(MgFe)/[AlCaNa(Si, K)]$, что с точностью до перестановки элементов в пределах полярной ассоциации отвечает щелочно-основному тренду IV (см. табл. 1). Ориентировка и положение нанесенных на диаграмму линий эволюции составов двух конкретных дифференцированных плутонических комплексов (мончетундровского и кейвского) показывают, что эволюция химизма этих комплексов действительно осуществляется согласно щелочно-основному тренду. Разделение фемической составляющей парагенезиса на две части (лучи 6 и 7) указывает на существование двух разновидностей этого тренда: с повышенной ролью или Mg, или Fe в дифференциации. Обобщенный характер ряда (*) не позволяет предсказать наличие этих разновидностей. Наиболее вероятным объяснением их существования является разная глубина формирования плутонических комплексов соответствующего типа

и, следовательно, разные термодинамические условия и состав исходного субстрата.

Аналогичным образом можно показать, что лучу 2 соответствует кислотно-основной тренд III (NaAlSiK)/(CaFeMg), лучу 1 — кислотно-щелочной тренд II (SiK)/[$\text{NaAlCaTi}(\text{Fe}, \text{Mg})$]. Изменение составов вдоль луча 5 приводит к появлению обогащенных титаномagnetитом ультрамафитов, вплоть до образования рудных скоплений. Характерный тренд (TiFeCaMn)/[$\text{SiKNa}(\text{Mg})$] не соответствует теоретическим трендам дифференциации, выводимым в предположении справедливости ряда (*). В условных обозначениях табл. 2 это парагенезис [1, 2, 3(8)]/(6, 7) с индексом III.8, что соответствует неравновесному привносу Mg в систему с кислотно-основным трендом. Такой способ образования пород в данном случае исключен, но надо иметь в виду, что в табл. 1 рассмотрены только случаи привноса одной группы элементов ряда (*). Аналогичный парагенезис можно получить, предположив неравновесный кремнекислотно-щелочной метасоматоз в системе с железисто-магнезиальным трендом (гранитизация ультрамафитов). Следовательно, не исключено, что массивы данного типа являются продуктами воздействия гранитизирующих растворов на ультрамафиты.

Из трендов дифференциации пород кислого — основного состава (см. табл. 1) в исследованной совокупности не представлены только крайние тренды: железисто-магнезиальный и кремнисто-глиноземистый. Они имеют место лишь в ультрамафитах и ультракислых разновидностях соответственно, и их отсутствие в данном случае объясняется использованием в задаче средних составов этих образований.

Отметим, что для линий эволюции полно дифференцированных серий характерно сочетание двух типов трендов дифференциации. Этот факт в данной плоскости особенно хорошо заметен для вулканических серий 3—5 (наличие перегиба в районе фигуративной точки среднего состава). Он отражает существенные различия в изменчивости химизма мафитового и салитового рядов, как было уже отмечено в предыдущем примере. В трех представленных на диаграмме сериях вулканитов дифференциация мафитового (базальт-андезитового) ряда идет в соответствии с кислотно-основным трендом, а салитового (дацит-липаритового) — в соответствии с кислотно-щелочным. Таким образом, эта закономерность, по-видимому, имеет общий характер. Увеличение суммарной щелочности системы (существенно, что это обогащение главным образом Na и Al и лишь в слабой степени K) соответствует смещению средних и экстремальных составов вулканитов в направлении луча 2.

Из сравнения конфигурации полей плутонических и вулканических серий (см. рис. 18) видно, что общие закономерности вариации химизма в них одинаковые, но вулканиты в целом отличаются значительно меньшей дифференцированностью составов. Различия заключаются в том, что для плутонических серий (по

крайней мере докембрийских) более типична дифференциация в соответствии с щелочно-основным трендом с обогащением салитовой составляющей Са и Al, в меньшей степени Na. Для вулканических серий наиболее характерно обогащение Na и Al в результате дифференциации в соответствии как с кислотно-основным (базитовый ряд), так и с кислотно-щелочным (салитовый ряд) трендами.

7.4. Вариации химического состава вулканических ультрамафитов

Обнаружение в ряде районов Земли вулканических ультрамафитов в достоверно эффузивных и эксплозивных фациях привлекло внимание геологов и петрологов к различным аспектам проблемы ультрамафического вулканизма. Ультрамафические вулканы формировались на разных этапах геологической истории в разных тектонических обстановках, что свидетельствует о реальности существования ультрамафических расплавов и о возможности достижения ими земной поверхности [25, 29]. Одна из важных сторон рассматриваемой проблемы заключается в выявлении особенностей состава вулканических ультрамафитов и получении информации о составе соответствующих им расплавов. Уже первые обобщения материалов по вулканическим ультрамафитам мира, включая меймечиты и перидотитовые коматииты, продемонстрировали, что все эти породы обладают определенной общностью вещественного состава. Это позволило высказать предположение о их принадлежности к единому семейству пикритов [25]. Особенности вариаций состава пород в пределах этого семейства и соотношение пикритов с образованиями близкого им состава, например кимберлитами, изучены в настоящее время далеко не достаточно.

Характеристика общих и частных особенностей вариаций химизма пород семейства пикритов дается в связи с различиями их тектонической, возрастной, региональной и фациальной принадлежности. Весьма важно также выявить отличия пикритов от некоторых магматических образований близкого им состава. Исходные данные охарактеризованы в табл. 12. Они включают (пользуясь авторскими названиями пород) перидотитовые коматииты и пикриты зеленокаменных докембрийских поясов Африки, Австралии, Америки и Евразии; меймечиты, пикриты и вулканические ультрамафиты ранних и поздних этапов формирования геосинклинально-складчатых систем СССР и зарубежных территорий; меймечиты и пикриты Сибирской платформы; океаниты и океанит-анкарамиты о. Лорд-Хау в Тихом океане, а также кимберлиты Якутии и различных провинций Африки. Таким образом, в выборку вошли пикриты, сформировавшиеся в различной тектонической обстановке, и такие «родственные» им по представлению ряда исследователей образования, как океаниты, анкарамиты и кимберлиты.

В работе использовано 393 химических анализа, 48 из них характеризуют кимберлиты и представляют средние для отдельных кимберлитовых полей и трубок. Обобщение материала и анализ результатов выполнены совместно с Б. А. Марковским.

Результаты классификации, полученной после обработки химических анализов в соответствии с рассмотренной выше методикой, приведены в табл. 13, 14, а компонентная диаграмма объединенной выборки в главной плоскости — на рис. 19. По ведущему тренду выделено пять серий пород. Семейство пикритов принадлежит одной (I) серии с трендом $Mg/(Ca + Al)$. К ним близки породы Норильского района (серия II), которые попадают в поле пикритов, но отличаются от них характером тренда, а именно отсутствием Al и большей ролью Fe^3 и Fe^2 . Возможно, эта специфика связана с тем, что изученные норильские «пикриты» являются измененными и оруденелыми породами. По составу они наиболее близки типу 2 серии I. Серию III составили вулканические ультрамафиты Восточного Урала и Средней Азии [главный тренд $Mg/(Fe^2 + Al)$], которые образуют отдельное поле, практически не перекрывающееся с полем пикритов. Серии IV и V представлены кимберлитами Якутии и Африки соответственно. Примечательно, что кимберлиты Якутии существенно отличаются от кимберлитов Африки как ведущим трендом [Mg/Ca в первом случае и $Mg/(Si + Al)$ во втором], так и составом, главным образом значительно большим содержанием Ca и меньшим Si и Al. В серии африканских кимберлитов по различиям в магnezиальности крайних членов выделились два парагенетических типа, соответствующих двум кимберлитовым провинциям: тип 19 — Либерия, тип 20 — Калахари. Как видно на рис. 19, поле якутских кимберлитов в главной плоскости полностью отделено от поля пикритов серии I и лишь в незначительной мере перекрывается с полем африканских кимберлитов. Поля же кимберлитов Африки, особенно Либерии, значительно перекрываются с полем пикритов.

Рассмотрим серию I собственно пикритов, компонентная диаграмма которой приведена на рис. 20. По особенностям состава отчетливо выделяются два класса пикритов. В класс 2 объединились все разновидности пикритов Маймеча-Котуйской провинции, отличающиеся повышенными содержаниями Ca, Ti, Fe^3 и пониженными Si, Al. Именно эти различия отражает вторая главная ось вариаций (ось y). Поэтому в качестве параметра, характеризующего различия между классами, выбран $CTF = (Ca + Ti + Fe^3)/(Si + Al)$. Во всех парагенетических типах класса 1, за исключением специфичного ряда 1, этот параметр не превышает 0,25, а в классе 2 — не опускается ниже 0,19. Ряд 1 класса 1 является переходным по составу ($CTF = 0,16 \div 0,36$). Для всех типов класса 2 характерна большая роль Ca в тренде по отношению к Al, а для класса 1 (кроме рядов 1 и 2) — участие Si в тренде. По типу сопутствующих вариаций в классе 2 выделено два ряда (6 и 7) по два парагенетических типа в каждом. В ряду 6

Характеристика исследованных вулканических пород

Тектоническая обстановка	Район	Комплекс, свита
Пояса зеленокаменных щитов	Южная Африка	Группа Онвердаخت
	Западная Австралия	—
	Северная Америка (Канада)	—
	Евразия (Финляндия)	—
	Евразия (Карелия)	Суйсарский
Геосинклинально-складчатые системы ранних этапов формирования	Камчатка	Кумрочский
	Сихотэ-Алинь	Джаурский
	Кипр	—
	Восточный Урал	—
	Средняя Азия (Северный Памир)	—
Геосинклинально-складчатые системы поздних этапов формирования	Средняя Азия (Тянь-Шань)	—
	Западный Урал	Кусьинский
	То же	Антипинский
	Казахстан	Патокский
	Кавказ	Каратургайский
Платформы	Чехословакия (Баррандиен)	—
	Полярная Сибирь (Маймеча—Котуй)	Маймечинская, дельканская
	Полярная Сибирь (Норильск)	—
	Якутия	—
	Африка (Калахари)	—
Океанические острова	Африка (Либерия)	—
	Тихий океан, о. Лорд-Хау	—

кроме ведущего тренда $Mg/(Ca + Al)$ проявлен тренд Mg/Fe^2 (этот же тренд типичен для ряда 2 класса 1), а в ряду 7 ведущий тренд — единственный (этот же тренд характерен для ряда 1 класса 1).

Ряды и парагенетические типы класса 1 изображены на отдельной компонентной диаграмме (рис. 21). В этом классе выделено 5 рядов. Как уже указывалось, первые два ряда по типу тренда сходны с классом 2; по составу они являются промежуточными. Ряд 3 класса 1, объединяющий коматиты Южной Африки и Австралии, отличается сопутствующим трендом $Fe^3/(Si + Fe^2)$

Возраст	Определение пород (по авторам)	Число анализов	Номер ряда	Номер парагенетического типа
Архей	Перидотитовые коматиты	15	3	6
„	То же	14	3	7
„	„	3	2	4
„	„	5	2	4
Протерозой	Пикриты	7	2	5
Поздний мел—палеоген	Пикриты, меймечиты	100	1,2	1—4
Триас—юра	Меймечиты	5	2	3
Триас (?)	Ультраосновные вулканиды	3	2	4
Силур—девон	Вулканические ультрамафиты	4	9	17
Рифей (?)	То же	13	9	17
Силур—девон	Пикриты	9	5	9
Венд—кембрий	Пикриты	14	4	8
Ордовик	„	17	5	10
Венд—кембрий	„	11	5	11
Пермь—триас (?)	„	5	5	11
Юра	„	6	5	11
Силур	„	6	5	11
Пермь—триас	Меймечиты, пикриты	87	6,7	12—15
Триас	Пикриты	21	8	16
Девон—карбон, триас—мел	Кимберлиты	14	10	18
Мезозой	„	9	11	19
Фанерозой	„	25	11	20
Плиоцен	Океаниты, океанит-анкармиты	4	5	11

и максимальным в классе 1 отношением Mg/Al . В ряду 4 (пикриты кусьинского комплекса Урала) сопутствующим трендом является $(Fe^3 + Si)/(Al + Fe^2)$, а в ряду 5 — Mg/Si . По степени окисленности Fe (параметр Fe^3/Fe^2) в ряду 5 выделяются две группы с разными фигуративными полями. В группе 5¹ (тип 9), объединяющей пикриты Средней Азии, степень окисленности Fe слабая ($Fe^3/Fe^2 = 0,1$), а в группе 5² (типы 10, 11), включающей пикриты Урала, Кавказа, Казахстана и Чехословакии, а также океаниты Тихого океана, степень окисленности существенно выше ($Fe^3/Fe^2 = 0,6 \div 0,7$).

Петрохимическая характеристика вулканических ультрамафитов

Ряды			Парагенети	
Номер ряда	Сопутствующий тренд	Суммарный тренд	Номер типа	Крайние члены

СЕРИЯ 1.

КЛАСС 1. $CTF = (Ca + Ti + Fe^3)/$

1		$\frac{7Mg}{6Ca + Al}$	1	$\frac{Mg_{28}Ca_3Al_4}{Mg_{24}Ca_6Al_5}$
2	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{9Mg}{3Ca + 3Fe^2 + 2Al}$	2	$\frac{Mg_{26}Ca_5Al_4}{Mg_{20}Ca_{10}Al_5}$
3	$\frac{Fe^3}{Si + Fe^2}$	$\frac{9Mg + Fe^3}{3Ca + 2Si + 2Al + Fe^2}$	3	$\frac{Mg_{34}Ca_3Al_3Fe_4^2}{Mg_{28}Ca_5Al_5Fe_5^2}$
4	$\frac{Fe^3 + Si}{Al + Fe^2}$	$\frac{8Mg + Fe^3 + Si}{5Al + 2Ca + 2Fe}$	4	$\frac{Mg_{34}Ca_2Al_3Fe_2^2}{Mg_{24}Ca_5Al_6Fe_4^2}$
5	$\frac{Mg}{Si}$	$\frac{9Mg}{3Al + 2Si + Ca}$	5	$Mg_{29}Ca_4Al_3Fe_5^2$
Группа 51		$Fe^3/Fe^2 = 0,1$	6	$\frac{Mg_{35}Ca_2Al_1Fe_2^2Fe_3^3Si_{27}}{Mg_{28}Ca_4Al_3Fe_6^2Fe_1^3Si_{28}}$
Группа 52		$Fe^3/Fe^2 = 0,6 \div 0,7$	7	$\frac{Mg_{32}Ca_3Al_3Fe_2^2Fe_3^3Si_{27}}{Mg_{27}Ca_4Al_5Fe_3^2Fe_1^3Si_{28}}$
			8	$\frac{Mg_{27}Ca_1Al_4Fe_2^2Fe_4^3Si_{28}}{Mg_{19}Ca_5Al_7Fe_6^2Fe_3^3Si_{27}}$
			9	$\frac{Mg_{33}Ca_2Al_3Si_{25}}{Mg_{21}Ca_4Al_7Si_{27}}$
			10	$\frac{Mg_{30}Ca_2Al_4Si_{26}}{Mg_{22}Ca_3Al_5Si_{29}}$
			11	$\frac{Mg_{30}Ca_2Al_3Si_{26}}{Mg_{14}Ca_4Al_{11}Si_{27}}$

Среднее содержание элементов, не участвующих в замещениях								Пара-метр А, ат./100 ат. О	Пара-метр В, %	Объем выборки
Si	Ti	Fe ³	Fe ²	Na	K	Al	Ca			

Mg ↔ Ca+Al

(Si+Al)=0,12 ÷ 0,25

27		2	4	0,5	1			2	75	5
28		2	3	0,5				2,5	56	13
27		1		0,5				2	63	15
27		2,5		0,5	0,5			3	79	84
27	0,5	3		0,5				2	47	7
								3	70	15
								2	85	14
	1			0,5	0,5			4	74	14
	0,5	1	7,5	0,5				4,5	88	9
	0,5	3	4,5	0,5				3	54	17
	0,5	2,5	4,5	1				5,5	90	45

Ряды			Парагенезы		
Номер ряда	Сопутствующий тренд	Суммарный тренд	Номер типа	Крайние члены	
КЛАСС 2. СТФ=					
6	$\frac{Mg}{Fe^2}$	$\frac{9Mg}{3Ca + Fe^2 + 2Al}$	12	$\frac{Mg_{37}Ca_1Al_1Fe_2^2}{Mg_{26}Ca_5Al_3Fe_6^2}$	
			13	$\frac{Mg_{35}Ca_2Al_1Fe_2^2}{Mg_{20}Ca_8Al_5Fe_5^2}$	
			7	14	$\frac{7Mg}{6Ca + Al}$
				15	$\frac{Mg_{25}Ca_4Al_3}{Mg_{19}Ca_8Al_4}$
СЕРИЯ II. Fe ³ +Mg ↔					
8		$\frac{6Fe^3 + 4Mg}{4Si + 4Ca + Fe^2}$	16	$\frac{Mg_{23}Ca_3Fe_4^2Fe_5^3Si_{26}}{Mg_{19}Ca_7Fe_5^2Fe_1^3Si_{29}}$	
СЕРИЯ III.					
9		$\frac{9Mg}{4Fe^2 + 3Al}$	17	$\frac{Mg_{39}Fe_1^2Al_1}{Mg_{34}Fe_3^2Al_3}$	
СЕРИЯ IV.					
10		$\frac{Mg}{Ca}$	18	$\frac{Mg_{36}Ca_6}{Mg_{22}Ca_{20}}$	
СЕРИЯ V.					
11		$\frac{9Mg}{3Si + 2Al}$	19	$\frac{Mg_{39}Al_3Si_{21}}{Mg_{24}Al_5Si_{27}}$	
			20	$\frac{Mg_{36}Al_2Si_{22}}{Mg_{15}Al_8Si_{23}}$	

Ческие типы										Объем выборки
Среднее содержание элементов, не участвующих в замещениях								Параметр А, ат./100 ат. О	Параметр В, %	
Si	Ti	Fe ³	Fe ²	Na	K	Al	Ca			
0,19 ÷ 0,48										
25,5	1	3						3	75	49
25,5	1,5	2,5		0,5	0,5			6	92	19
26	2	3		1	1			1,5	56	7
26	2	4,5	3,5	0,5	0,5			3,5	84	12
Si + Ca + Fe ²										
	0,5			1	0,5	7		3	37	21
Mg ↔ Fe ² +Al										
27,5		2		0,5			1	2	74	17
Mg ↔ Ca										
23	1	3,5	2		1	3		6	72	14
Mg ↔ Si+Al										
	1	3,5	2	0,5	1		6	5,5	85	9
	1	4,5	2	1	1		5	7,5	80	25

Средние составы парагенетических типов вулканических ультрама

Номер парагенетического типа	Район, фациальная принадлежность, определение пород (по авторам)	Число анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃	
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
			1	Камчатка — субщелочные пикриты даек и силлов	5	41,92	0,67	0,32	0,13	5,04
2	Камчатка — вулканические брекчии пикритов основания ультраосновного вулкана	13	43,14	1,18	0,36	0,11	6,32	0,95	4,43	
3	Камчатка — пикритовые лавы; Сихотэ-Алинь — пикриты даек и силлов	15	39,78	0,40	0,42	0,32	4,38	0,78	2,97	
4	Камчатка — вулканические брекчии и туфы пикритов вулканов и диатрем, дайки и силлы пикритов; Канада, Финляндия — перидотитовые коматииты; Кипр — лавы, дайки, силлы пикритов	84	39,96	1,59	0,26	0,10	4,57	1,29	5,02	
5	Карелия — пикриты лав суйсарского комплекса	7	39,81	0,50	0,69	0,11	4,09	0,97	5,11	
6	Южная Африка — перидотитовые коматииты лав и силлов	15	42,30	1,66	0,36	0,29	3,02	0,78	4,39	
7	Австралия — перидотитовые коматииты лав, туфов и силлов	14	40,91	1,33	0,23	0,03	4,85	0,54	4,75	
8	Урал — пикриты даек и силлов кусьинского комплекса	14	39,93	1,54	1,49	1,17	6,44	2,47	6,26	
9	Средняя Азия (Тянь-Шань) — пикриты даек и силлов	9	39,19	1,42	1,06	0,48	5,49	1,34	1,91	
10	Урал — пикриты даек и силлов антипинского комплекса	17	39,67	1,92	0,87	0,24	6,18	1,86	5,94	
11	Кавказ, Казахстан, Чехословакия — пикриты даек, силлов, лав; Урал — пикриты даек и силлов патокского комплекса; Тихий океан — лавы океанитов	45	39,69	0,78	1,19	0,68	8,34	2,35	4,99	

Фитов

	FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
	0,85	7,60	0,58	0,23	0,04	27,00	1,59	5,74	1,15	0,44	0,45	1,21
1,68	5,71	1,30	0,13	0,01	23,11	1,56	9,46	2,36	0,29	0,23	0,15	0,20
1,07	7,81	1,86	0,17	0,04	31,13	1,69	5,02	0,82	0,20	0,09	0,16	0,07
1,55	4,85	1,62	0,14	0,02	29,46	2,52	4,73	1,41	0,20	0,15	0,34	0,47
0,98	7,53	1,61	0,24	0,15	28,26	0,99	5,33	0,77	0,20	0,15	0,14	0,14
2,08	6,00	2,16	0,14	0,06	31,09	2,95	4,40	1,20	0,17	0,15	0,04	0,04
1,16	4,37	0,78	0,17	0,04	30,60	1,26	4,37	0,76	0,15	0,09	0,03	0,04
2,07	7,92	1,89	0,11	0,08	23,22	2,47	4,59	1,47	0,40	0,26	0,33	0,39
1,44	13,28	1,99	0,26	0,10	26,85	4,11	4,37	0,82	0,34	0,37	0,19	0,27
1,87	8,10	2,20	0,11	0,09	25,55	2,08	3,37	1,00	0,29	0,25	0,10	0,07
1,76	7,82	1,46	0,19	0,06	22,53	5,53	4,24	1,22	0,92	0,80	0,24	0,22

Номер пара-генетического типа	Район, фашиальная принадлежность, определение пород (по авторам)	Число анализов	SiO ₂		TiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃
			\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}
12	Маймеча—Котуй — меймечиты лав и туфов маймечинской свиты	49	37,01	1,00	1,68	0,77	2,15	0,78	6,29
13	Маймеча—Котуй — меймечиты даек и силлов	19	37,50	1,03	2,51	1,00	3,33	1,28	5,15
14	Маймеча—Котуй — пикриты даек и силлов	7	39,18	1,22	3,58	0,40	4,85	0,84	6,08
15	Маймеча—Котуй — пикриты лав дельканской свиты	12	38,56	0,82	3,38	0,61	4,10	0,87	9,03
16	Норильск — пикриты даек, силлов и лав	21	40,49	2,62	0,63	0,25	8,91	1,09	5,36
17	Восточный Урал, Средняя Азия (Памир) — класические ультрамафиты	17	40,27	0,98	0,19	0,13	2,59	0,89	3,92
18	Якутия — кимберлиты	14	30,00	8,11	2,01	1,30	3,32	1,31	5,11
19	Африка (Калахари) — кимберлиты	9	33,19	3,75	1,71	0,63	4,22	1,54	6,45
20	Африка (Либерия) — кимберлиты	25	37,55	4,60	1,86	1,09	5,13	2,92	8,15

Проведенное исследование выявило единство ведущего тренда семейства пикритов, подтвердив таким образом их общность и принадлежность к единой серии. Специфика ведущего тренда [Mg/(Ca + Al)], типичного в «чистом виде» для наименее магнезиальных разновидностей пикритов, отражает главную их особенность как ультрамафитов с повышенным содержанием «базальтоидных» компонентов. При общности семейства в целом пикриты по типам сопутствующих трендов и особенностям состава (различия в составах крайних членов и в содержаниях не участвующих в замещениях компонентов) подразделяются на ряд разновидностей. Прямой корреляции этого разделения с генетическими и региональными особенностями пикритов в общем случае не наблюдается. Так, пикриты одного региона (Камчатка), представляющие генетически единую серию, попадают в различные ряды и типы совместно с пикритами других регионов, а пикриты из различных тектонических обстановок и регионов могут характеризоваться либо единством сопутствующих трендов (ряды 1 и 7, 2 и 6), либо близостью составов. Все это является дополнительным свидетельством общности пикритов как пород единого семейства.

	FeO		MnO		MgO		CaO		Na ₂ O		K ₂ O		
	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
	1,39	6,79	2,20	0,17	0,07	32,56	2,29	3,82	1,41	0,17	0,15	0,22	0,24
	2,12	8,36	2,02	0,18	0,04	28,56	5,39	6,04	2,80	0,26	0,13	0,66	0,55
	1,14	8,73	1,05	0,26	0,26	22,07	1,21	9,56	1,08	0,79	0,34	1,19	0,46
	0,77	5,99	1,49	0,25	0,06	21,35	3,00	8,56	1,65	0,59	0,42	0,69	0,58
	2,64	9,48	2,35	0,19	0,04	20,27	1,26	6,73	1,40	0,76	0,34	0,36	0,14
	1,36	3,39	1,12	0,12	0,05	36,26	1,87	1,04	0,89	0,19	0,15	0,08	0,09
	1,69	3,22	1,32	0,15	0,06	25,35	4,73	14,88	8,12	0,18	0,10	0,95	0,75
	1,40	3,70	1,08	0,14	0,13	27,95	4,14	7,56	1,70	0,36	0,48	1,06	1,02
	3,09	3,61	1,55	0,17	0,05	24,53	5,58	6,76	1,87	0,79	0,78	1,27	1,15

Вместе с тем намечаются и некоторые наиболее общие закономерности различий в составе пикритов, в частности сформировавшихся в разной тектонической обстановке. Так, прослеживается четкое отличие пикритов Маймеча-Котуйского региона от всех остальных разновидностей пикритов, что выражается в их принадлежности к отдельному классу с повышенным содержанием Ca, Ti, Fe³ и пониженным Si и Al. Эти различия могут определяться, вероятно, как специфическими условиями генерации ультрамафических расплавов в платформенных условиях, так и особенностями субстрата пермо-триасовой палеомантии Маймеча-Котуйского региона [22, 23].

Весьма примечательна близость по составу пикритов разного возраста на ранних этапах формирования геосинклинально-складчатых систем (Камчатка, Сихотэ-Алинь, Кипр) перидотитовым коматитам докембрийских зеленокаменных поясов (Канада, Финляндия). Эти породы не только частично объединяются в составе одного ряда 2 с сопутствующим трендом Mg/Fe², но и относятся к общему парагенетическому типу 4. Определенной спецификой отличаются перидотитовые коматиты Африки и Австралии,

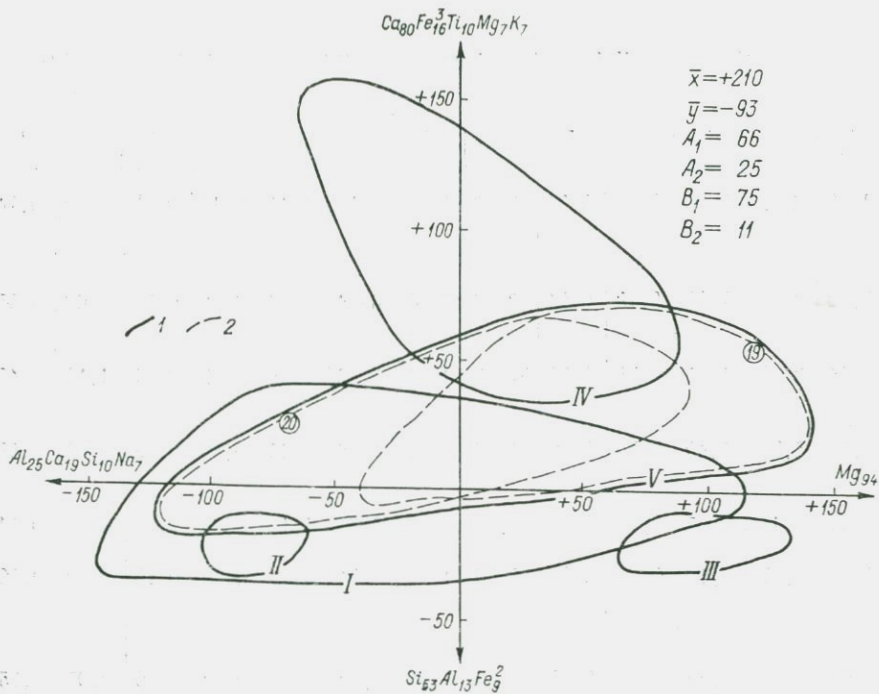


Рис. 19. Компонентная диаграмма объединенной выборки ультрамафических вулканитов.

Фигуративные поля: 1 — серий, 2 — парагенетических типов (номера серий и типов те же, что в табл. 13 и 14).

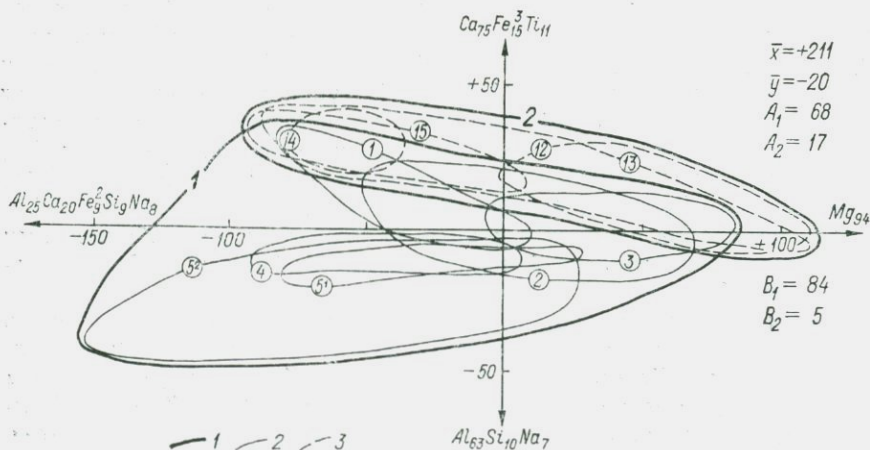


Рис. 20. Компонентная диаграмма пород семейства пикритов.

Фигуративные поля: 1 — классов (1, 2), 2 — рядов (1—5), 3 — парагенетических типов (12—15).

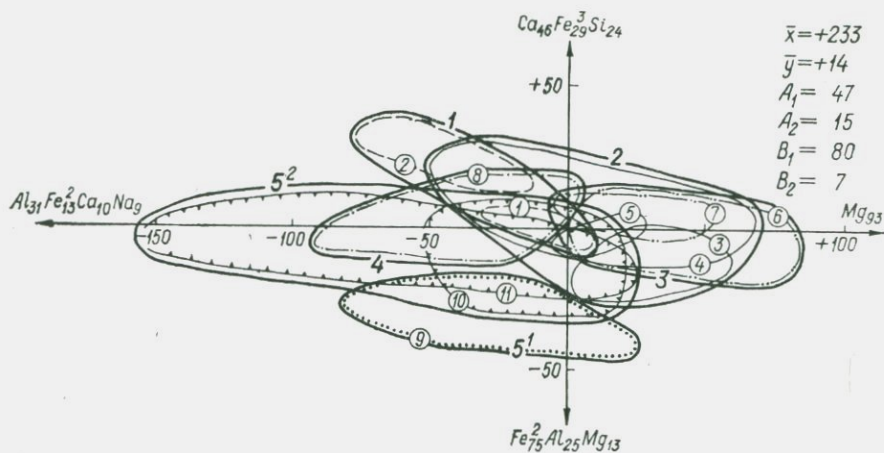


Рис. 21. Компонентная диаграмма пикритов класса 1.

Показаны фигуративные поля рядов 1—5 и соответствующих парагенетических типов 1—11 (цифры в кружках).

обособившиеся в ряду 3 и характеризующиеся повышенной ролью Si, Fe в тренде, а также высоким отношением Mg/Al в составе пород. Хотя в целом эти отличия от раннегеосинклиналичных пикритов и перидотитовых коматиитов других регионов и невелики, представительность выборки по Африке и Австралии позволяет рассматривать ряд 3 в качестве типично «коматиитового». Особенности состава пикритов этого ряда определяются, вероятно, относительно слабо дифференцированным составом докембрийской палеомантии [53]. Существенной чертой пикритов ряда 3, косвенно подтверждающей это положение, является их низкая щелочность, особенно незначительное содержание калия. Принадлежность пикритов (перидотитовых коматиитов) Африки и Австралии к разным парагенетическим типам связана, очевидно, с их региональной спецификой, отражающей, по-видимому, латеральную неоднородность состава докембрийской палеомантии.

От раннегеосинклиналичных пикритов и перидотитовых коматиитов докембрийских зеленокаменных поясов (ряды 1—3) существенно отличаются, как типом трендов, так и составами (см. рис. 21), пикриты поздних этапов формирования геосинклиналично-складчатых систем (ряды 4—5). Исключение составляют лишь раннегеосинклиналичные пикриты Тянь-Шаня (парагенетический тип 9), также входящие в состав ряда 5. Для пикритов рядов 4, 5 характерна повышенная роль Si в тренде и относительно высокая степень «дифференцированности» в отличие от достаточно «примитивных» в целом по составу пикритов рядов 1—3. Эта неоднородность состава пикритов отражается значениями параметра A, варьирующего для рядов 4, 5 в пределах 3—5,5, а для рядов 1—3 — в пределах 2—3. Некоторые разновидности позднегеосин-

клинальных пикритов отличаются также существенной ролью окисного железа (типы 10, 11), что связано, видимо, с повышенным количеством летучих в соответствующих расплавах. Это подтверждается и минеральным составом названных пикритов, содержащих в ряде случаев амфибол.

Характерной геологической особенностью пикритов поздних этапов формирования геосинклинально-складчатых систем служит их проявление в существенно субвулканических фациях и постоянная ассоциация с породами основного состава, причем иногда в пределах единых сложно построенных тел. Это обстоятельство стало основанием для выделения указанных пикритов в составе так называемой «пикрит-диабазовой формации». Следует отметить, что природа именно этих пикритов является предметом дискуссии, так как в отличие от других разновидностей пикритов для них часто ставится под сомнение исходно ультрамафический состав соответствующих расплавов. Проведенный петрохимический анализ этих пикритов в совокупности с данными о их геологической специфике позволяет высказать некоторые генетические соображения.

Образование пикритов рядов 4, 5 на заключительных этапах формирования геосинклинально-складчатых систем в условиях преобладающего режима сжатия; преимущественно субвулканический тип проявления; присутствие в виде как автономных ультрамафических, так и сложно построенных тел с переходами к породам основного состава; петрохимические показатели неоднородности — все это, при общности состава с другими разновидностями пикритов, свидетельствует, по нашему мнению, о происхождении ультрамафических расплавов в обстановке, способствовавшей их интенсивной дифференциации. Это обеспечивало благоприятные условия и для накопления летучих компонентов в расплавах. Нельзя исключать, однако, что в силу конвергенции признаков могут быть сходны с собственно пикритами и близкие им по составу породы иного происхождения, образовавшиеся при дифференциации расплавов основного состава. В этом отношении показательно, например, присутствие в парагенетическом типе II пикритов патокского комплекса Урала, для пород которого Л. И. Лукьянова [24] предполагает кумулятивное происхождение. Характерна и близость к парагенетическому типу II «пикритов» дифференцированных интрузий Норильского района, несмотря на то, что по особенностям тренда они и не относятся к семейству пикритов.

Наряду с вариациями химизма пикритов, отражающими их тектоническое положение и соответственно наиболее общие различия в условиях формирования, а также региональную специфику, связанную с составом исходных мантийных субстратов, выявляются фациальные и некоторые другие различия этих пород (см. табл. 12—14). Характерным примером фациальных различий является обособление относительно «примитивных» пород (лав, туфов) Маймеча-Котуйского региона от их «дифференцирован-

ных» разновидностей (даек, силлов) (соответственно парагенетические типы 12 и 13). Ряд особенностей состава пикритов, в частности различие пород маймечинской и дельканской свит Маймеча-Котуйского региона (типы 12 и 15) или пикритов Камчатки в нижних и верхних частях разреза ультрамафических вулканитов (типы 2 и 3, 4), связаны, как это было показано ранее [22, 26], с изменением условий генерации исходных расплавов или с вертикальной неоднородностью мантийных составов в соответствующих регионах.

Особый интерес представляют данные о соотношении пород семейства пикритов в целом с близкими им по составу магматическими образованиями (см. рис. 19). В этом отношении надо считать важным выявление существенных различий составов кимберлитов Сибирской платформы (серия IV) и Африки (серия V), что отражает, вероятно (с учетом глубинной мантийной природы кимберлитов), в первую очередь различия мантийных субстратов этих областей. Несмотря на четкое отличие состава всех разновидностей пикритов от кимберлитов Сибирской платформы, существенное перекрытие поля пикритов с полями африканских кимберлитов свидетельствует о принципиальной «близости» пикритов и кимберлитов в целом. Заслуживает внимания также то обстоятельство, что при различии пикритов и кимберлитов Сибирской платформы эти породы характеризуются общей особенностью, а именно повышенной ролью кальция. Существенная кальциевость характерна и для «пикритов» Норильского района Сибирской платформы. Все это косвенным образом подтверждает высказанные ранее соображения о специфическом составе субстрата палеомантии севера Сибирской платформы и о возможном присутствии в нем карбонатных фаз [22, 23].

Важное классификационное значение имеют петрохимические различия между пикритами и кластическими ультрамафитами Восточного Урала и Северного Памира (для последних некоторыми исследователями предполагается вулканическое происхождение [31, 38]). Эти различия свидетельствуют о том, что названные ультрамафиты не относятся к семейству пикритов, соответственно возникают сомнения и в собственно вулканической природе этих интенсивно серпентинизированных образований. Таким образом, наряду с геологическими и петрографическими показателями появляются и петрохимические критерии различия ультрамафитов разных типов.

Итак, показано петрохимическое единство вулканических ультрамафитов — их принадлежность к единому семейству пикритов; установлены вариации состава пород семейства пикритов и выявлены некоторые связи состава пикритов с их тектоническим положением, региональной и фациальной спецификой; высказаны соображения о влиянии на состав пикритов исходного состава мантийного субстрата, условий генерации и динамики внедрения расплавов, а также процессов их дифференциации; выявлены черты сходства и различия пород семейства пикритов с магмати-

ческими образованиями близкого состава, в частности с кимберлитами; приведены компонентные диаграммы составов, позволяющие диагностировать вулканические ультрамафиты по одиночным анализам.

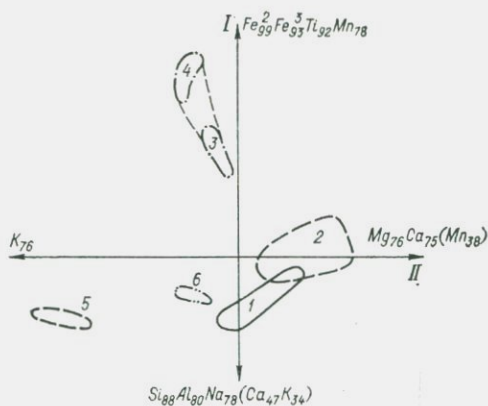
7.5. Эволюция химизма метаанортозитового комплекса северо-восточной части Кольского полуострова

Исследовались материалы, полученные в результате проведенных совместно с В. В. Ждановым полевых работ по серии анортозитовых массивов полосы Колмозеро — устье р. Колмак. На основе петрологических критериев в анортозитах было установлено проявление процессов гранитизации и базификации. Максимум гранитизации выражается развитием в эндоконтактах анортозитов массивных или сланцеватых микроклинитов и плагиомикроклиновых слюдяных сланцев — аплитовидов. Продуктами базификации являются амфиболовые сланцы с реликтами анортозита и амфиболиты с титаномагнетитовым оруденением. Чтобы выявить особенности эволюции химического состава пород анортозитового комплекса в процессе гранитизации и базификации, было проведено их опробование с последующей обработкой результатов анализов методом главных компонент в режиме корреляционной матрицы. Выборка химических анализов (11 элементов, включая P_2O_5) состояла из 44 проб по шести группам пород (рис. 22). Первые две компоненты охватывают 70 % суммарных вариаций химизма пород, что свидетельствует о том, что отражаемые ими тренды дифференциации являются ведущими.

Рассмотрим расположение проекций точек исходных анализов на компонентной диаграмме (плоскость компонент I и II). По ориентировке главных осей эллипсов, огибающих фигуративные поля разных групп пород, т. е. по тренду дифференциации, группы 3 и 4 (оруденелые амфиболиты и ильменит-титаномагнетитовые руды) резко отличаются от остальных групп. Для этих двух групп характерен тренд $(SiAlNa CaMg)/[FeTi(Mn, K)]$, возникающий, как уже указывалось, при неравновесном привносе K и выносе Mg в системе с щелочно-основным трендом IV (см. табл. 1). Главная ось эллипса, огибающего все остальные группы, направлена почти в перпендикулярном к оси групп 3 и 4 направлении, причем ориентировка их фигуративных полей (1, 2, 5, 6) различается мало. В среднем в этих группах преобладает кислотно-основной тренд III. Группы анортозитов и связанных с ними амфиболовых сланцев характеризуются кислотно-основным или щелочно-основным трендом (требуется уточнение положение Ca в тренде). Этот тренд наиболее четко проявлен в собственно анортозитах. «Северо-восточная» часть их поля содержит максимум Ca и Mg (повышается основность плагиоклаза и увеличивается содержание существенно магнезиального амфибола). По направлению к «северо-востоку» с увеличением содержания Mg

Рис. 22. Фигуративные поля пород анортозитового комплекса в главной плоскости.

1 — анортозиты (число проб 16); 2 — амфиболовые сланцы по анортозитам (11); 3 — оруденелые амфиболиты (3); 4 — ильменит-титаномагнетитовые руды (8); 5 — киннит-мусковитовые сланцы (3); 6 — биотитовые сланцы (3).



поле анортозитов постепенно переходит в поле амфиболовых сланцев. К «юго-западу» в анортозитах растет содержание Al, Na и K (раскисление плагиоклаза, уменьшение количества амфибола, появление биотита). «Юго-западная» часть поля анортозитов уже близка к полю биотитовых сланцев.

Таким образом, с помощью анализа трендов в анортозитах удастся фиксировать как процессы базификации (в основном накопление Mg, в меньшей степени Fe), так и процессы раскисления. Постепенный переход анортозитов при развитии этих процессов, с одной стороны, в амфиболовые сланцы, а с другой — в биотитовые сланцы, общий характер тренда дифференциации вместе с имеющимися геологическими доказательствами генетического единства всех изученных пород позволяют считать амфиболовые сланцы крайними продуктами базификации анортозитов, а биотитовые сланцы — результатом их раскисления. Общий тренд позволяет также предполагать комплементарность этих процессов.

Амфиболовые сланцы, как уже указывалось, расположены на «северо-восточном» продолжении поля анортозитов и в целом имеют тот же тренд, однако их фигуративное поле заметно вытянуто также и в «северо-западном» направлении, что указывает на разделение титанисто-железистых и магнезиальных разновидностей (железисто-магнезиальный тренд). Поэтому ильменит-титаномагнетитовые руды, пространственно ассоциирующие с амфиболовыми сланцами, вполне естественно рассматривать как крайние продукты их дифференциации, обогащенные Ti и Fe при выносе Mg. Это подтверждается также расположением амфиболовых сланцев на «юго-восточном» продолжении главной оси фигуративного поля руд. Кроме того, в рудах наблюдаются повышенные концентрации K; отмечается отрицательная связь K с Mg в тренде, что, очевидно, обусловлено выносом Mg при привносе K. Все это свидетельствует о том, что указанное разделение руд и сланцев явилось результатом метасоматоза и происходило при повышенном потенциале K в системе.

В работе Л. Н. Дуденко и В. В. Жданова [16] аналогичным образом анализируется также поведение малых элементов в рассматриваемых породах по более представительной выборке (408 проб).

Кроме установления ведущих трендов выполненное исследование позволило сделать следующие выводы: 1) большая часть рассмотренных пород — от биотитовых гнейсов до амфиболитов — образуется в процессе метаморфической дифференциации или равновесного метасоматоза в связи с гранитизацией и комплементарной базификацией; 2) процессы наложенного калиевого метасоматоза играют важную роль в формировании ильменит-титаномагнетитовых руд, биотитовых микроклинитов и части амфиболовых сланцев; 3) некоторая часть сланцев, относимых к тундровой и кольской сериям в южном обрамлении Мурманского блока, являются продуктами гранитизации и базификации пород аортозитового комплекса.

ГЛАВА 8

ВАРИАЦИИ СОСТАВА СЛОЖНЫХ МЕТАМОРФО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ КЕЙВСКОЙ ЗОНЫ)

8.1. Краткая геолого-петрологическая характеристика метаморфических процессов

Кейвская зона изучалась В. В. Ждановым и автором при совместных структурно-петрологических исследованиях, включающих полевые работы в 1974—1976 гг. Полученные выводы существенно отличаются от общепринятой точки зрения на геологическую историю этого сложного и важного в практическом отношении района. В кратком изложении они сводятся к следующему.

1. Кейвская зона в региональном плане представляет собой не складчатую структуру синклинорного типа, а зону интенсивного смятия с ведущей ролью дизъюнктивных дислокаций, бластокактаклаза и бластомилонитизации (лучше всего, по нашему мнению, называть Кейвскую зону «зоной бластотектогенеза»).

2. Образование сланцевого комплекса произошло в результате двух синтетектонических этапов метаморфизма, носившего метасоматический характер.

3. Перераспределение вещества при метаморфизме происходило на первом этапе по схеме кремне-калиевого метасоматоза с существенным выносом оснований и привносом Si и K, а на втором этапе — по схеме кремнекислотного выщелачивания с дополнительным выносом оснований и дифференциацией Si и Al в пределах системы. Кремнекислотный метасоматоз явился главным фактором образования всех пород сланцевого комплекса. Исключительная интенсивность метасоматических преобразований

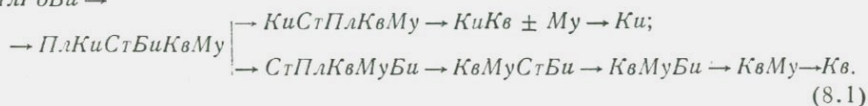
на втором этапе обусловлена хорошей тектонической подготовкой, широким развитием зон расланцевания и милонитизации, по которым легко проникали метасоматирующие растворы. По существу, все породы сланцевого комплекса следовало бы называть «бластокатаклазиты» и «бластомилониты» с учетом их текстуры.

4. Простираие литологических разностей соответствует не первичному залеганию стратиграфических комплексов, а основным направлениям расланцевания, которые варьировали во времени и пространстве и последовательно залечивались продуктами различных зон метасоматической колонки. В результате образовались многочисленные псевдостратиграфические несогласия между породами комплекса и участки с несколькими направлениями полосчатости одновременно, что многими исследователями рассматривалось как реликтовая слоистость.

5. В районе установлено наличие семи типов метасоматических колонок в зависимости от состава исходного субстрата (плагноклазиты, амфиболиты, гнейсы, метаультрамафиты, промежуточные зоны колонок) и от степени его тектонической переработки (переход плагноклазитов в филлитониды, амфиболитов в хлорититы).

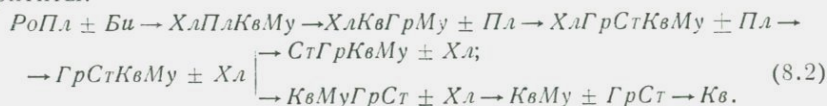
Сложная региональная ветвящаяся колонка по биотит-роговообманково-плагноклазовым породам через филлитониды (обозначения см. в табл. 9 и 10):

ПлРоБи →

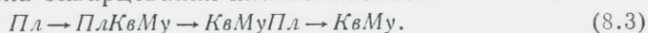


Аналогичная колонка развивается по плагноклазитам того же состава в контактовых частях амфиболитовых тел.

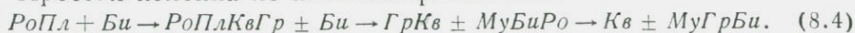
Сложная ветвящаяся колонка по плагноамфиболитам через хлорититы:



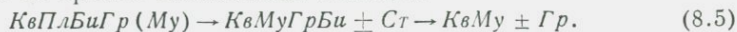
Простая колонка окварцевания плагноклазитов:



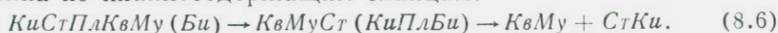
Простая колонка по плагноамфиболитам:



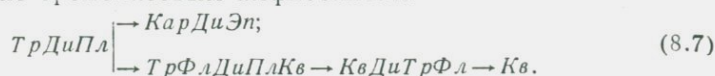
Колонка по гранат-биотитовым гнейсам:



Колонка по кианитсодержащим сланцам:



Колонка по тремолитовым амфиболитам:



К основной регионально проявленной относится ветвящаяся колонка (8.1) по существенно плагиоклазовым породам, приводящая, с одной стороны, к образованию предельно глиноземистых, а с другой — кремнеземистых пород. Развитие колонки обусловило возникновение как поперечной (симметричной), так и продольной (субширотной) зональности в Кейвской структуре. Симметричный характер поперечной зональности, который и давал основания для отнесения Кейвской зоны к синклинойной структуре, связан с наличием нескольких каналов для проникновения растворов (главным образом в осевой части и на контакте с гнейсами обрамления), с несимметричным развитием колонок (выжимание Al на фланги структуры, где стрессовые напряжения были выше) и с зональным строением самого исходного субстрата (преобладание метабазитов на флангах структуры, а существенно плагиоклазовых пород в осевой части).

Продольная зональность, наблюдающаяся в осевой части структуры, по существу, выявлена впервые. В основных чертах она аналогична поперечной. Отсутствие здесь кварц-кианитовых и ставролит-кианитовых сланцев легко объясняется отмеченным выше отгоном Al на фланговые участки. Смена с востока на запад исходных пород и начальных зон колонки (8.1) тыловыми зонами указывает направление на источник метасоматизирующих растворов. В качестве такого источника наиболее естественно рассматривать щелочные граниты, поля которых занимают большие площади к западу от Кейвской зоны, а отдельные массивы встречаются вдоль ее северного и южного обрамлений.

6. Породы амфиболитового комплекса, хотя и имеют во многих случаях простирание, несогласное с региональным простиранием сланцев, нигде не дают с ними секущих контактов. Наоборот, повсеместно наблюдается облекание, а иногда «разъедание» амфиболитовых тел сланцами, широко и в разных масштабах развиты процессы будинирования и рассланцевания амфиболитовых тел, не отражающиеся в породах сланцевого комплекса. Хорошо развитая зональность в области контакта амфиболитов и сланцев, которая рядом исследователей считалась результатом контактового воздействия основной магмы на сланцы и поэтому принималась в качестве главного доказательства первично интрузивной природы амфиболитов, по нашим данным связана с воздействием того же кремнекислотного метасоматоза, наиболее интенсивно проявлявшегося именно в зонах контактов таких резко разных по физическим свойствам пород, как амфиболиты и сланцы.

Следовательно, во-первых, в настоящее время отсутствуют доказательства первично интрузивной природы амфиболитов в Кейвской зоне (за исключением, возможно, метасульфидов), во-вторых, в любом случае амфиболиты образовались раньше пород сланцевого комплекса, а изменения в зоне контакта связаны с наложенными метасоматическими процессами. Плотные тела амфиболитов в значительной мере контролировали распределение

и направление тектонических зон, а следовательно, и простираение залечивавших их метасоматических образований. В зависимости от тектонической подготовки (бластомилонитизация и переход в хлорититы) по амфиболитам развивается одна из двух колонок: ветвящаяся (8.2) с наличием зоны накопления Al или простая (8.4). В обеих колонках начальные зоны являются зонами частичной базификации (накопление Fe).

7. В связи с неизохимическим характером метаморфизма, интенсивной милонитизацией исходных пород и формированием новой метасоматической структуры, не соответствующей первичной, восстановление состава и генезиса исходного субстрата в зоне является очень сложной самостоятельной проблемой. Первичный субстрат при формировании сланцевого комплекса, несомненно, был гетерогенным по составу и представлен метаморфизованными в амфиболитовой фации, возможно, архейскими или нижнепротерозойскими породами. Прямыми наблюдениями за реликтовыми образованиями установлено, что главную роль в субстрате играли породы, обогащенные плагиоклазом среднего—основного состава, т. е. породы типа метагббро-анортозитов, чередующиеся с амфиболитами. Кроме того, в их состав входили гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы и некоторые другие породы, широко развитые в обрамлении зоны. Отмечается исключительное сходство по строению субстрата Кейвской зоны с зоной Колмозеро-Воронья.

8. Промышленные скопления кианитовых руд создавались в результате выщелачивания существенно плагиоклазовых пород в зонах максимального развития стрессовых напряжений. Увеличение содержания кианита происходило последовательно, по мере усиления метасоматического процесса. Поступление растворов носило прерывистый характер в связи с неравномерностью приоткрывания трещин и сменой стрессовых и антистрессовых тектонических напряжений. Это обусловило многообразие морфогенетических типов кианита и наложение сланцев разных типов, вплоть до образования мономинеральных кианитовых жил, секущих более ранние разновидности. Установлено по крайней мере два максимума поступления кремнистых растворов и соответственно усиления интенсивности кремнекислотного выщелачивания, разделенных этапом стрессовых напряжений и милонитизации. Промышленные скопления кианитовых руд образовались в основном в период второго максимума.

8.2. Петрохимическая классификация пород

Для получения петрохимической характеристики пород Кейвской зоны и исследования закономерностей вариаций петрогенных элементов в процессе развития выявленных нами колонок кремнекислотного выщелачивания было использовано 490 химических анализов. В основном это неопубликованные анализы, предоставленные автору А. П. Белолипецким и Ю. В. Нагайцевым, а также

Петрохимические особенности пород Кейвской зоны (петрогенные

Номер группы	Тип породы (парагенезис)	Средние содержания					
		Si		Ti		Al	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ

А. РЕГИОНАЛЬНЫЕ МЕТАМОР

I. КОМПЛЕКС

а. Обрам

1	Гранат-биотитовые	70,6	2,6	0,5	0,1	12,1
		4,05	0,05	—	—	0,8
2	Биотитовые	68,3	3,5	0,6	0,3	12,8
		3,9	0,1	0,05	—	0,85
3	Амфибол-биотитовые	61,8	4,1	0,9	0,3	12,9
		3,7	0,1	0,05	—	0,9
4	Двуслюдяные	74,2	4,0	0,4	0,1	12,0
		4,1	0,1	—	—	0,8
5	Гастингситовые и биотит-гастингситовые	68,8	3,1	0,35	0,2	12,5
		2,9	0,1	—	—	0,85

б. Гнейсово-амфиболитовое

6	Кцианит-гранат-ставролит-биотитовые плагиогнейсы	61,3	4,3	0,8	0,4	17,5
		3,6	0,05	0,05	—	1,2
7	Биотитсодержащие плагиогнейсы пестрого состава	77,3	8,5	0,5	0,25	8,7
		4,3	0,3	—	—	0,6

II. КОМПЛЕКС

8	Роговообманковые	50,3	2,7	1,6	0,5	14,2
		3,2	0,1	0,1	0,05	1,05
9	Гранатовые	53,5	2,2	1,7	0,6	15,1
		3,3	0,1	0,1	0,05	1,1
10	Тремолитовые	47,3	5,4	0,4	0,2	7,5
		3,1	0,2	—	—	0,55
11	Биотит-роговообманковые плагиоклазиты (анортзитовый комплекс)	50,5	2,7	0,6	0,3	2,6
		3,05	0,1	0,05	—	1,6
12	Плагиоамфиболиты обрамления	55,4	0,9	1,1	0,2	14,2
		3,4	0,05	0,05	—	1,05

элементы)

и стандартные отклонения *; $\delta C_i = \pm 0,05$

	Fe		Mg		Ca		Na		K	
	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ГНЕЙСОВ

ление

1,0	4,5	0,7	0,3	0,15	1,4	0,4	3,6	0,9	3,6	1,1
1,35	5,5	0,6	0,6	0,4	2,1	1,0	3,7	0,8	3,3	1,5
1,4	7,8	4,0	1,9	0,6	4,9	1,7	2,8	1,2	1,9	0,8
1,8	3,1	0,9	0,1	0,05	0,9	0,7	3,2	0,8	4,2	1,4
0,9	6,7	1,3	0,6	0,35	2,4	0,7	3,8	0,6	3,9	0,6

ядро хр. Серповидный

1,35	6,1	1,0	2,9	0,4	2,0	2,3	1,5	1,6	3,2	1,2
4,3	4,8	1,4	1,0	0,6	1,1	0,5	1,8	0,7	1,7	1,2

АМФИБОЛИТОВ

1,2	9,8	1,5	5,6	1,6	8,8	2,2	3,5	1,3	0,8	1,1
1,7	10,6	2,9	5,3	1,5	7,6	1,5	1,2	0,7	0,4	0,3
4,6	7,8	1,8	20,7	7,4	6,3	3,6	0,5	0,5	0,2	0,1
3,3	5,2	2,5	2,8	1,7	10,8	2,5	3,7	1,2	0,8	0,6
0,2	10,0	0,6	2,7	0,2	6,6	0,8	3,8	0,6	1,6	0,2

Номер группы	Тип породы (парагенезис)	Средние содержания					
		Si		Ti		Al	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
III. КОМПЛЕКС							
III.1. Киани							
13	Кварц-кианитовые	60,5 3,3	4,7 0,15	1,0 0,05	0,3 —	32,9 2,1	
14	Плагиоклаз-ставролит-кианитовые	55,9 3,2	3,9 0,15	1,8 0,1	0,3 —	30,9 2,1	
III.2. Ставро							
15	Кианит-плагиоклаз-ставролитовые	61,1 3,5	3,0 0,05	1,7 0,05	0,3 —	24,9 1,65	
16	Слюдяно-плагиоклаз-ставролитовые	64,9 3,75	5,3 0,1	1,1 0,05	0,4 —	19,9 1,35	
17	Слюдяно-гранат-ставролитовые	57,2 3,4	2,9 0,1	1,5 0,05	0,6 0,05	22,5 1,55	
III.3. Плагио							
18	Ставролит-кианит-плагиоклазовые	60,1 3,4	3,8 0,15	1,7 0,05	0,4 —	26,3 1,75	
III.4. Двуслюдяные							
19	Двуслюдяные сланцы и кварциты (в том числе с гранатом, ставролитом)	77,6 4,25	4,8 0,15	0,5 —	0,5 —	11,5 0,75	
IV. КОМПЛЕКС							
20	Кварциты сливные	93,5 4,75	2,9 0,1	0,1 —	0,1 —	4,3 0,25	
21	Мусковитые кварциты (в том числе со ставролитом, гранатом)	87,3 4,55	5,4 0,15	0,3 —	0,2 —	7,2 0,45	
Б. КОНТАКТОВЫЕ МЕТАМОР							
I. ХЛОРИ							
22	Анхимономинеральные ($\pm Kc$, <i>Пл, Сер</i>)	55,1 3,3	0,7 0,05	0,4 —	0,1 —	16,4 1,15	
23	Ставролит-гранатовые	54,7 3,35	1,3 0,1	1,6 0,05	0,2 —	16,9 1,2	

и стандартные отклонения *; $\delta C_i = \pm 0,05$

	Fe		Mg		Ca		Na		K		
	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
	СЛАНЦЕВ										
ТОВЫЕ											
	2,8 0,2	1,0 0,05	0,5 0,05	0,2 —	0,2 —	0,2 —	0,2 —	0,25 0,05	0,25 0,05	0,65 0,05	0,5 0,05
	2,3 0,15	2,6 0,1	0,3 —	0,6 0,05	0,35 0,05	0,5 0,05	0,2 —	1,4 0,15	0,5 0,05	1,8 0,15	0,4 0,05
ЛИТОВЫЕ											
	1,2 0,05	2,8 0,1	0,6 0,05	0,6 0,05	0,3 0,05	1,0 0,05	0,5 0,05	1,5 0,01	1,0 0,1	1,8 0,15	1,0 0,1
	2,5 0,15	2,3 0,1	1,2 0,05	0,6 0,05	0,3 0,05	1,1 0,05	1,1 0,05	1,7 0,2	0,7 0,05	2,2 0,15	1,1 0,1
	2,8 0,15	10,6 0,55	3,3 0,2	1,1 0,1	0,7 0,05	0,8 0,05	0,5 0,05	0,3 0,05	0,3 0,05	0,1 —	0,1 —
КЛАЗОВЫЕ											
	2,4 0,15	2,8 0,15	0,9 0,05	0,9 0,05	0,5 0,05	0,9 0,05	0,2 —	2,0 0,2	0,7 0,05	2,0 0,15	1,0 0,05
КВАРЦИТО-СЛАНЦЫ											
	1,7 0,1	3,7 0,1	3,4 0,15	0,6 0,05	0,6 0,05	0,5 0,05	0,4 0,05	0,6 0,05	0,6 0,05	2,1 0,15	1,0 0,05
КВАРЦИТОВ											
	1,5 0,1	1,0 0,05	0,6 —	0,1 —	0,1 —	0,3 —	0,3 0,05	0,3 0,05	0,3 0,05	0,8 0,05	0,3 0,05
	2,3 0,15	2,1 0,1	1,7 0,1	0,2 —	0,2 —	0,4 —	0,4 —	0,2 0,05	0,2 0,05	1,3 0,1	0,9 0,05
ФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ											
ТИТЫ											
	2,0 0,15	8,5 0,45	0,6 0,05	10,9 1,0	2,0 0,2	1,7 0,1	1,6 0,1	0,3 0,05	0,1 —	0,1 —	0,2 —
	1,0 0,05	11,9 0,6	2,9 0,15	5,0 0,45	0,6 0,05	2,9 0,2	2,3 0,15	1,4 0,15	0,9 0,1	0,2 —	0,1 —

Номер группы	Тип породы (парагенезис)	Средние содержания					
		Si		Ti		Al	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ

II. ГРАНА

24	Ставролитовые	62,2	3,6	1,4	0,5	18,5
		3,6	0,1	0,05	—	1,25
25	Слюдяные	68,5	4,6	0,8	0,6	11,9
		3,7	0,2	0,05	0,05	0,85

III. ПЛАГИО

26	Анхимономинеральные (\pm Би, Ро, Эп, Гр, Хл)	50,2	4,1	1,5	0,6	23,8
		3,0	0,2	0,05	—	1,7
27	Ставролитовые (\pm Би, Гр)	60,9	1,9	1,4	0,3	25,8
		3,4	0,1	0,05	—	1,7
28	Ставролит-кианитовые (\pm Би) (силлиманитовые)	57,6	1,0	1,6	0,3	30,0
		3,2	—	0,05	—	1,95
29	Кианитовые (силлиманитовые)	52,1	1,9	2,0	0,6	33,4
		3,0	0,1	0,1	—	2,25
30	Кварц-мусковитовые (\pm Би)	71,1	3,5	0,7	0,4	13,4
		3,95	0,1	0,05	—	0,85

IV. МЕТАСОМАТИТЫ

31	Диопсид-эпидот-карбонатные	38,9	7,4	0,1	0,1	2,7
		2,4	0,35	—	—	0,25
32	Диопсидовые и тремолитовые (с флогопитом)	57,1	4,7	0,3	0,1	8,0
		3,4	0,15	—	—	0,55
33	Биотитовые микрогнейсы и метасоматиты	68,1	8,5	0,5	0,1	13,3
		3,9	0,35	—	—	0,9
34	Кварциты с эпидотом, амфиболом, гранатом, магнетитом и гематитом	75,5	6,9	0,4	0,2	5,3
		4,3	0,2	—	—	0,35
35	Гематит-двуслюдяные метасоматиты	57,8	0,1	1,5	0,2	14,3
		3,6	0,1	0,05	—	1,05

* Числитель — весовые проценты, знаменатель — число атомов на 10 атомов кислорода.

и стандартные отклонения *; $\delta C_i = \pm 0,05$

	Fe		Mg		Ca		Na		K	
	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	

ТИТЫ

1,4	10,5	4,3	1,1	0,6	1,4	1,9	0,2	0,2	0,1	0,1
0,05	0,5	0,2	0,1	0,05	0,1	0,1	0,05	—	0,05	—
0,4	17,1	4,1	2,1	0,5	1,5	1,0	0,2	0,1	0,6	0,9
—	0,85	0,25	0,2	0,05	0,1	0,05	0,05	—	0,05	0,05

КЛАЗИТЫ

4,4	10,7	11,4	1,9	1,9	6,7	5,4	1,4	1,3	1,1	1,0
0,25	0,55	0,6	0,15	0,15	0,4	0,35	0,15	0,15	0,1	0,1
2,2	3,6	1,8	1,0	0,6	1,4	0,7	2,0	1,0	1,3	0,8
0,1	0,15	0,1	0,1	0,05	0,1	0,05	0,2	0,1	0,01	0,05
0,8	3,0	1,0	0,7	0,2	2,4	2,9	1,6	0,1	1,3	1,1
0,05	0,15	0,05	0,05	—	0,15	0,15	0,15	—	0,1	0,1
2,0	2,1	1,0	0,8	0,3	2,2	0,5	2,1	0,5	1,9	2,2
0,1	0,1	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,25	0,05	0,15	0,15
0,7	4,3	3,0	1,1	0,7	5,9	1,7	1,8	1,0	0,3	0,3
0,05	0,2	0,15	0,1	0,05	0,35	0,1	0,2	0,1	0,05	—

хр. СЕРПОВИДНЫЙ

1,0	0,8	0,4	19,1	3,0	24,9	3,0	0,2	0,3	1,3	0,7
0,1	0,05	—	2,4	0,4	2,25	0,4	0,05	0,05	0,15	0,05
2,1	2,4	0,5	10,0	2,3	17,4	6,4	1,1	0,4	2,4	2,0
0,15	0,1	0,05	0,9	0,2	1,1	0,4	0,05	0,05	0,2	0,15
3,9	2,5	1,2	3,6	0,9	1,9	0,6	2,2	1,3	4,5	1,7
0,3	0,1	0,05	0,3	0,1	0,1	0,05	0,25	0,15	0,35	0,15
2,4	7,7	2,9	1,1	0,4	5,6	4,2	0,5	0,5	0,4	0,4
0,15	0,35	0,15	0,1	0,05	0,35	0,3	0,05	0,05	0,05	0,05
3,2	11,1	2,2	2,4	0,3	1,0	0,6	1,7	1,6	3,7	1,5
0,2	0,6	0,1	0,2	0,05	0,05	0,05	0,2	0,2	0,3	0,1

Геохимические особенности пород Кейвской зоны (малые элементы)

Номер группы (см. табл. 15)	Средние содержания и стандартные отклонения, 10 ⁻⁴ вес. %										
	Li		Rb		Cs		B		Ba		Sr
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}
1	34	44	145	39	5	4	2	2	90	38	13
2	25	9	111	40	3	3	1	1	94	39	21
3	26	6	55	37	2	2	—	—	35	28	28
4	24	7	148	34	1	1	3	1	46	16	5
6	32	10	129	65	3	2	34	19	38	22	8
7	27	16	67	34	—	—	9	5	41	28	11
8	18	10	5	3	1	—	—	—	—	—	—
12	17	8	30	10	1	2	—	—	—	—	—
13	8	5	27	22	1	1	5	2	17	15	12
14	35	18	61	26	4	2	4	1	44	6	19
15	32	18	51	23	3	1	4	2	36	22	18
16	26	14	71	32	3	2	5	2	54	24	15
17	120	26	5	—	—	—	2	3	7	3	2
18	32	14	55	28	3	3	3	3	29	30	13
19	22	10	87	55	3	3	5	4	42	33	11
20	7	11	25	12	1	1	1	2	—	—	—
21	34	51	29	19	1	1	5	3	23	13	7
24	88	94	9	9	2	3	2	2	13	15	6
27	21	4	62	19	2	1	2	3	23	40	7
28	29	2	26	1	2	2	1	1	4	5	11
29	37	18	12	8	—	—	3	1	36	38	20
30	13	—	18	—	—	—	14	—	—	—	—
31	22	14	30	21	1	1	8	8	53	29	24
32	20	16	60	33	1	2	22	10	94	56	41
33	36	4	187	6	5	1	66	1	111	41	11
34	7	7	12	16	—	—	6	3	9	16	5
35	34	2	149	58	3	3	87	124	42	7	13

анализы, приведенные в работах И. В. Белькова [4] и Д. Д. Мирской [28]; 30 анализов выполнено в лаборатории ВСЕГЕИ. Учитывалось суммарное содержание железа в пересчете на FeO. В табл. 15 и 16 приведены средние содержания и стандартные отклонения петрогенных и малых элементов для всех пород Кейвской зоны и ее обрамления. Не включены только данные по Мп, поскольку его концентрация в породах зоны незначительна. В этой же таблице указано распределение анализов по группам пород. Выделение групп осуществлялось по минеральным парагенезисам без учета положения пород в разрезе*.

* Предварительно нами были обработаны анализы, разбитые на группы в соответствии с принятой в настоящее время схемой, т. е. с учетом парагенезиса и «стратиграфического положения». Результаты обработки показали, что никаких значимых различий (в том числе и для малых элементов) в химическом составе одинаковых минеральных парагенезисов, занимающих разное «стратиграфическое положение», не наблюдается. Это, во-первых, означает, что при геохимическом исследовании пород района их стратиграфическая привязка

Номер группы (см. табл. 15)	Средние содержания и стандартные отклонения, 10 ⁻⁴ вес. %										
	Cu		Ni		Co		Cr		V		Объем выборки
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
6	101	174	14	16	11	2	12	4	12	8	60
9	64	123	17	5	13	5	17	10	18	8	23
18	48	17	32	8	37	6	19	12	285	86	5
1	225	261	11	3	10	1	10	1	6	4	—
6	43	44	61	10	18	6	125	34	63	32	5
7	38	21	30	11	16	18	75	32	59	20	5
—	203	229	117	30	41	8	57	45	172	43	16
—	56	24	41	3	53	2	24	7	333	32	3
8	15	11	21	4	13	—	31	17	241	176	28
4	20	10	41	11	34	8	55	15	393	121	13
14	39	20	35	20	34	12	64	22	334	122	8
5	21	6	22	8	36	13	63	27	280	87	12
1	26	7	20	—	16	4	113	109	161	139	2
13	33	12	38	13	33	11	68	28	295	74	10
7	18	4	16	8	9	6	29	17	48	38	7
—	14	7	16	6	11	3	16	10	17	11	10
4	17	9	19	21	7	7	27	17	35	27	12
6	18	5	19	3	13	—	23	15	31	23	6
12	26	6	40	14	35	10	63	26	247	91	3
15	51	55	67	8	50	11	54	11	295	134	2
5	35	18	65	15	41	10	66	8	510	113	2
—	53	—	22	—	25	—	85	—	47	—	1
21	11	1	16	4	11	2	13	2	26	5	3
8	12	3	22	11	12	4	50	16	46	20	11
3	25	1	26	20	13	—	76	62	61	3	2
7	37	27	75	65	23	15	154	138	99	57	8
4	25	5	72	21	57	17	230	78	173	50	3

Чтобы изучить общие закономерности вариаций петрогенных элементов и дать петрохимическую классификацию пород, объединенная выборка анализов была подвергнута математической обработке по методу главных компонент на основе ковариационной матрицы (содержания выражены числом атомов на 10 атомов кислорода), затем была построена компонентная диаграмма в плоскости двух главных осей (рис. 23). Вклад первых двух компонент в суммарную дисперсию составил 85%, длина третьей оси оказалась незначимой. Следовательно, практически все особенности изменчивости составов пород можно описать с помощью только двух параметров (система имеет две степени свободы) и

является излишней независимо от представлений о генезисе, и, во-вторых, подтверждает вывод о том, что различия в составе пород связаны именно с метаморфической дифференциацией, а не с первичной неоднородностью разновозрастных осадочных пород. При наличии первичной неоднородности она не могла не сказаться, по крайней мере на поведении малых элементов.

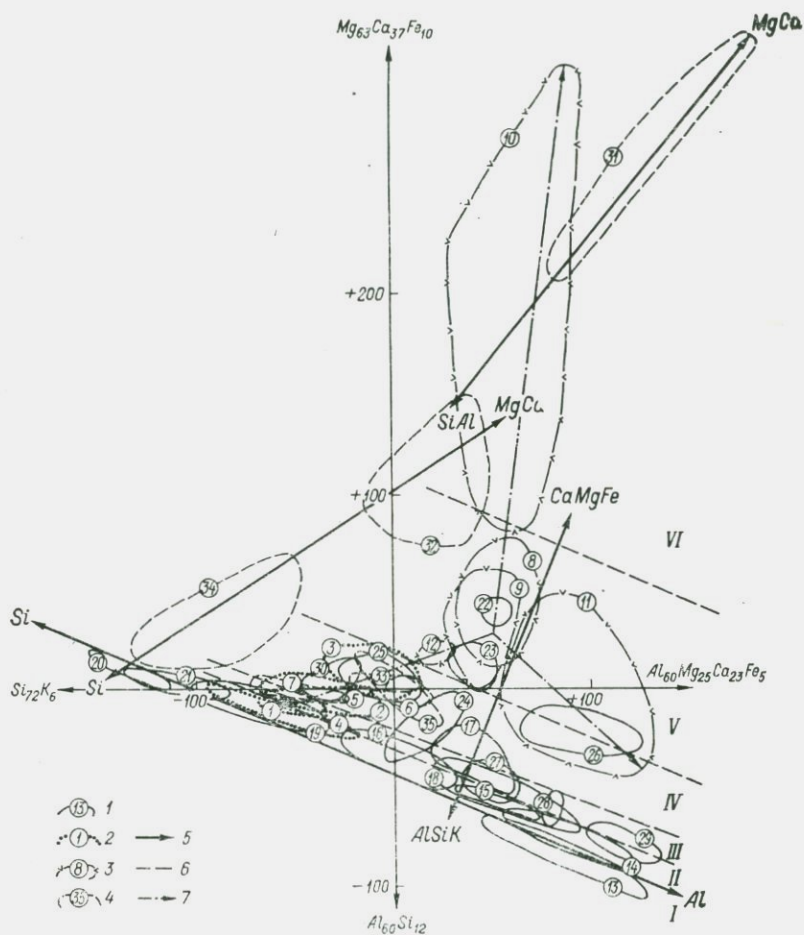


Рис. 23. Общая компонентная диаграмма пород Кейвской зоны (петрогенные элементы).
 Фигуративные поля: 1 — комплекса сланцев, 2 — комплекса гнейсов обрамления, 3 — комплекса амфиболитов и анортозитов, 4 — метасоматитов хр. Серповидный (номера групп те же, что в табл. 15 и 16); 5 — главные оси межгрупповых трендов в породах сланцевого комплекса; 6 — границы типов пород по основности (номера типов те же, что в табл. 17); 7 — главные направления вариаций составов пород исходного субстрата.

построенная компонентная диаграмма отражает все интерпретируемые вариации содержаний элементов.

Фигуративные поля исследуемых групп пород ориентированы в двух почти перпендикулярных друг к другу направлениях. Поля метабазитов (группы 8—10) и линия, соединяющая центры этих полей, вытянуты в направлении оси y , т. е. как внутригрупповые, так и межгрупповые тренды в этих породах имеют вид $(MgCaFe)/(AlSi)$. Почти вкрест к ним ориентированы поля пород сланцевого комплекса и линия, соединяющая центры этих полей. Это направление не совпадает с осью x (хотя угол между ними

мал), поэтому для уточнения трендов потребовалась отдельная обработка пород сланцевого комплекса. В результате выяснилось, что почти все эти породы, включая и большинство контактовых образований, характеризуются единственным направлением вариаций: замещением $Si \leftrightarrow Al$ (была получена только одна компонента Al/Si , вес которой превышал 90 % суммарной дисперсии).

Таким образом, для характеристики петрохимических особенностей пород Кейвской зоны достаточно знать значения двух параметров: $(Mg + Fe + Ca)/(Al + Si)$, показывающего основность пород, и Al/Si , описывающего глиноземистость пород. В амфиболитах играет роль только первый параметр, в сланцах — только второй; в некоторых промежуточных породах варьируют оба параметра (все разновидности гнейсов, биотит-роговообманковые плагиоклазиты обрамления, а также такие контактовые породы, как ставролитовые гранаты, гранат-ставролитовые сланцы, кварц-слюдаые плагиоклазиты).

Исключим пока из рассмотрения расположенные в верхней части диаграммы поля тремолитовых амфиболитов и метасоматитов гнейсово-амфиболитового ядра хр. Серповидный. Направление изменения параметра основности (ось основности) в остальных породах показано на диаграмме (ось $CaMgFe \leftrightarrow AlSiK$). Справа от этой оси расположены высокоглиноземистые породы переменной основности (от кварц-кианитовых сланцев до анортозитов). Линии, перпендикулярные к оси основности, ограничивают области, в пределах которых для выделения групп достаточно учесть лишь значения параметра глиноземистости (ось глиноземистости $Si \leftrightarrow Al$ также нанесена на диаграмму). Фактические пределы колебаний параметров основности и глиноземистости в группах можно получить, выписывая для каждой группы точки с минимальным и максимальным значениями первой и второй компоненты соответственно.

Таким образом, метод главных компонент дает возможность построить объективную классификацию рассматриваемых образований по химическому составу. Эта классификация приведена в табл. 17 для всех пород зоны, кроме разновидностей гнейсов, не встречающихся в ее непосредственном обрамлении, и метасоматитов гнейсово-амфиболитового ядра, которые, как видно из расположения их полей на рис. 23, резко отличаются от остальных пород. В этой же таблице приведены внутрigrупповые тренды, полученные путем отдельной обработки по методу главных компонент тех групп пород, количество анализов в которых допускало такую обработку. Всего выделено шесть типов пород по основности (I—VI на диаграмме): от практически «стерильных» в отношении оснований кварцитов и кварц-кианитовых сланцев до тремолитовых амфиболитов (основность более 50). Как следует из табл. 17 и анализа диаграммы на рис. 23, различающиеся по основности типы пород различаются и рядом других особенностей (значения параметра глиноземистости, тип тренда).

Петрохимическая классификация пород Кейвской зоны

Тип породы по основности		Группы					
Номер типа	Основность, %	Номер породы	Тип породы (парагенезис)	Основность, %	Глиноземистость, %	Ведущий внутригрупповой тренд	Номер группы (см. табл. 15, 16)
I	0—3	1	Кварциты, <i>Кв±Му</i>	1	3—10	$\frac{Al}{Si}$	20
		2	Кварц-кианитовые сланцы, <i>КиКв±Му</i>	1—3	53—86	$\frac{Al}{Si}$	13
		3	Мусковитовые кварциты, <i>КвМу±СтГр</i>	2—6	5—17	$\frac{Al}{Si}$	21
II	2—6	4	Двуслюдяные сланцы, <i>КвМуБи±СтГр</i>	4—6	12—26	$\frac{Al}{Si}$	4+19
		5	Слюдяно-плагиоклаз-ставролитовые сланцы, <i>СтПлКвМуБи</i>	2—5	29—44	$\frac{Al}{Si}$	16
		6	Кианит-плагиоклаз-ставролитовые сланцы, <i>СтПлКиКвМу±Би</i>	4	44—58	$\frac{Al}{Si}$	15
		7	Плагиоклаз-ставролит-кианитовые сланцы, <i>КиСтПлКвМу±Би</i>	3—5	54—82	$\frac{Al}{Si}$	14
		8	Кианитовые (силлиманитовые) плагиоклазиты, <i>ПлКи±КвМу</i>	4—6	70—84	?	—
III	5—11	9	Гранат-биотитовые гнейсы, <i>КвПлБиГр±Му</i>	5—11	17—24	$\frac{AlNaCa}{SiK}$	1
		10	Ставролитовые плагиоклазиты, <i>ПлСтБиКвМу</i>	5—10	46—52	?	27
		11	Ставролит-кианит-плагиоклазовые сланцы, <i>ПлКиСтКвМуБи</i>	5—8	43—68	$\frac{Al}{Si}$	18
		12	Ставролит-кианитовые (силлиманитовые) плагиоклазиты, <i>ПлКиСт±КвМу</i>	7—10	60—61	?	28
		13	Кварц-мусковитовые плагиоклазиты, <i>ПлКвМу±Би</i>	9—22	20—27	?	30
		14	Ставролитовые гранатиты, <i>ГрСтКвМу±Би</i>	8—22	34—37	$\frac{AlSi}{Fe}$	24
		15	Слюдяно-гранат-ставролитовые сланцы, <i>СтГрКвМу±Би</i>	8—19	40—54	$\frac{Al}{Fe}$	17
IV	8—22	16	Слюдяные гранатиты, <i>ГрКвМу±Би</i>	20—30	22—24	?	25
		17	Анхимономинеральные плагиоклазиты, <i>Пл±БиРоЭнГрХлКвМу</i>	20—30	48—70	?	26
		18	Биотит-роговообманковые плагиоклазиты (анортозитовый комплекс), <i>ПлРоБи±ГрКвМуЭн</i>	20—44	42—70	$\frac{Al+Ca}{FeMgSiNa}$	11
V	20—55	19	Хлорититы, <i>Хл±ГрСтКвМуПл</i>	24—38	30—38	?	22+23
		20	Гранатовые плагиоамфиболиты, <i>Ро(Акт)ПлГр±КвХлБи</i>	22—43	31—38	$\frac{AlSiNaMg}{FeCaTi}$	9
		21	Роговообманковые плагиоамфиболиты	29—55	32—38	$\frac{NaAl}{MgCa}$	8
VI	55—133	22	Тремолитовые амфиболиты	50—133	3—30	$\frac{AlCaSi}{Mg}$	10

В ультракислых типах I и II все внутригрупповые тренды одинаковы и характеризуются только изменением отношения Al/Si (поля всех групп резко вытянуты вдоль оси глиноземистости, соединяющей их центры). Тип I включает предельно контрастные по глиноземистости породы, являющиеся тыловыми зонами кремнекислотной и глиноземистой ветвей колонки (8.1). Тип II включает породы всех промежуточных зон этой же колонки, образующие непрерывные переходы по составу (пересечение полей на диаграмме): от наиболее глиноземистых плагиоклаз-ставролит-кианитовых сланцев (группа 14) до мусковитовых кварцитов (группа 21). Мы уже указывали, что образование кварцитов и кварц-кианитовых сланцев связано, по-видимому, со вторым этапом кремнекислотного выщелачивания, наложенным на первый и отделенным от него этапом дополнительной милонитизации пород. На компонентной диаграмме это предположение находит подтверждение: переход по составу от плагиоклаз-ставролит-кианитовых (группа 14) к кварц-кианитовым сланцам (группа 13) скачкообразный, с резким, практически полным выносом всех оснований и одновременно с некоторым увеличением содержания кремнезема (см. табл. 16). Переход к кварцитам (группа 20) от мусковитовых кварцитов (группа 21) более постепенный, с перекрытием полей, что подтверждает вывод об образовании мусковитовых кварцитов на обоих этапах выщелачивания.

Тип III объединяет все непосредственно фиксируемые в Кейвской структуре исходные породы метасоматических колонок (кроме амфиболитов). Следовательно, начальный этап кремнекислотного выщелачивания характеризовался резким, хотя и небольшим, выносом оснований, что, как показывают геологические данные, также предварялось милонитизацией пород. В породах типа III, имеющих уже не ультракислый, а кислый состав, по-прежнему резко преобладает тренд Al/Si, хотя он уже не всегда является единственным (см. табл. 17).

Тип IV (породы среднего состава) объединяет обогащенные гранатом и ставролитом переходные образования, локально развитые в зонах экзоконтактов амфиболитовых тел, и окварцованные плагиоклазиты анортозитового ряда, являющиеся внешними зонами соответствующих колонок. Для этих пород характерны резкие колебания состава и наличие нескольких направлений вариаций содержания элементов (относительно широкие поля на диаграмме), что указывает на неравновесность данных образований. Об этом же свидетельствует многоминеральность парагенезисов с наличием явно реакционных взаимоотношений между минералами. Тренды в гранат-ставролитовых породах также необычные: антагонизм глинозема или глинозема и кремнезема к железу. Благодаря наличию таких трендов осуществляется резкий переход от высокожелезистых амфиболитов к ультракислым породам сланцевого комплекса. В этот же тип попадают разновидности гнейсов лебяжинской серии, не встречающиеся в непосредственном обрамлении сланцевого комплекса.

К типу V принадлежат породы основного состава: амфиболиты, хлорититы и биотит-роговообманковые анортозиты, являющиеся первичным субстратом для метаморфо-метасоматических преобразований. Тренды в этих породах характеризуются главным образом антагонизмом Al, Ca или Na к Mg и Fe (вариации содержания плагиоклаза и амфибола). Наличие в биотит-роговообманковых анортозитах тренда $(AlCa)/(MgFeSiNa)$ свидетельствует о том, что при уменьшении в них меланократовой составляющей, т. е. при переходе в мономинеральные анортозиты, основность плагиоклаза должна возрастать. Как видно на диаграмме, переход амфиболитов (группы 8, 9) в хлорититы (группы 22, 23) почти не сопровождается изменением их состава, лишь при образовании гранатовых разновидностей основность системы понижается. Анортозиты (группа 11) благодаря высокой глиноземистости достаточно четко, без перекрытия полей, обособляются на диаграмме от амфиболитов.

Наконец, тип VI представлен тремолитовыми амфиболитами ультраосновного состава с характерным для них трендом $(AlCaSi)/Mg$.

Подчеркнем одно важное общее свойство рассматриваемых пород. По мере уменьшения их основности от типа VI к типу I постепенно возрастает степень дифференцированности составов по соотношению глинозема и кремнезема. Это выражается как в усилении роли внутригрупповых трендов Al/Si, так и в увеличении дисперсии средних составов групп вдоль оси глиноземистости. Число парагенезисов, различающихся по глиноземистости в каждом типе, при этом вначале возрастает (от типа VI к типу II), а затем резко падает (до двух групп) в типе I (но эти два парагенезиса предельно контрастны по соотношению Al/Si). Заметим, что более основные породы являются и более ранними по времени образования. Уменьшение основности от типа V к типу I в целом соответствует продвижению от исходных пород к тыловым зонам метасоматической колонки и осуществляется скачкообразно во времени, что фиксируется геологически наличием фаз тектонической активности и милонитизации. Группы же пород, относящиеся по основности к одному типу и различающиеся по глиноземистости, образовывались примерно одновременно (параллельные зоны метасоматической колонки).

Следовательно, изучаемый процесс характеризуется наличием нескольких этапов скачкообразного выноса оснований и дифференциацией пород по отношению Al/Si на каждом этапе, причем по мере выноса оснований степень дифференциации пород по глиноземистости постоянно усиливается (все больше пространственно обособляются Al и Si) вплоть до образования предельно контрастных чисто кварцевых и кианитовых пород на последнем этапе. При этом объем, занимаемый обогащенными кремнеземом породами, постоянно возрастает, а занимаемый основными, а затем и глиноземистыми породами, убывает. Следовательно, в ходе такого сложного, многоэтапного процесса кремнезем вытесняет

из системы вначале основания, а затем и глинозем. Указанная особенность является, по-видимому, наиболее важным общим свойством процесса метаморфо-метасоматической дифференциации по схеме кремнекислотного выщелачивания.

Отметим также, что как между полем анортозитов и полями развивающихся по ним кварц-плагиоклаз-серицитовых филлитоидов и ставролит-кианит-плагиоклазовых сланцев, так (в меньшей степени) и между полями гранатовых амфиболитов, гранат-хлоритовых сланцев и развивающихся по ним ставролит-гранатовых пород имеется разрыв, свидетельствующий об отсутствии промежуточных составов и о скачкообразном переходе к ставролитовым и серицитовым разностям; в случае плагиоклазитов этот переход сопровождался почти полным выносом оснований. Именно на этом этапе осуществился переход плагиоклазитов в филлиитоидные сланцы. Среднее содержание К в филлиитоидах намного выше, чем в плагиоклазитах. Филлиитоиды относительно обогащены также и Si. Следовательно, в рассматриваемый период произошел принос К (образование серицита) и Si. Таким образом, низкотемпературный региональный метаморфизм этого периода, по-видимому, сопровождался проявлениями кремне-калиевого метасоматоза.

Последующие преобразования явно осуществлялись по схеме кремнекислотного выщелачивания с формированием кварцитов в тыловой зоне. Калий при этом оставался инертным и даже выносился из системы. Все эти доводы свидетельствуют в пользу того, что образование филлитоидов по плагиоклазитам, так же как, по-видимому, и хлоритовых сланцев по амфиболитам, произошло до начала процесса кремнекислотного выщелачивания, в период более раннего низкотемпературного метаморфизма по схеме кремне-калиевого метасоматоза. Поле филлиитоидов (группа 18) на рис. 23 практически полностью расположено в поле ставролит-кианитовых сланцев (группы 15—17). Таким образом, образование этих сланцев связано лишь с процессами перекристаллизации и порфиروبластеза в филлиитоидах без существенного изменения их химизма.

На общую диаграмму нанесены также поля главных разновидностей гнейсов и амфиболитов лебяжинской серии, развитых в Кейвском блоке, хотя и вне непосредственного обрамления сланцевого комплекса. Не останавливаясь подробно на анализе их геохимических особенностей, отметим лишь, что эти породы образуют непрерывные переходы по составу от амфиболитов до гранат-биотитовых гнейсов. При этом средние составы амфиболитов, амфибол-биотитовых, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов лежат на одной прямой и характеризуются последовательным уменьшением основности и обогащением Si и К, что позволяет предполагать происхождение всех этих пород из единого субстрата в результате метаморфо-метасоматической дифференциации или гранитизации метабазитов. Поле гастингситовых гнейсов (группа 5) лежит в поле биотитовых гнейсов (группа 2), но имеет несколько

иную ориентировку, что свидетельствует о специфичности их тренда. Двуслюдяные гнейсы непосредственного обрамления Кейвской зоны (группа 4) ничем не отличаются по составу и типу тренда от двуслюдяных сланцев в пределах самой зоны (группа 19). Мы показали ранее, что двуслюдяные сланцы частично образуются по гранатсодержащим разновидностям гнейсов. Следовательно, и двуслюдяные гнейсы обрамления, по-видимому, являются продуктами кремнекислотного выщелачивания гранат-биотитовых гнейсов.

Рассмотрим теперь специфические образования гнейсово-амфиболитового ядра хр. Серповидный. Кианит-гранат-ставролит-биотитовые плагиогнейсы (слюдиты), развитые в северной части ядра вдоль контакта с телом амфиболитов, являются переходными по составу между амфибол-биотитовыми гнейсами и ставролит-гранатовыми сланцами экзоконтактов амфиболитов. Биотитовые микрогнейсы, плагиогнейсы и слюдиты, тесно ассоциирующие с этими высокоглиноземистыми гнейсами, имеют состав, переходный от амфибол-биотитовых к биотитовым гнейсам. Есть ряд геологических доводов в пользу blastomylonitовой природы биотитовых микрогнейсов, плагиогнейсов и слюдитов. С учетом широкого развития на участке процессов кремнекислотного выщелачивания кианит-гранат-ставролит-биотитовые плагиогнейсы следует считать промежуточными продуктами выщелачивания биотитовых, а также, возможно, амфибол-биотитовых плагиогнейсов.

Весьма своеобразна ассоциация карбонатных (группа 31), диопсидовых, диопсид-флогопит-тремолитовых (группа 32) метасоматитов и связанных с ними кварцитов (группа 34) северного обрамления гнейсово-амфиболитового ядра. На диаграмме видно, что средние составы этих трех групп пород лежат на одной прямой, вдоль которой ориентированы и их фигуративные поля. Эта прямая пересекает центр фигуративного поля тремолитовых амфиболитов. Отметим еще следующие обстоятельства. В районе хр. Серповидный существуют многочисленные реликтовые, в том числе и крупные, тела тремолитовых амфиболитов, не встречающиеся более нигде в Кейвской зоне, за исключением ее самой восточной части (однако здесь такие тела гораздо более редки и имеют незначительные размеры). Рассматриваемые метасоматиты также не встречаются на других площадях Кейвской зоны. При петрографическом изучении метасоматитов отмечается развитие карбонатных пород. Ведущий тренд в карбонатных породах, диопсидовых и флогопит-тремолитовых метасоматитах характеризуется антагонизмом Mg и Ca к Si и Al, а в кварцитах, содержащих все указанные минералы,— антагонизмом Mg и Ca к Si.

Данная ассоциация пород развивается в зоне контакта мусковитовых кварцитов и двуслюдяных сланцев, являющихся тылами колонки кремнекислотного выщелачивания в Кейвской структуре, с одной стороны, и амфиболитами — с другой. Все перечисленные факты вместе со спецификой минерального и химического состава пород ассоциации показывают, что эти породы являются продук-

тами кремнекислотного выщелачивания тремолитовых амфиболитов и частично, возможно, диопсидовых скарнов, существовавших на данном участке до начала выщелачивания. Диопсид-эпидот-карбонатные породы (группа 31) характеризуются резким дефицитом Si и Al по отношению к исходным породам и могут рассматриваться как ветвь их базификации. Флогопит-диопсид-тремолитовые метасоматиты (группа 32) и далее кварциты (группа 34) относятся к кремнекислотной ветви. Следовательно, мы имеем дело, как и в случае плагиоклазитов и амфиболитов, со сложной ветвящейся колонкой (8.1), однако кремнеземистой ветви комплементарна не глиноземистая, а базификационная (обогащение Mg и Ca).

8.3. Петрохимическая эволюция метаморфо-метасоматических колонок

Петрохимические особенности изучаемых метасоматических колонок нагляднее всего видны на компонентной диаграмме, построенной по результатам обработки средних анализов пород (рис. 24). Исключены из рассмотрения лишь гнейсы обрамления (кроме гранат-биотитовых), тремолитовые амфиболиты и метасоматиты хр. Серповидный. На диаграмме зоны каждой колонки соединены между собой стрелками, направленными от исходных пород к тыловым зонам с учетом разветвления, т. е. по тому же принципу, что в схемах (8.1)—(8.7). Простые колонки, отражающие процессы окварцевания и мусковитизации пород, имеют вид прямолинейных отрезков, начинающихся в точке исходной породы и кончающихся в точке мусковитовых кварцитов. Такой вид имеют колонки (8.4) по амфиболитам через гранатиты, (8.3) по плагиоклазитам, (8.5) по гранат-биотитовым гнейсам. Заметим, что аналогичные колонки развиваются по всем промежуточным, в том числе и высокоглиноземистым, зонам (стрелки на диаграмме в сторону кварцитов от наиболее глиноземистых зон всех колонок), отражая тот факт, что только кварциты являются системой, находящейся при данных условиях в состоянии устойчивого равновесия. Высокоглиноземистые зоны существуют в состоянии неустойчивого равновесия и переходят в пределе в кварциты.

Это обстоятельство объясняет также, почему во всех колонках глиноземистые ветви короче кремнекислотных и почему мономинеральные кианитовые породы встречаются очень редко, на локальных участках, а переход к предельно глиноземистым кварц-кианитовым сланцам от плагиоклаз-ставролит-кианитовых сопровождается даже некоторым увеличением содержания кремния. Очевидно, на втором этапе кремнекислотного выщелачивания, когда образуются кварц-кианитовые сланцы, суммарное содержание кремния в системе резко возрастает и окварцевание всех пород усиливается. Тем не менее в районе наблюдается образование мономинеральных кианитовых жил, по-видимому комплементарных появлению кварцитов (этот факт отражен на диа-

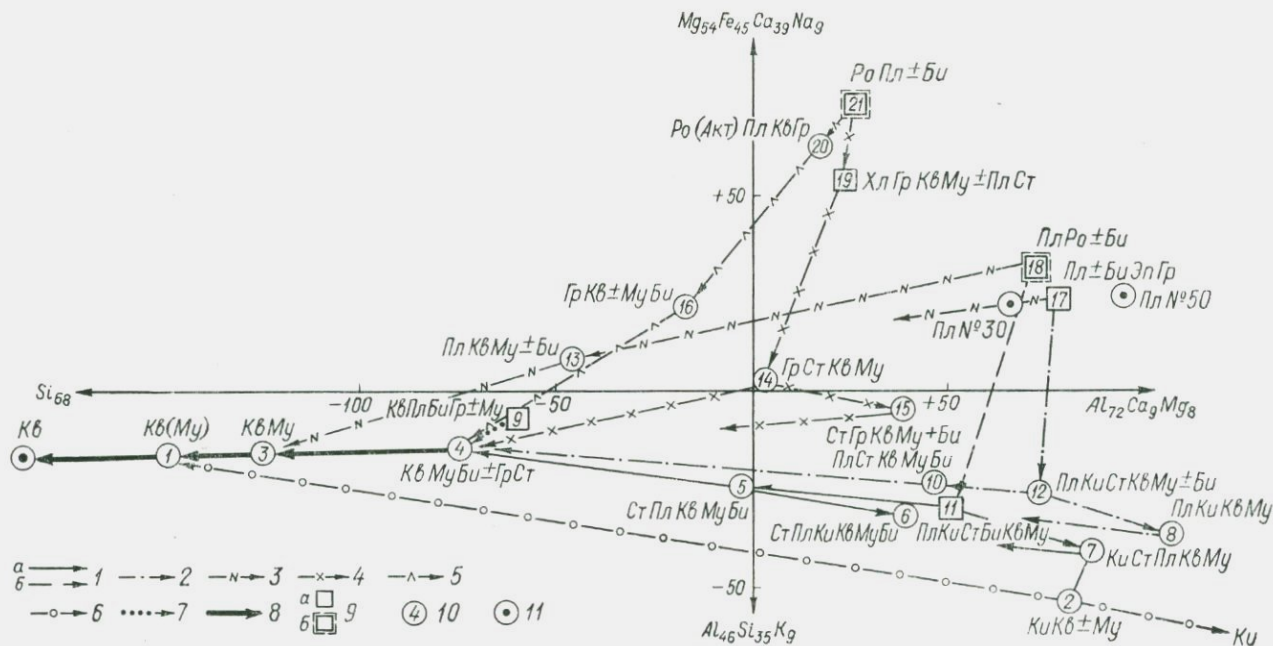


Рис. 24. Компонентная диаграмма средних составов пород Кейвской зоны (петрогенные элементы).

Колонки по плагиоклазитам: 1 — региональная метасоматическая через филлитонды (переходы между зонами: а — установленные, б — предполагаемые), 2 — контактовая сложная, 3 — контактовая простая; колонки по плагиоамфиболитам: 4 — сложная через хлоритовые сланцы, 5 — простая; 6 — колонка по кварц-кианитовым сланцам; 7 — колонка по гранат-биотитовым гнейсам; 8 — последовательность тыловых зон всех колонок; 9 — породы субстрата (а — установленного, б — предполагаемого); 10 — фигуративные точки средних составов пород каждой зоны метасоматических колонок (номера пород те же, что в табл. 17); 11 — фигуративные точки теоретических составов.

грамме стрелкой в сторону фигуративной точки кианита, т. е. противоположно направлению на кварцит).

В левой части диаграммы жирными стрелками показано изменение состава при формировании тыловых зон. Эти зоны имеют одинаковый состав для всех колонок независимо от состава исходных пород. Заметим, что петрографические различия все же сохраняются и на этой стадии процесса, позволяя тем самым, даже наблюдая лишь тыловые зоны, судить о составе исходного субстрата. Хотя главные минералы в этих зонах всегда кварц и мусковит, второстепенные минералы, не влияющие на химизм из-за их малого количества, могут быть разными. Для двуслюдяных сланцев и мусковитовых кварцитов, развивающихся по амфиболитам, характерно присутствие хлорита, граната, иногда со ставролитом, редко амфибола, для возникающих по гнейсам — граната, а по плагиоклазитам — ставролита и кианита, иногда вместе с гранатом.

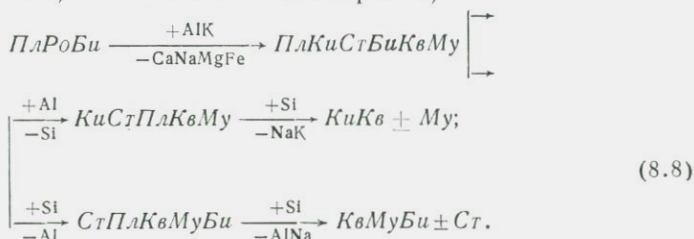
Рассмотрим более подробно три главные сложные колонки: одну по амфиболитам и две по плагиоклазитам (региональную и контактовую). Прежде всего обращает на себя внимание одинаковая геометрическая форма всех трех колонок. При переходе от контактовой колонки по плагиоклазитам к региональной по аналогичным породам и далее к колонке по амфиболитам наблюдается лишь смещение составов всех соответствующих промежуточных зон, так же как и исходных пород, влево, т. е. в сторону меньшей глиноземистости. Взаимное же расположение зон сохраняется. Этот факт еще раз подтверждает однотипность процесса образования зональности во всех трех случаях. Смещение колонки по амфиболитам по сравнению с колонкой по плагиоклазитам в сторону большей основности, очевидно, связано с составом исходной породы, чем определяется более основной средневзвешенный состав всей колонки по амфиболитам. Значительно меньшей глиноземистостью амфиболитов по сравнению с плагиоклазитами объясняется то обстоятельство, что предельно глиноземистая зона развивающейся по амфиболитам колонки (слюдяно-гранат-ставролитовые сланцы, порода 15) характеризуется значительно меньшей глиноземистостью по сравнению не только с крайне глиноземистой, но и с внешней зоной плагиоклазитовой колонки (ставролит-кианит-плагиоклазовые сланцы, порода 11).

Региональная и контактовая колонки по плагиоклазитам, как следовало и из анализа соответствующих парагенезисов, очень близки друг к другу. Для каждой зоны первой колонки имеется соответствующая и сходная с ней по составу зона во второй колонке. Наблюдаемое смещение фигуративных точек промежуточных зон региональной колонки влево и вниз по отношению к зонам контактовой колонки свидетельствует о большем содержании в зонах региональной колонки кремния и их меньшей основности. Однако точка состава исходного субстрата для региональной колонки расположена несколько выше, чем для контактовой, т. е. первый субстрат характеризуется большей основностью.

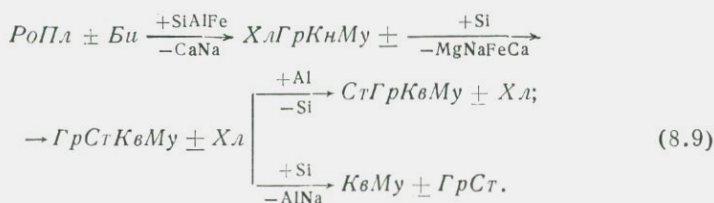
Этот факт удовлетворительно объясняется большей интенсивностью процессов милонитизации, а следовательно, и процессов выщелачивания в региональном плане. По сравнению с региональными соответствующими им по составу контактовые разновидности менее рассланцованы и окварцованы.

Рассмотрим фактические данные по перераспределению элементов в процессе развития колонок, следующие из прямого сопоставления средних составов зон (см. табл. 15) и анализа диаграммы (см. рис. 24). Тыловые зоны кремнекислотной ветви, поскольку они общие для всех колонок, при этом не приводятся. Разница в средних содержаниях элемента считается отличной от нуля, если она по абсолютному значению превышает 0,05 ат./10 ат. О (погрешность округления).

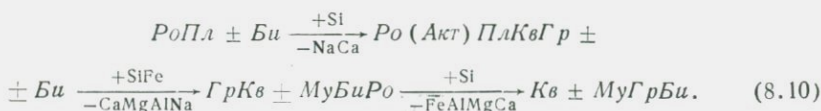
Сложная колонка (8.1) по плагиоклазитам через филлитониды (как региональный, так и контактовый вариант):



Сложная колонка (8.2) по плагиоамфиболитам через хлориты:



Простая колонка (8.4) по плагиоамфиболитам:



Колонка (8.5) по гранат-биотитовым гнейсам:



В простой колонке по плагиоклазитам:



при обоих переходах идет обогащение пород К и обеднение Al,

Ca, Na, Mg, Fe. В остальных колонках, а также в тыловых зонах кремнекислотной ветви



метасоматические преобразования с точностью до погрешностей округления заключаются лишь в изменении соотношения Al и Si.

Приведенные данные еще раз подтверждают, что на этапе преобразования плагиоклазитов в филлитиды произошли интенсивный вынос оснований и Na и обогащение системы Si, Al и K (кремне-калиевый метасоматоз). На этапе кремнекислотного выщелачивания осуществлялась практически только дифференциация Al и Si с выносом из тыловых зон Na и K. По-видимому, также на этапе кремне-калиевого метасоматоза формировались хлоритовые сланцы, преобразованные уже на стадии более высокотемпературного кремнекислотного метасоматоза в гранат-хлоритовые сланцы. Отличие вариаций состава при образовании первой зоны этой колонки от соответствующей зоны плагиоклазитовой колонки заключается в обогащении пород Fe. Таким образом, зона гранат-хлоритовых, а также, как будет показано ниже, гранат-ставролитовых сланцев является зоной частичной базификации. Такую же роль играет зона гранатитов в колонке (8.10). Другое отличие амфиболитовых колонок от плагиоклазитовых заключается в том, что в первом случае существенный вынос оснований осуществляется на всех этапах — до образования двуслюдяных кварцито-сланцев и мусковитовых кварцитов.

Обратимся теперь к изменению состава всей Кейвской зоны в процессе кремнекислотного выщелачивания. Мы уже указывали, что главная особенность этого процесса заключалась в привносе кремнезема, последовательном почти полном выносе оснований и Na с перераспределением их на промежуточных этапах и перераспределении глинозема, остающегося в пределах зоны, но максимально пространственно отделяющегося от кремнезема.

Ряд дифференциальной подвижности компонентов в колонке по амфиболитам имеет вид



Главную роль в перераспределении вещества играют Si и Al. Глинозем в условиях низкого общего потенциала оснований и высокого потенциала Si легко переходит в раствор, но в отличие от оснований, в силу большей инертности, не выносятся из зоны, а быстро осаждаются на участках, где концентрация Si минимальна, вытесняя из этих участков остальные элементы. Многократное повторение процесса растворения—осаждения приводит постепенно к обособлению зон, обогащенных Si и Al. Полному обособлению этих зон препятствует постоянный привнос Si растворами и вытеснение Al из зон его максимальных концентраций. На некотором этапе этот процесс приводит к появлению зон с предельно возможными в данных условиях концентрациями Al (в региональном плане это кварц-кианитовые сланцы); дальнейший

привнос Si вызывает уже разубоживание зон с выносом Al из системы (эта стадия особенно широко проявилась в западной части Кейвской структуры). Аналогично ведет себя Al и в колонке по амфиболитам, где его активность повышается по мере выноса оснований, но в силу значительно меньших средних концентраций и большего потенциала оснований Al в данной колонке более инертен и процесс его перераспределения доходит лишь до относительно обогащенных ставролитом пород.

Это утверждение наиболее наглядно иллюстрируется диаграммой по средним составам (см. рис. 24). Предельно глиноземистыми в каждой колонке являются крайние правые зоны на диаграмме, дальнейшее увеличение содержания кварца в которых (стрелки влево) приводит к разубоживанию пород в отношении Al. Абсолютное значение предельно возможного накопления Al при развитии глиноземистых ветвей колонок специфично для каждой колонки и связано прямой зависимостью с содержанием глинозема в исходной породе.

Отметим, что как для плагиоклазитов, так и для амфиболитов формирование обогащенных глиноземом зон происходит только при определенных условиях. Для плагиоклазитов это предварительный переход в филлитоиды, а для амфиболитов — в хлоритовые сланцы. Характерной общей чертой обоих процессов является интенсивная милонитизация пород. При слабом дроблении исходных пород возникают простые колонки, когда глинозем выносится из системы. В случае контактовых плагиоклазитов, где дробление было слабее, чем в региональной колонке, несмотря на большие концентрации Al в исходных породах, идет лишь его небольшое обогащение с образованием кианитовых плагиоклазитов, а существенно кианитовые породы практически не появляются. Следовательно, предварительная милонитизация и определенные минеральные преобразования исходных пород — это необходимые условия для связывания Al в высокоглиноземистых минералах и для формирования зон его промышленных скоплений.

8.4. История формирования Кейвской зоны

Анализ геохимических данных по особенностям метаморфогенеза метасоматической дифференциации Кейвской зоны вместе с геологической и петрографической информацией позволяет представить историю ее геологического развития следующим образом. До начала изученных преобразований Кейвская зона была сложена метаморфическими породами амфиболитовой фации: амфиболитами и плагиоклазитами аортозитового комплекса, биотитовыми, амфибол-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами. На западе среди этих пород присутствовали региональные метасоматиты (диопсидовые скарны, магнетитовые кварциты). По основным особенностям строения, включая характер продольной и поперечной зональности, Кейвская структура являлась аналогом зоны Колозеро-Воронья (за исключением высокоглиноземистых слан-

цев последней зоны, возникших, по-видимому, одновременно со сланцевым комплексом Кейв).

Первый этап преобразований пород Кейвской зоны начался с интенсивных тектонических движений, в основном надвигового типа, в условиях резкого общего сжатия. Эти движения сопровождалась регионально развитым катаклизмом и милонитизацией пород (палеомеланж). Одновременно или несколько позже тектонических движений породы подверглись регрессивному метаморфизму зеленосланцевой фации, который осуществлялся по схеме кремне-калиевого метасоматоза. Продуктами этого этапа являются разнообразные кварц-серицит-плаггиоклазовые сланцы — филлитониды по существенно плаггиоклазовым породам и серицит-хлоритовые сланцы по metabазитам. Причина обогащения пород углистым веществом в этот период остается неясной. Источником его могли быть как циркулирующие растворы, так и прослойки углистых сланцев в породах субстрата. В пользу первого предположения свидетельствует постоянная ассоциация углистого вещества с ильменитом (исходные породы анортозитового комплекса обогащены титаном), а также весьма малая вероятность сохранения углистого вещества среди пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации. Кроме того, углистое вещество содержится также в явно апоамфиболитовых хлорититах, что противоречит его происхождению только за счет углистых сланцев. В течение первого этапа произошли максимальный вынос оснований из пород Кейвской зоны и обогащение их Si и K.

Второй этап метаморфических преобразований, по-видимому оторванный по времени от первого, охватывал в основном продукты первого этапа, имевшие кислый состав, но частично и породы исходного субстрата. Этот этап отличался более высокими температурами, меньшей интенсивностью тектонических движений, а также механизмом перераспределения вещества. Преобразования осуществлялись в целом по схеме кремнекислотного выщелачивания с предельным переходом пород в кварциты. Однако этот процесс осложнялся высокой активностью Al в условиях низкой основности системы. На фоне продолжающегося выноса оснований главную роль играла дифференциация Al и Si, обусловившая образование сложных ветвящихся метасоматических колонок. Тип колонки определялся составом эдукта и степенью его тектонической подготовленности. Процесс кремнекислотного выщелачивания был длительным и имел по крайней мере два максимума интенсивности. Предельные зоны сложной колонки (8.1) — кварц-кианитовые сланцы и кианититы, с одной стороны, и кварциты, с другой — образовались, по-видимому, лишь в результате наложения второй волны выщелачивания и соответствующей дифференциации Si и Al.

Второй этап метаморфо-метасоматических преобразований, по существу, сформировал весь сложно дифференцированный комплекс метаморфических пород Кейвской зоны в его современном виде.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И КРИТЕРИИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ РУДОНОСНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

9.1. Трапповая формация северо-запада Сибирской платформы

В этой главе мы приводим результаты общего исследования совместных вариаций петрогенных и малых элементов для таких сложных и интересных в практическом отношении образований, как трапповая формация северо-запада Сибирской платформы и метаморфизованный осадочно-вулканогенный комплекс Печенгской структуры. Несмотря на существенные различия в геологическом строении, обе структуры сходны по наличию промышленной никеленосности. В обоих случаях по вопросу генезиса медно-никелевых руд ведутся дискуссии, однако все исследователи сходятся в том, что на стадии переотложения рудных компонентов и образования богатых сплошных руд главную роль играли метасоматические процессы.

Для обоих регионов рассматриваются общие особенности геохимических вариаций в единой сложной системе исходные породы — метасоматиты — руды, причем анализ этих вариаций направлен на выявление критериев потенциальной рудоносности пород, вмещающих метасоматиты и руды. Краткое изложение результатов выполненных исследований содержится в опубликованных работах [2, 15].

Для правильного нанесения анализов на приводимые ниже диаграммы необходимо учитывать, что концентрации петрогенных элементов измерялись для обоих регионов в весовых процентах окислов, а малых элементов для сибирских траппов — в весовых процентах, для Печенгской структуры — в граммах на тонну.

Мы не будем останавливаться на характеристике геологического строения Сибирского региона, поскольку она имеется в многочисленных сводках, из которых последней является работа И. А. Наторхина и др. [32]. Укажем лишь, что оруденение связано с комплексом дифференцированных трапповых интрузий. Наиболее типичными горизонтами интрузий (сверху вниз) являются (без учета эндоконтактовых разностей): 1 — безоливиновые и кварцсодержащие долериты, габбро-диориты; 2 — офитовые оливинсодержащие долериты; 3 — оливиновые долериты; 4 — пикритовые и троктолитовые долериты, троктолиты, плагиоклазовые оливиниты; 5 — такситовые долериты. В виде отдельных тел в разных горизонтах встречаются габбро. Вмещающими для дифференцированных интрузий являются метаморфизованные песчано-глинистые осадочные породы, углистые сланцы и базальты разного состава и структуры. С интрузивными телами тесно связан сложный комплекс метасоматических образований.

Устанавливается возрастная последовательность их формирования (от ранних стадий к более поздним) [32]: контактовые роговики и микроскарны, магнезиальные скарны, альбититы, известковые скарны, околорудные кварц-полевошпатовые и пироксеновые метасоматиты, руды, серпентиниты.

Для исследования общих вариаций химического состава магматических и метасоматических образований, включая и руды, была использована выборка объемом около 1000 химических анализов на 16 элементов: 10 петрогенных, а также P, S, Cu, Na, Co, Sr (материалы рудной группы Норильской экспедиции НПО «Севморгео»). Окончательные результаты обработки этой выборки по предлагаемой методике с использованием корреляционной матрицы приведены на общей компонентной диаграмме (рис. 25), на которой отражено 53 % суммарных вариаций выборки.

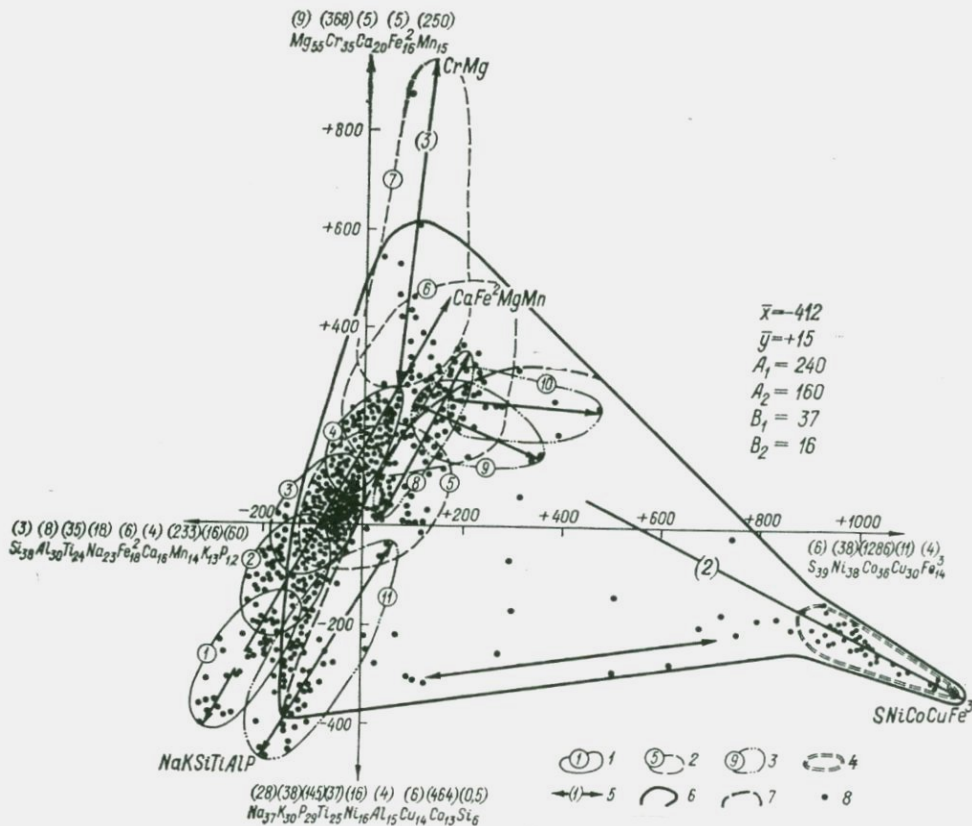
На диаграмме отчетливо выражены два направления главных осей эллипсов вариаций. Первое направление (тренд 1), объединяющее и внутригрупповой тренд, и совпадающий с ним межгрупповой, связывает центры групп 1—4, т. е. центры заведомо магматических образований. Оно характеризуется антагонизмом Ca, Fe², Mg и Mn по отношению к Na, K, Si, Ti, Al, P (обработка ковариационной матрицы с использованием только петрогенных элементов показала, что главную роль в вариациях при этом играют, с одной стороны, Mg и Ca, а с другой — Si, Na и Al). Увеличение содержаний двухвалентных оснований сопровождается постепенным изменением состава пород от кварцевых диоритов до пикритовых долеритов и плагиоклазовых оливинитов. Следовательно, направление 1 характеризует кислотно-основной тренд III (см. табл. 1), типичный для дифференцированных магматических комплексов, но с пониженной ролью Fe². Второе направление (тренд 2), почти перпендикулярное первому, отражает увеличение степени оруденелости пород (на диаграмме проведены общая граница оруденения и граница богатой рудной вкрапленности). «Рудный» тренд 2 характеризуется, как следует из диаграммы, совместным увеличением концентраций S, Ni, Co, Cu и Fe³.

Кроме двух указанных трендов наблюдается еще и третий (тренд 3), присущий наиболее основным разностям пикритовых и троктолитовых долеритов (группа 7) и характеризующий возрастание содержания Mg и, главным образом, Sr при уменьшении содержаний остальных элементов по мере увеличения основности составов (смещение точек вверх).

Два первых тренда отражают главные направления вариаций составов, связанные с кислотно-основной дифференциацией, с одной стороны, и наложением рудообразующего процесса — с другой. Поля типично магматических пород групп 1—4 ориентируются вдоль оси 1, располагаясь левее поля богатой рудной вкрапленности. Следовательно, на данной диаграмме «рудный» тренд в этих породах практически не проявлен. Непосредственно правее этих полей, почти не пересекаясь с ними, практически целиком

Рис. 25. Общая компонентная диаграмма магматических и метаморфических пород, метасоматитов и руд северо-запада Сибирской платформы.

Фигуративные поля: 1 — пород нормального ряда магматической дифференциации (цифры в кружках: 1 — диориты, кварцевые диориты, трахибазальты и трахидолериты, 2 — базальты и кварцсодержащие долериты, габбро-диориты, габбро, 3 — оливинсодержащие и оливиновые долериты, толеитовые базальты, 4 — пикритовые и троктолитовые долериты, океаниты), 2 — пород, отклоняющихся от нормального ряда магматической дифференциации (5 — такситовые долериты; 6 — троктолиты, меланократовые троктолиты, плагноклазовые оливиниты; 7 — пикритовые и троктолитовые долериты с повышенными концентрациями Cr и Mg), 3 — метасоматитов (8 — роговики и микроскарны; 9 — магnezиальные и известково-магnezиальные скарны; 10 — серпентиниты; 11 — альбититы и микроклиниты), 4 — сплошных руд; 5 — главные оси вариаций составов; границы полей: 6 — оруденельных пород, 7 — богатой рудной вкрапленности; 8 — фигуративные точки анализов.



в пределах области вкрапленных руд расположены все метасоматиты. При этом в альбититах, а также роговиках и микроскарнах (группы 11 и 8) преобладает еще кислотно-основной тренд 1, а в скарнах и серпентинитах (группы 9 и 10) — уже «рудный» тренд 2. Соответственно в последних породах максимальная степень оруденелости больше и наблюдается тенденция перехода к сплошным рудам.

Особое положение на диаграмме занимают такситовые долериты (группа 5), плагиоклазовые оливиниты и троктолиты (группа 6) и обогащенные хромом пикритовые и троктолитовые долериты (группа 7). Их фигуративные поля частично перекрываются с полями магматических пород и метасоматитов. Кроме того, эти группы характеризуются максимальной дисперсностью составов. Группам 5 и 6 свойственна относительная изометричность полей, свидетельствующая о наличии обоих трендов (1 и 2), а в группе (7) четко выражен тренд 3, не проявленный в других породах. Все эти признаки заставляют выделять перечисленные группы в самостоятельный геохимический тип сложного генезиса. Отметим, что породы с вкрапленным оруденением располагаются правее нормальных магматических пород вдоль оси тренда 1, при этом наибольшее число точек тяготеет к крайним верхней и нижней областям магматических пород. Это означает, что оруденение захватывает породы всех составов, но наиболее сильно оно проявляется в крайних по основности разностях: наиболее кислых (диориты и метасоматиты кислого состава), с одной стороны, и наиболее основных (пикритовые долериты и связанные с ними метасоматиты) — с другой.

Вкрапленные руды обоих типов постепенно переходят в сплошные, занимающие крайне правую область на диаграмме и характеризующиеся сравнительно однородным составом. В сплошных рудах четко проявлен лишь тренд, отражающий обогащение или обеднение всеми рудными компонентами. Заметим также, что граница оруденения пересекает ось тренда 1 под острым углом, что указывает на тот известный факт, что чем основнее состав пород, тем чаще они подвергаются оруденению.

Таким образом, на диаграмме почти без пересечений локализуются поля собственно магматических пород, метасоматитов разного состава и пикритовых долеритов со специализацией на хром. Поля такситовых долеритов, оливинитов и троктолитов сложного генезиса частично пересекаются с ними. Поля этих пород и метасоматитов смещены вправо вдоль оси тренда 2 относительно главной оси вариаций собственно магматических пород, что характеризует обогащение элементами, типичными для оруденения. Обнаружение троктолитов, оливинитов, пикритовых долеритов группы 7, такситовых долеритов группы 5, метасоматитов любого состава и вообще попадание фигуративной точки анализа правее линии вкрапленного оруденения или выше поля пикритов (группа 4) является общим критерием рудоносности опробованного массива. Этот критерий известен, важно лишь под-

черкнуть, что в данном случае он следует как очевидный вывод из анализа диаграммы.

Как видно на диаграмме, выше поля нормальных пикритовых долеритов (группа 4) происходит разделение тренда 1 на тип 2 и тип 3. Таким образом, если фигуративная точка анализа попадает выше и левее крайней точки нормальных пикритов, то породу надо считать неперспективной на медно-никелевое оруденение, но она становится перспективной на хромовую руду, и тем в большей степени, чем выше располагается эта точка. При падении точки правее поля пикритов картина обратная. Такое согласованное поведение Cr, с одной стороны, и Cu, Ni — с другой, позволяет предполагать, что накопление Cr в процессе преобразования пикритов происходило одновременно с формированием медно-никелевого оруденения в сопряженных зонах.

В ряду оливиновые и пикритовые долериты (группы 3, 4) — роговики и микроскарны (группа 8) — известково-магнезиальные и магнезиальные скарны (группа 9) — серпентиниты (группа 10) — руды центры соответствующих групп на диаграмме смещаются вправо с одновременным разворотом главных осей вариаций от кислотно-основного тренда 1 — роговики и микроскарны до «рудного» тренда 2 — скарны и серпентиниты. Это свидетельствует о последовательном обогащении пород рудными элементами. Указанная закономерность смещения полей метасоматических пород в целом совпадает с возрастной последовательностью их образования. Все это говорит в пользу возникновения всех названных пород и руд в едином процессе метасоматического преобразования оливиновых и пикритовых долеритов с усилением степени оруденелости пород к поздним этапам и с образованием сплошных руд на конечной стадии. Формирование серпентинитов на поздних стадиях процесса свидетельствует о его общем регрессивном характере.

Анализ диаграммы, построенной по результатам обработки объединенной выборки, позволяет получить лишь общее представление о вариациях состава рассматриваемых образований и о взаимоотношениях магматических пород с метасоматитами и рудами. Особенности вариаций состава собственно магматических пород в этом случае замаскированы поперечным трендом, связанным с интенсивным воздействием рудометасоматического процесса. Для выявления характерных свойств магматических пород следовало максимально уменьшить влияние этого тренда. Поэтому магматические породы с ведущим кислотно-основным трендом, поля которых расположены на рис. 25 левее линии вкрапленного оруденения, были обработаны отдельно.

При этом по типу главного тренда выделились две группы: породы среднего и основного состава (от кварцевых диоритов до оливиновых долеритов) и ультраосновные (от пикритов до оливинитов). В обогащенных оливином породах выявилась ведущая роль тренда, характеризующегося антагонизмом Mg, Fe³ и всех рудных элементов по отношению к Ca, Na и Al (щелочно-основной

тренд IV). Следовательно, в этих породах, в отличие от остальных, увеличение основности (фиксируемое главным образом по поведению Mg) и степень оруденелости (обогащение Fe^3 и рудными компонентами) согласованы друг с другом, что свидетельствует о наличии минеральных изменений, одновременных по крайней мере с начальными этапами рудообразования.

В породах среднего—основного состава тренд характеризуется полярной ассоциацией $SiKNa \rightarrow MgCaAlFe^2CrNiCu$; этот тренд отличается от щелочно-основного положительной связью Ca и Al с Mg и участием K. На компонентной диаграмме, построенной для пород основного ряда, подтвердилось заметное и на общей диаграмме (см. рис. 25) расположение центров полей на одной прямой, что свидетельствует в пользу единого исходного субстрата изучаемых дифференциатов. Однако если на общей диаграмме главные оси вариаций в отдельных группах совпадали с общей осью тренда I, то на диаграмме для основных пород выявилось расхождение межгруппового и внутргрупповых трендов, что раньше было замаскировано резким влиянием «рудного» тренда. Внутргрупповые тренды оказались одинаковыми для всех разновидностей пород, они характеризуются антагонизмом Fe^3 , Fe^2 , K, P, Mn, S, Cu, Ni, Co к Ca и Al. Этот тренд аналогичен тренду 2 общей диаграммы, отражающему влияние руднометасоматических преобразований. Удалось уточнить, что элементами, выносимыми в процессе рудоотложения, являются в первую очередь Ca и Al. Несовпадение тренда, отражающего метасоматические преобразования, с межгрупповым кислотно-основным трендом в пределах основного ряда, в отличие от ультраосновных пород, указывает на наложенный характер этих преобразований в первом случае.

Установленное с помощью общего анализа вариаций наличие в основных породах тренда, отражающего руднометасоматические преобразования, и несоответствие его нормальному тренду кислотно-основной дифференциации позволяют осуществлять разработку конкретных массивов по степени их потенциальной рудоносности. Критерием рудоносности является при этом отчетливая выраженность «рудного» тренда. Особое практическое значение имеет решение этой задачи для наиболее широко распространенных в районе оливинсодержащих и оливиновых долеритов. Результаты отдельной обработки этих пород приведены на рис. 26. Отметим, что все пробы со следами видимого оруденения были исключены из рассмотрения.

Межгрупповой тренд, отражающий кислотно-основную дифференциацию, почти совпадает с осью x и характеризуется полярной ассоциацией $SiNaTiFe^3Fe^2 \leftrightarrow MgCrNiCo$. Линии aa и bb на диаграмме, параллельные главной оси межгруппового тренда, ограничивают область (на рисунке заштрихована), полуширина которой составляет 10 % от длины главного тренда. В эту область должны попасть все точки при условии, что вариации составов связаны только с кислотно-основной дифференциацией, а отклонения от

главной оси вызваны лишь аналитическими погрешностями. Большинство точек действительно попадает в эту область, но тем не менее значительное число их выходит за ее пределы и колеблется в среднем вдоль второго, перпендикулярного к первому, направления, характеризуемого полярной ассоциацией $Fe^2MnMgPKNiCuCoS \leftrightarrow CaAlSi$. Этот тренд с точностью до перестановки элементов в левой части и участия Mg совпадает с трендом, отражающим руднометасоматические преобразования. Еще раз отметим, что в данном тренде увеличение концентраций рудных элементов сопровождается уменьшением количества Ca и Al, и наоборот. Следовательно, одновременно с наличием обогащенных рудными элементами участков (зоны привноса) следует ожидать в других частях метасоматически преобразованных массивов появления зон, обогащенных Ca и Al (зоны выноса), что и подтверждается фактическим материалом (такситовый горизонт).

Выход точек за пределы заштрихованной области означает наличие в оливинсодержащих долеритах следов руднометасоматических преобразований и является, следовательно, критерием рудоносности массива. Причем положительным признаком является попадание точек не только выше прямой *aa*, но и ниже линии *bb*, хотя концентрации рудных компонентов во втором случае ниже средних по оливинсодержащим долеритам.

Рассматриваемая диаграмма позволяет осуществить типизацию оливинсодержащих долеритов различных массивов с точки зрения не только степени их потенциальной рудоносности, но и возможной специализации оруденения. На диаграмму были нанесены фигуративные поля 20 конкретных массивов, по каждому из которых имелось не менее пяти-шести анализов оливинсодержащих долеритов. С учетом ориентировки главных осей фигуративного поля массива и расположения центра этого поля относительно оси межгруппового тренда кислотно-основной дифференциации выделено пять типов долеритов.

Тип I характеризуется наиболее магнезиальным составом и ведущим трендом $Fe^2MnPKNiCoSCu \leftrightarrow MgAlCr$. Этот тип, несомненно, самый перспективный. Его особенностью является преимущественная специализация наиболее железистых разновидностей на Ni и Co, а наиболее магнезиальных — на Cr.

Тип II имеет меньшую среднюю основность по сравнению с типом I, но большую, чем в остальных типах. Главный внутригрупповой тренд почти параллелен оси *y*, длина его значительно больше вытянутости поля вдоль межгруппового тренда. Таким образом, влияние руднометасоматических преобразований в этом типе значительно сильнее, чем кислотно-основной дифференциации. Его специализация почти такая же, как и у типа I. Различия заключаются в том, что в данном случае содержание Mg увеличивается вместе с концентрацией Fe^2 , Mn, P, K и рудных элементов, а противоположная тенденция выражается в обогащении пород Ca и Al. Эта тенденция в типе II проявлена наиболее

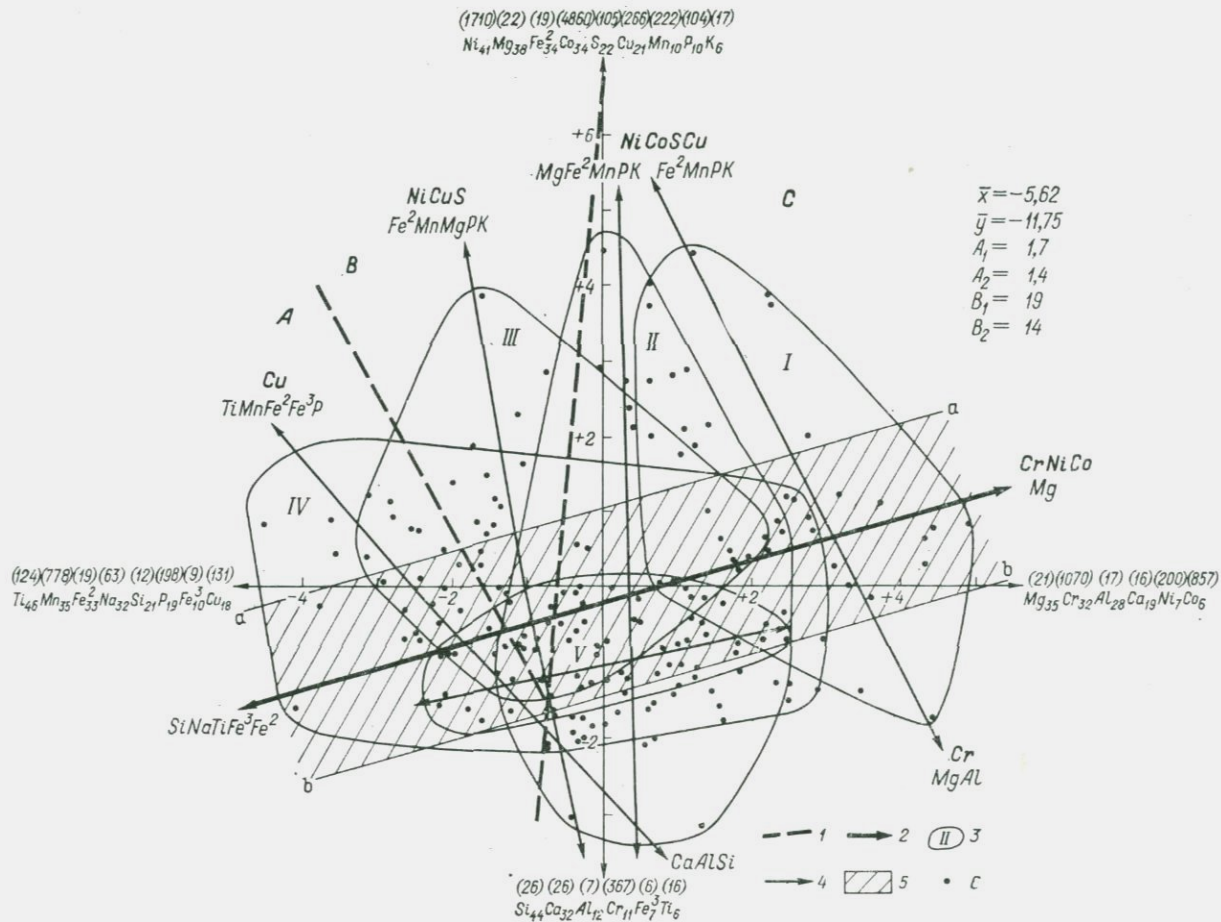


Рис. 28. Компонентная диаграмма оливинсодержащих и оливиновых долеритов северо-запада Сибирской платформы.

1 — границы областей отнесенны долеритов к разным типам; А — к типу IV, В — к типу III, С — к типам I и II; 2 — ведущий межгрупповой тренд кислотно-основной дифференциации; 3 — фигуративные поля долеритовых массивов; 4 — главные оси вариаций составов в долеритовых массивах разных типов; 5 — область нормальных долеритов; 6 — фигуративные точки анализов; в скобках над символом элемента приведен набор направляющих косинусов (в стандартных отклонениях).

резко (многие точки расположены значительно ниже линии *bb*). Указанные особенности данного типа с учетом известных геологических сведений о ряде входящих в него массивов позволяют считать его перспективным на промышленное оруденение Ni—Co—Cu, но вряд ли следует ожидать здесь таких же запасов и содержаний руд, как в типе I.

Тип III характеризуется относительно изометричной формой фигуративного поля (примерно равная роль трендов кислотно-основной дифференциации и руднометасоматического). Средняя основность пород ниже, чем в двух предыдущих случаях. Внутригрупповой тренд качественно тот же, что и в типе II, но количественные пропорции между вариациями элементов меняются. Понижается роль Mg в ассоциации с рудными элементами, возрастает роль Mn, а рудная ассоциация представлена Ni и Cu, элемент Co не входит значимо в эту ассоциацию. Общая дисперсность поля (длина главной оси) меньше, чем в типах I и II. Скорее всего, тип III является перспективным на непромышленное оруденение, причем в рудах следует предполагать более низкие, чем в типах I и II, содержания Ni и особенно Co и более высокие Cu.

Тип IV характеризуется преобладающей вытянутостью фигуративного поля вдоль оси межгруппового тренда, т. е. пониженной ролью руднометасоматических процессов и значительными колебаниями основности пород, которая в среднем ниже, чем в указанных выше типах. Разброс точек вдоль поперечного к главному направлению возрастает с понижением основности составов (смещение точек влево вдоль оси межгруппового тренда). Дисперсия этих колебаний меньше, чем в предыдущих типах, хотя все же значительное число точек попадает выше линии *aa*. Внутригрупповой тренд характеризуется антагонизмом Ti, Mn, Fe², Fe³, P, Cu к Ca и Al. Эти особенности заставляют считать тип IV неперспективным на Ni и Co, но можно предполагать здесь медное и титан-магнетитовое оруденение.

Тип V имеет фигуративное поле, резко вытянутое вдоль оси межгруппового тренда. Основность долеритов соответствует средней для рассматриваемых разностей в целом. Поперечный тренд проявлен слабо, точки не выходят за пределы заштрихованной области. Указанные особенности не позволяют положительно оценивать перспективы рудоносности массивов, в которых оливинсодержащие долериты принадлежат к данному типу.

На диаграмму, представленную на рис. 26, можно наносить фигуративные точки анализов оливинсодержащих долеритов из вновь исследованных массивов (см. главу 2). В случае попадания точек в заштрихованную область о перспективах соответствующего массива ничего определенного сказать нельзя. В этой области расположены долериты, не подвергнувшиеся воздействию руднометасоматических преобразований и, естественно, имеющие очень близкий состав. Поэтому здесь поля всех типов в значительной мере пересекаются. Только в случае попадания точек выше линии *aa* или ниже линии *bb* можно установить принадлежность массива к тому или иному типу, а следовательно, судить о степени его перспективности и рудной специализации. Одиночные анализы легко диагностируются только тогда, когда они располагаются вне областей перекрытия фигуративных полей, т. е. находятся в области *A*, *B* или *C* на диаграмме. При наличии четырех-пяти анализов диагностику типа можно осуществлять и при попадании в область перекрытия — по ориентировке главной оси фигуративного поля точек.

Отметим, что мы оценивали степень перспективности интрузивных массивов по составу только оливинсодержащих и оливиновых долеритов. Если массив не дифференцирован, то эта оценка касается и массива в целом. Но если он дифференцирован, то отсутствие признаков рудоносности в оливинсодержащих долеритах еще не означает неперспективности всего массива. В этом случае следует проанализировать по аналогичной методике другие разности пород массива и только после этого давать оценку.

Таким образом, анализ вариаций состава трапповых интрузий и метасоматитов северо-запада Сибирской платформы позволил получить следующие основные результаты.

1. Установлено наличие трех главных трендов: два из них связаны с кислотно-основной дифференциацией пород среднего—основного (ассоциация $\text{SiNaK} \leftrightarrow \text{MgCaAlFe}^2\text{CrNiCu}$) и ультраосновного (ассоциация $\text{CaNaAl} \leftrightarrow \text{MgFe}^3\text{CrNiCuCo}$) состава, третий отражает руднометасоматические преобразования, индикатором которых является согласованное перераспределение Fe^3 , Fe^2 , *Mn*, *P* и рудных элементов в одном направлении, а *Ca* и *Al* — в другом.

2. Получена более детальная геохимическая классификация магматических образований, учитывающая не только их состав, но и тип ведущего тренда. Расположение средних составов отдельных дифференциатов на одной прямой при наличии перекрытия полей свидетельствует о едином исходном субстрате продуктов дифференциации.

3. Путем выделения на компонентных диаграммах тренда, связанного с руднометасоматическими преобразованиями, найдены дополнительные критерии для оценки рудоносности массивов и их рудной специализации. По степени и характеру рудоносности оливинсодержащих долеритов выделено пять типов интрузивных массивов.

9.2. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования Печенгской структуры

Геологическое строение этого района, так же как и северо-запада Сибирской платформы, достаточно хорошо изучено [12, 39]. Главную роль в геологическом разрезе играют чередующиеся горизонты вулканических пород основного состава, главным образом метадиабазов, и осадочных силикатных, реже карбонатных, пород и филлитов, в значительной степени метаморфизованных. Степень метаморфизма снизу вверх по разрезу меняется от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Всего в разрезе выделяются четыре горизонта метаосадочных пород, разделенных четырьмя покровами метадиабазов и диабазов. Метаосадочный горизонт между третьим и четвертым покровами диабазов представлен в основном филлитами, в которых заключены многочисленные мелкие (мощностью до 300 м) никеленосные массивы основного—ультраосновного состава, относящиеся к габбро-перидотитовой формации.

По данным Ю. Е. Вишневской [8], никеленосные массивы представлены сложно дифференцированными интрузиями троктолит-оливинитового и анортозит-габбро-пироксенитового состава. Никеленосным является только троктолит-оливинитовый ряд пород, известный в литературе под собирательным условным названием «перидотиты». Перидотиты подверглись сильнейшей двухстадийной метасоматической переработке. Все без исключения тела фреатически серпентинизированы, а в эндоконтактных частях дополнительно переработаны в период регрессивного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации. Продукты аллотметасоматоза серпентинитов, представленные хлорит-, тремолит- и карбонат-талковыми породами, являются главными концентраторами богатых (сплошных, брекчиевых и «серых») медно-никелевых руд. Бедное вкрапленное оруденение отмечается во всем объеме перидотитовых тел и является одним из источников переотложения полезных компонентов в зонах максимальной метасоматической проработки.

Для исследования вариаций состава пород была сформирована выборка из 540 химических анализов на 13 элементов (10 петрогенных, а также Ca , Ni , Co). В выборку были включены анализы метавулканических, метаосадочных, а также интрузивных пород основного—ультраосновного состава, серпентинитов, апосерпентинитов и руд. Компонентная диаграмма, построенная по результатам обработки объединенной выборки методом главных компонент в режиме корреляционной матрицы, приведена на рис. 27. На этой диаграмме наблюдаются два главных тренда.

Тренд 1 характеризуется антагонизмом Ca , Al , Mg , Fe^2 , Mn по отношению к Si и K , т. е. отражает колебания составов пород по кислотности — основности (кислотно-основной тренд). Как внутригрупповой этот тренд наблюдается в метавулканитах двух нижних покровов (6, 7) и в метаосадочных породах трех нижних горизонтов

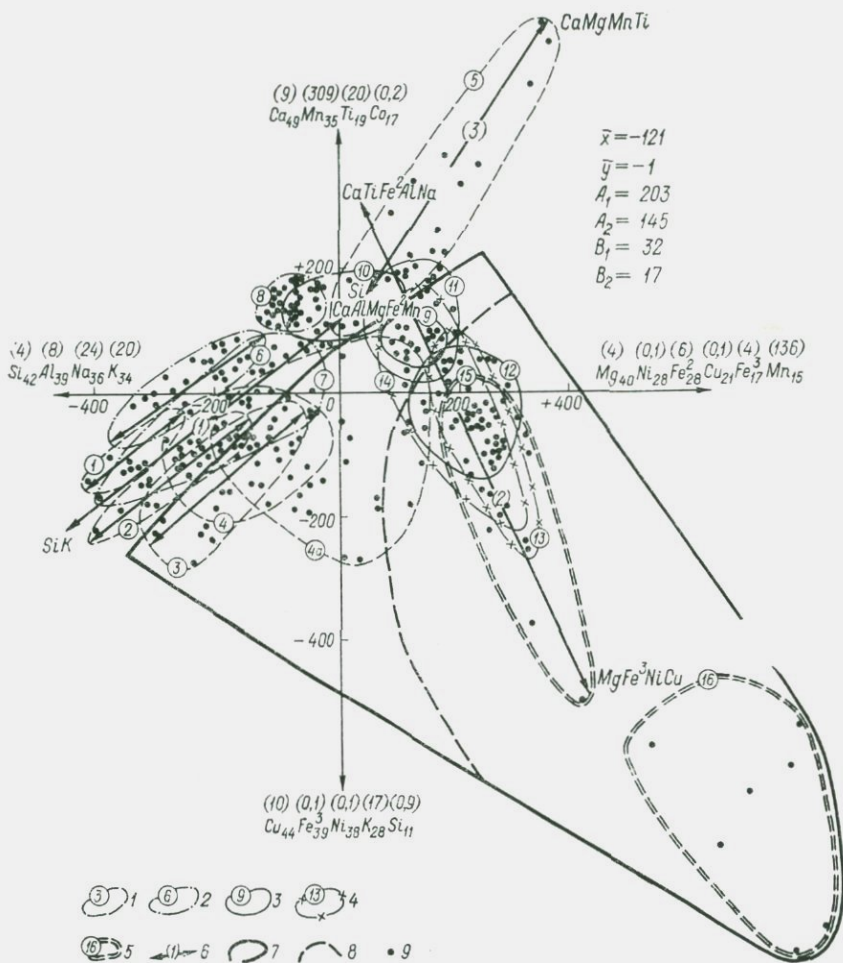


Рис. 27. Общая компонентная диаграмма метаморфических и магматических пород, метасоматитов и руд Печенгской структуры.

Фигуративные поля: 1 — метаосадочных пород (горизонты: 1 — первый, 2 — второй, 3 — третий, 4 — средняя часть четвертого, 4а — нижняя и верхняя части четвертого; 5 — карбонатные породы разных горизонтов), 2 — метавулканитов (покровы: 6 — первый, 7 — второй; 8 — диабазы третьего и четвертого покровов), 3 — интрузивных пород (9 — пикриты третьего и четвертого покровов; 10 — габбро; 11 — пироксениты; 12 — перидотиты), 4 — метасоматитов (13 — серпентиниты; 14 — апосерпентиниты). 5 — руд (15 — «серые»; 16 — сплошные и брекчиевые); 6 — главные оси вариаций составов; границы полей: 7 — оруденелых пород, 8 — богатой рудной вкрапленности; 9 — фигуративные точки анализов.

тов (1—3). В этом же направлении ориентированы оси, соединяющие центры полей метаосадочных пород первого и второго горизонтов с центрами полей соответствующих вулканитов. Тренд 2 представлен полярной ассоциацией $MgFe^3CuNi \rightarrow CaTiFe^2AlNa$, отражающей кислотно-основную дифференциацию в ультраоснов-

ных породах (щелочно-основной тренд). В этом же направлении ориентированы поля серпентинитов (13), апосерпентинитов (14) и «серых» руд (15), причем центры всех полей ультраосновных пород, метасоматитов и руд расположены на главной оси вариаций. Лишь поле сплошных и брекчиевых руд (16) несколько смещено относительно этой оси. Таким образом, тренд 2 отражает одновременно первичную дифференциацию ультрамафитов по основности и наложенный руднометасоматический процесс, связанный с регрессивным метаморфизмом. Оба эти процесса, следовательно, имеют в целом сходные геохимические особенности. Специфичный тренд 3 наблюдается в карбонатных породах. Его характеризует полярная ассоциация $Si \rightarrow CaMgMnTi$, отражающая ведущую роль вариаций кварцевой и карбонатной составляющих в этих породах.

Особое место на диаграмме занимают диабазы третьего и четвертого покровов, образующие одно компактное и изометричное поле 8, и филлиты четвертого горизонта, общее поле которых также относительно изометричное, но очень широкое (поля 4 и 4а), что является свидетельством высокой дисперсности составов пород. Поле габбро (10) пересекается с полем пироксенитов (11), но имеет другую ориентировку, промежуточную между направлениями 1 и 2.

Рассмотрим прежде всего особенности вариаций состава осадочных и вулканических образований. Первое, что обращает на себя внимание, это сходство внутригрупповых трендов в метавулканиках двух первых покровов (6, 7) и метаосадочных породах трех нижних горизонтов (1—3): параллельность главных осей эллипсов на общей диаграмме при четкой анизотропии эллипсов вариаций. Такое сходство крайне маловероятно, если считать, что взаимосвязь между элементами отражает первичные особенности геохимии пород. Единственным удовлетворительным объяснением этого сходства является предположение о том, что тренд 1 отражает не первичные связи между элементами, а характер перераспределения вещества при метаморфизме. В таком случае следует признать значительные масштабы миграции вещества при метаморфической дифференциации.

Этот вывод подтверждается также тем, что диабазы третьего и четвертого покровов, будучи практически идентичными по составу между собой (поле 8), резко отличаются от метавулкаников первых двух покровов (6, 7), в первую очередь изометричностью и компактностью фигуративного поля, т. е. однородностью состава при несколько большей основности. Как известно, метаморфизм в двух последних покровах значительно более слабый (зеленосланцевая фация), чем в нижележащих образованиях (эпидотамфиболитовая и амфиболитовая фации). Филлиты четвертого горизонта (поля 4 и 4а) также резко отличаются от нижележащих метаосадочных пород и диабазов верхних покровов крайне высокой дисперсностью фигуративного поля при его относительной общей изометричности, а также большей магнезиальностью.

Следовательно, на диаграмме выявляются существенные различия в геохимических особенностях толщи пород до третьего метасадочного горизонта включительно и вышележащих образований, что связано с сильной метаморфической переработкой первых и отсутствием такой переработки во вторых. По-видимому, породы нижних горизонтов испытали метаморфизм еще до излияния диабазов третьего покрова и, может быть, их следует рассматривать как особое — более древнее — структурное подразделение.

Отметим, что центры полей метасадочных пород в последовательности от первого горизонта к третьему и метавулканитов первых двух покровов в той же последовательности закономерно смещаются на диаграмме вправо и вниз в направлении, почти перпендикулярном к внутригрупповому тренду, т. е. примерно соответствующем тренду 2. Это означает постепенное увеличение в них средних содержаний таких участвующих в тренде 2 элементов, как Mg, Fe³, Ni, Cu, т. е. в частности и рудных элементов. Поскольку тренд 2 отражает влияние руднометасоматического процесса, связанного с низкотемпературным метаморфизмом регрессивной стадии, указанное смещение центров следует относить на счет этого влияния.

Рассмотрим теперь особенности верхних горизонтов, включая и поведение расположенных в филлитах четвертого горизонта ультрамафитов и метасоматитов. Прежде всего отметим, что пикриты, залегающие в нижней части четвертого покрова диабазов и частично в третьем покрове, существенно отличаются по составу от соответствующих диабазов, но имеют сходный состав с пироксенитами и оливинитами, располагаясь на пересечении их полей. Филлиты четвертого горизонта четко делятся на две разные группы. Первая, представляющая среднюю часть филлитового горизонта (поле 4), по составу сходна с метасадочными и метавулканическими породами нижних горизонтов; вторая группа, характеризующая нижнюю и верхнюю части горизонта филлитов (поле 4а), является высокодисперсной, по составу она дает непрерывные переходы от пород, близких с группой 4, до неотличимых от метапироксенитов и метаоливинитов.

Породы ультраосновного состава и связанные с ними метасоматиты на общей диаграмме характеризуются одним трендом 2, отражающим как первичную дифференциацию ультрамафитов, так и наложенный руднометасоматический процесс. Для выявления особенностей этого процесса указанная группа пород, включая «серые» руды, была подвергнута отдельной обработке, результаты которой представлены на рис. 28. На диаграмме видны существенные различия в трендах кислотно-основной дифференциации и «рудном». Кислотно-основная дифференциация, очевидно, отражается трендом I, соединяющим центры полей перидотитов и пироксенитов и характеризующим антагонизм Mg, Fe³, Ni и Cu по отношению к Ca, Ti, Fe², Al, Na (щелочно-основной тренд). Этот

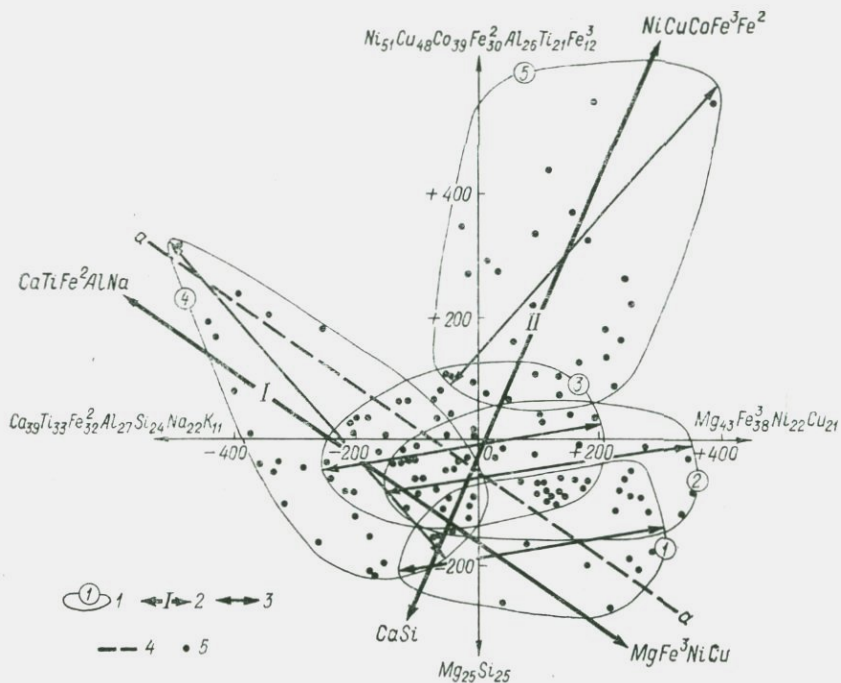


Рис. 28. Компонентная диаграмма ультрамафитов и связанных с ними метасоматитов Печенгской структуры.

1 — фигуративные поля (1 — перидотиты; 2 — серпентиниты; 3 — апосерпентиниты; 4 — пироксениты; 5 — «серые» руды); 2 — главные оси межгрупповых вариаций (тренды: I — кислотно-основной дифференциации, II — руднометасоматических преобразований); 3 — главные оси внутригрупповых вариаций; 4 — верхняя граница поля неоруденелых пород; 5 — фигуративные точки анализов.

тренд полностью совпадает с трендом 2 на рис. 27, который, следовательно, также отражает в основном влияние первичной дифференциации ультрамафитов. Почти перпендикулярный к тренду I «рудный» тренд II является ведущим в группе «серых» руд. Для него характерно возрастание концентрации Ni, Cu, Co, Fe³, Fe² при уменьшении содержания остальных элементов, главным образом Ca и Si. Важная отличительная особенность этого тренда по отношению к сходному по набору элементов тренду I заключается в отсутствии Mg, играющего в тренде I ведущую роль. В пироксенитах тренд II практически не проявлен, а в перидотитах, серпентинитах и апосерпентинитах он имеет примерно такое же значение, как и вариации основности. Отметим, что судя по ориентировке главных осей эллипсоидов вариаций, одинаковой в этих породах, увеличение содержаний в них рудных элементов происходит согласованно с ростом основности.

Линия aa на рис. 28 представляет собой верхнюю границу локализации фигуративных точек для пород нормального ряда

дифференциатов и продуктов их аутометасоматических изменений. Попадание точек выше этой линии свидетельствует о влиянии руднометасоматических преобразований, т. е. о потенциальной рудоносности массива. Таким образом, данная диаграмма, так же как и приведенная на рис. 26 для трапповых долеритов, позволяет осуществлять разбраковку конкретных интрузивных массивов по степени их потенциальной рудоносности. Заметим, что эффективнее для этой цели использовать другую диаграмму, построенную по результатам обработки тех же пород, но без анализов заведомых руд. К сожалению, мы не смогли проделать эту работу, поскольку не имели разбивки анализов по конкретным массивам.

Таким образом, анализ вариаций состава образований Печенгской структуры позволил: а) установить три ведущих тренда, два из которых характеризуют нормальную дифференциацию по основности пород кислого—основного и ультраосновного состава соответственно, а третий отражает влияние руднометасоматического процесса, связанного, по-видимому, с регрессивной стадией регионального метаморфизма; б) выявить вероятное метаморфическое происхождение ведущего тренда в метадиабазе и метасадочных породах нижних горизонтов и существенные геохимические отличия этих пород от вышележащих; в) получить новые критерии для оценки потенциальной рудоносности конкретных массивов путем разделения трендов, связанных с первичной дифференциацией ультрамафитов и продуктов их изменения по основности, с одной стороны, и с наложенным руднометасоматическим процессом, с другой.

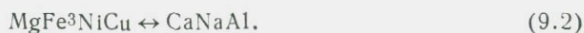
9.3. Сравнение геохимических особенностей пород северо-запада Сибирской платформы и Печенгской структуры

Геологическое строение рассматриваемых регионов, как известно, существенно различается. По среднему составу породы трапповой формации отличаются от соответствующих петрографических аналогов Печенгской структуры, главным образом в сторону большей магнезиальности. Неодинаковы также состав руд и содержание полезных компонентов. Тем не менее проведенное исследование позволило обнаружить очень много общих особенностей вариаций химического состава этих образований. Даже при беглом сравнении компонентных диаграмм объединенных выборок (см. рис. 25 и 27) заметно удивительное сходство общей конфигурации полей всех пород. По результатам анализа как общих диаграмм, так и диаграмм, построенных для отдельных групп пород, в обоих регионах установлено наличие трендов, отражающих вариации составов пород по основности, и отличающихся от них трендов, связанных с наложенными руднометасоматическими преобразованиями.

Тренды кислотно-основной дифференциации определяются средней основностью пород, и поэтому они различаются в разных породах обоих регионов. Тем не менее устанавливается наличие двух ведущих трендов дифференциации. В породах кислого—основного состава, если принимать во внимание поведение только общих для обеих выборок элементов, главным межгрупповым трендом является кислотно-основной:



Этот тренд с точностью до перестановки элементов в одной части полярной ассоциации наблюдается в обоих регионах. Но в породах Печенги, благодаря наличию в выборке более кислых пород, в левой части ассоциации большую роль играет K, а в сибирских долеритах — Na. В ультрамафитах обоих регионов вариации основности пород характеризуются щелочно-основным трендом:



В правой части этой ассоциации на Печенге, кроме того, присутствуют Fe² и Ti, что отражает более высокую железистость пород этого региона. Тренд, характеризующий руднометасоматический процесс в рассматриваемых образованиях разных районов, также очень сходен и представлен ассоциацией



причем в трапповых образованиях в правой части кроме Ca важную роль играет Al, а в печенгских породах — Si.

Заметим, что говоря о руднометасоматическом процессе, мы имеем в виду в первую очередь образование богатых руд. Признание сингенетического характера рудной вкрапленности не противоречит полученным данным. В ультрамафитах при дифференциации, несомненно, происходило повышение концентрации Ni и Cu одновременно с ростом их магнезиальности [тренд (9.2)]. При образовании богатых руд очевидна также роль метасоматоза [тренд (9.3)].

На общей диаграмме для трапповых формаций (см. рис. 25) тренды (9.1) и (9.2) не различаются между собой, но четко отделяются от «рудного» тренда (9.3). На диаграмме для всех печенгских пород (см. рис. 27), наоборот, тренд (9.1) четко обособляется от имеющих одинаковую ориентировку трендов (9.2) и (9.3). Это связано прежде всего с тем, что в выборку печенгских пород включены кислые метаосадочные образования, в результате чего усилилась роль тренда (9.1); кроме того, в изученных образованиях Сибирской платформы «рудный» тренд (9.3) играет более заметную роль.

Специфичными для каждого региона, хотя и имеющими сходную ориентировку на диаграммах, оказались тренды 3. На рис. 25

тренд 3 отражает возрастание Sr вместе с Mg в особой группе пикритов, а на рис. 27 — вариации элементов в карбонатных породах. Кроме того, в Печенгской структуре отсутствуют скарны и явные метасоматиты кислого состава, распространенные в эндоконтактах трапповых интрузий.

Тренд (9.1) в сибирских долеритах носит межгрупповой характер, соединяя центры относительно изометричных полей отдельных петрографических разностей (см. рис. 25), и явно отражает магматическую дифференциацию. В метадиабазам и метаосадочных породах Печенгской структуры этот тренд четко выражен также в отдельных группах пород нижних горизонтов, т. е. является внутригрупповым; как уже указывалось, он скорее всего отражает результат дифференциации составов по основности в процессе метаморфизма высокой степени.

Тренд (9.2) типичен в трапповой формации для таких ультраосновных пород, как пикриты, троктолиты и плагиоклазовые оливиниты. Для всех этих пород характерно сосуществование оливина и плагиоклаза. В Печенгской структуре тот же тренд присущ кроме пикритов также сильно серпентинизированным перидотитам и пироксенитам, казалось бы, породам совсем другого состава и структуры. В частности, в печенгских ультрамафитах плагиоклаз обнаруживается очень редко. Однако петрологические данные [8] свидетельствуют о первичной принадлежности этих пород также к троктолит-оливинитовому и анортозит-габбро-пироксенитовому рядам. Впоследствии породы подверглись интенсивной метасоматической переработке, сопровождавшейся почти полной хлоритизацией плагиоклаза, серпентинизацией оливина и переходом пород в хлорит-, тремолит- и карбонат-талльковые сланцы и серпентиниты. Таким образом, наблюдаемые в настоящее время различия в составе ультрамафитов рассматриваемых регионов обусловлены последующими изменениями и не являются первичными.

Известно, что в Печенгской структуре отсутствуют аналоги «такситового» горизонта сибирских траппов, представленного породами анортозитового типа; главную роль среди вмещающих образований в этой структуре играют породы довольно пестрого состава, объединяемые под названием филлитов. Среди пород трапповой формации филлиты такого типа отсутствуют, но фиксируются относительно маломощные горизонты углистых сланцев. Рассмотрим положение этих пород на общих диаграммах. Нетрудно заметить, что сибирские такситовые долериты (поле 5 на рис. 25) и филлиты четвертого горизонта Печенгской структуры (поле 4а на рис. 27) занимают на соответствующих диаграммах одно и то же положение. Поля такситовых долеритов и филлитов пересекаются с полями пикритов и пород троктолит-оливинитового ряда. Пространственная локализация такситов и филлитов также одинакова, они контактируют с одними и теми же породами троктолит-оливинитового ряда.

Все эти факты с учетом значительного сходства в общих закономерностях геохимической дифференциации пород обоих регио-

нов позволяют предполагать, что породы, относящиеся к филлитам, образовались частично за счет обогащенных плагиоклазом пород (типа анортозитов), которые должны были входить в состав троктолит-оливинитового ряда Печенгской структуры. Превращение плагиоклазитов в филлитоподобные породы могло произойти на той же стадии регрессивного метаморфизма, на которой имела место почти полная хлоритизация плагиоклаза в троктолитовых породах; эта стадия отражается на рис. 27 в виде руднометасоматического тренда (9.3). Отметим дополнительно, что в соответствии с этим трендом обогащение рудными компонентами должно сопровождаться в первую очередь выносом кальция. По геологическим данным в рассматриваемую стадию на Печенге большую роль играли процессы милонитизации и будинирования, облегчавшие метасоматические преобразования, в частности выщелачивание и вынос кальция. Интенсивная карбонатизация пород свидетельствует в пользу осаждения кальция в соседних зонах.

Таким образом, геохимические данные с учетом известных петрологических и геологических сведений показывают, что рудоносные формации ультразапада Печенгской структуры и трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы первоначально имели гораздо больше общих особенностей, чем это наблюдается в настоящее время. Наиболее вероятной представляется следующая история формирования этих структур.

Верхние горизонты Печенгской структуры вначале представляли собой одну или несколько подобных сибирским трапповых пластовых интрузий, дифференцированных от долеритов до пикритов и плагиооливинитов, возможно разделенных, как и на Сибирской платформе, горизонтами углистых сланцев. Вмещающими являлись уже метаморфизованные породы нижних горизонтов. Трапповые интрузии Сибирской платформы испытали воздействие относительно высокотемпературного метасоматического процесса, носившего регрессивный характер. В ходе этого процесса сформировались все метасоматиты и богатые руды, после чего развитие структуры в основном завершилось. Этот процесс, возможно, проявился и на Печенге, но его продукты были уничтожены в ходе последующих преобразований, поэтому геологические доказательства наличия здесь метасоматитов типа сибирских отсутствуют.

Породы Печенгской структуры подверглись дополнительно интенсивному воздействию низкотемпературного метасоматического процесса, связанного с регрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Геохимическая направленность этого процесса была той же, что и более высокотемпературного метасоматоза [тренд (9.3)], но образующиеся минеральные ассоциации, так же как и тектонический режим, существенно отличались. Интенсивность низкотемпературных метасоматических преобразований была связана, по-видимому, с широким развитием процессов катаклаза и милонитизации. На рассматриваемой стадии произошли следующие изменения: расчленение пластовых интрузий на отдельные

массивы; аллометасоматические преобразования плагиоклаз-оливиновых пород; милонитизация и переход существенно плагиоклазовых пород в филлиты с выносом кальция (источником углистого вещества служили прослойки углистых сланцев, существовавшие, по-видимому, и в Печенгской структуре, но имевшие значительно меньшую мощность, чем современная мощность филлитового горизонта); возможно, уничтожение более высокотемпературных метасоматитов предыдущей стадии; перераспределение рудного вещества с образованием, в частности, «серых» руд, каких нет на Сибирской платформе.

9.4. Геохимические особенности Кейвской зоны

Геолого-петрологическая характеристика Кейвской зоны и особенности поведения в ней петрогенных элементов были рассмотрены в главе 8. Здесь мы обсудим вопросы геохимической эволюции Кейвской структуры в процессе кремнекислотного выщелачивания. Для исследования поведения малых элементов были использованы количественные спектральные анализы на 11 элементов: Li, Rb, Cs, B, Ba, Sr, Cu, Ni, Co, Cr, V. Все анализы предоставлены автору А. П. Белолипецким, причем для этих проб имелись и определения петрогенных элементов. Это позволило проанализировать поведение малых и петрогенных элементов одновременно (см. табл. 15 и 16).

На рис. 29 изображена компонентная диаграмма объединенной выборки, построенная по результатам обработки методом главных компонент в режиме корреляционной матрицы. Эта диаграмма дает наглядное представление об основных вариациях содержания петрогенных и малых элементов. У концов координатных осей, как обычно, выписаны элементы, содержания которых в этом направлении возрастают. Легко заметить, что содержания малых элементов увеличиваются в положительном направлении оси y и в обоих направлениях вдоль оси x . У отрицательного конца оси y из малых элементов присутствует лишь V вместе с Al и Si, содержащийся в повышенных количествах в кварц-кианитовых сланцах. Следовательно, направлению сверху вниз на диаграмме одновременно с уменьшением концентраций щелочей и оснований отвечает снижение содержаний практически всех изученных элементов (кроме Ti и V) и возрастание лишь Si и Al. Указанные малые элементы (кроме V) принадлежат к группам щелочей или оснований. Все породы сланцевого комплекса расположены в нижней части диаграммы. Это показывает, что Кейвская зона в целом является областью выноса не только оснований и щелочей, но и всех связанных с ними малых элементов. Накапливаются в зоне вместе с Al и Si лишь Ti и V, т. е. многовалентные катионы, что характерно для зон выщелачивания.

В левом нижнем углу диаграммы расположены кварциты (группы 20, 21). Наиболее поздние в зоне сливные кварциты

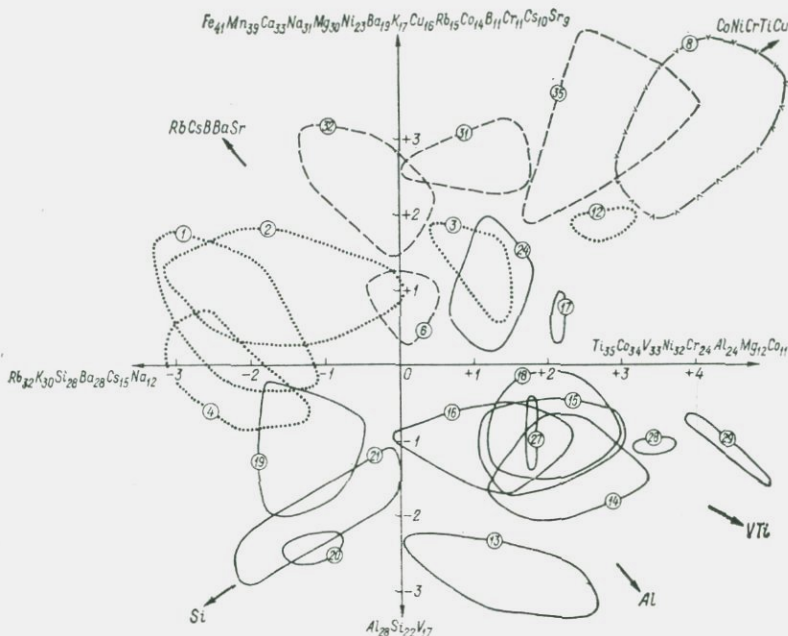


Рис. 29. Общая компонентная диаграмма пород Кейвской зоны (петрогенные и малые элементы).

Усл. обозначения см. на рис. 23.

(группа 20) образуют самое компактное поле по сравнению с полями других групп с сопоставимым числом проб, т. е. отличаются химической однородностью. Как следует из их положения на диаграмме и из табл. 15 и 16, кварциты являются также группой, наиболее стерильной в отношении всех малых элементов. Следовательно, данная диаграмма представляет дополнительное подтверждение сделанного раньше вывода о том, что кварциты являются единственной системой в зоне, находящейся в состоянии устойчивого равновесия. Поле кварц-кианитовых сланцев (группа 13) также расположено внизу диаграммы справа от поля кварцитов; оно характеризуется отчетливым трендом в направлении кварцитов и значительными концентрациями V. Таким образом, кварц-кианитовые сланцы — это также близкая к равновесной система, но ее состояние неустойчиво.

Все остальные разновидности сланцев расположены выше трех указанных групп (13, 20, 21); центры их полей находятся примерно на одном уровне. Следовательно, суммарное содержание малых элементов в них выше, чем в кварцитах и кварц-кианитовых сланцах, но ниже, чем в остальных исследованных группах пород. Фигуративные поля всех зон региональной и контактовой колонок по плагиоклазитам, кроме полей тыловых зон (мускови-

товые кварциты, двуслюдяные сланцы), вытянуты вдоль оси *u* и несколько вправо, т. е. в них главные вариации определяются антагонизмом элементов групп K, Na и Si, с одной стороны, и V, Ti — с другой. Последние два элемента, особенно V, отчетливо накапливаются в глиноземистой ветви рассматриваемой колонки. Максимальны содержания Ti и V (см. табл. 15 и 16) в кианитовых плагиоклазитах (группа 29) (2,0 и 0,05 вес. % соответственно), в ставролит-кианитовых плагиоклазитах (группа 28) (1,6 и 0,03) и в плагиоклаз-ставролит-кианитовых сланцах (группа 14) (1,8 и 0,04). При переходе последних в кварц-кианитовые сланцы (группа 13) идет вынос Ti и V (в кварц-кианитовых сланцах содержание Ti и V соответственно 1,0 и 0,024 вес. %). Отсюда следует, что наиболее перспективными на указанные элементы являются экзоконтакты амфиболитов, к которым приурочены кианитсодержащие плагиоклазиты, и зоны эндоконтактов плагиоклаз-ставролит-кианитовых сланцев с кварц-кианитовыми.

Гнейсы обрамления (группы 1—4) существенно обогащены относительно сланцев элементами групп K и Na (Rb, Cs, B, Ba, Sr). Отметим, что центры полей амфибол-биотитовых (группа 3), биотитовых (группа 2) и гранат-биотитовых (группа 1) гнейсов лежат на одной прямой (как и на рис. 23), но гранат-биотитовые гнейсы расположены несколько левее биотитовых. Хотя гранат-биотитовые гнейсы отличаются от биотитовых лишь несколько большим содержанием Si, они характеризуются резко отличным трендом — таким же, как тренд двуслюдяных гнейсов (группа 4) и сланцев (группа 19). В биотитовых гнейсах проявлен нормальный кислотно-основной тренд (SiKNaBaCsRb)/ (MgCaFeCoNiCrTiV), а в гранат-биотитовых, как и в двуслюдяных, преобладает уже антагонизм Al/Si (см. табл. 17). Двуслюдяные плагиогнейсы обрамления (группа 4) на диаграмме по петрогенным элементам (см. рис. 23) вообще неотличимы от двуслюдяных сланцев (группа 19), а на данной диаграмме (по петрогенным и малым элементам) характеризуются несколько большими содержаниями элементов группы K, но в целом также очень сходны (общий тренд и перекрытие полей).

Линия, соединяющая центры полей двуслюдяных плагиогнейсов и сланцев, проходит примерно через центр поля мусковитовых кварцитов (группа 21). Поскольку выше показано, что мусковитовые кварциты и двуслюдяные сланцы являются тыловыми зонами колонки кремнекислотного выщелачивания, развивающейся, в частности, по гранат-биотитовым гнейсам, двуслюдяные плагиогнейсы следует, очевидно, также считать зоной этой колонки, а не исходной породой. Более того, сами гранат-биотитовые гнейсы, судя по их трендам и расположению фигуративного поля, по-видимому, являются начальной зоной этой же колонки, развивающейся по биотитовым гнейсам в обрамлении сланцевого комплекса (имеется также ряд геологических доводов в пользу метасоматической природы гранат-биотитовых гнейсов

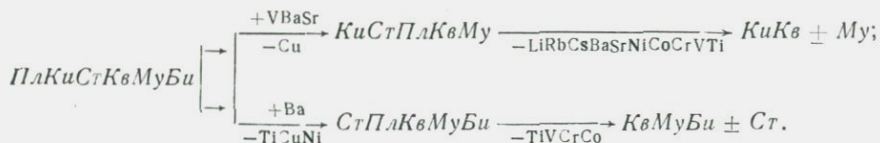
обрамления, относимых в настоящее время к лебяжинской серии).

Амфиболиты (группы 8, 12) расположены в верхнем правом углу диаграммы, т. е. характеризуются повышенными содержаниями элементов группы Fe и Ti, что является естественным следствием их большей основности. Преобразование этих пород в гранат-ставролитовые (группы 17, 24) сопровождается выносом указанных элементов.

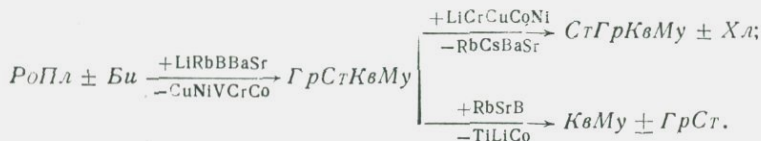
В верхней части диаграммы, пересекаясь с полями гнейсов и амфиболитов, и даже выше этих полей располагаются все метасоматиты и гнейсы гнейсово-амфиболитового ядра хр. Серповидный (группы 31—35). Они относительно обогащены одновременно элементами группы щелочей и группы железа, что типично для продуктов щелочного метасоматоза базитов. Содержание Sr в гематитовых сланцах (группа 35) намного выше, чем в амфиболитах, а содержание Rb выше, чем в гнейсах обрамления. В биотитовых микрогнейсах—метасоматитах (группа 33) концентрация Rb выше, чем во всех изученных породах (см. табл. 16). Эти факты, во-первых, подтверждают сходство пород ядра хр. Серповидный с породами обрамления, т. е. свидетельствуют в пользу реликтового характера этого ядра, и, во-вторых, указывают на то, что гнейсово-амфиболитовое ядро являлось одной из зон осаждения всех малых элементов, выносимых вместе со щелочами и основаниями из сланцевого комплекса в процессе кремнекислотного выщелачивания. Поэтому вся контактовая и внутренняя часть ядра требует детального изучения.

Рассмотрим теперь поведение элементов в процессе развития метасоматических колонок по данным табл. 16 (разница в средних значениях концентрации элемента в двух сравниваемых группах считается значимой, если она превышает минимальное стандартное отклонение концентрации этого элемента в данных группах).

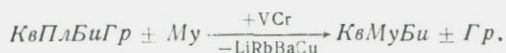
В колонке (8.1) по ставролит-кианит-плагноклазовым сланцам (региональный вариант):



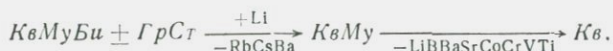
В сложной колонке (8.2) по амфиболитам через хлорититы:



В колонке (8.5) по гранат-биотитовым гнейсам:



В тыловых зонах всех колонок:



Сравнивая приведенные колонки с колонками (8.8), (8.9), (8.11), нетрудно заметить, что в целом поведение малых элементов согласовано с поведением тех петрогенных элементов, к группе которых они принадлежат. Поэтому о миграции соответствующих петрогенных элементов можно судить, даже если изменение их содержания не превышает погрешностей округления. Так, при переходе от ставролит-кианит-плаггиоклазовых сланцев к плаггиоклаз-ставролит-кианитовым и далее к кварц-кианитовым вынос малых элементов группы оснований свидетельствует и о выносе Mg, Fe, Ca, хотя по петрогенным элементам это не фиксируется. То же самое справедливо и в отношении смены зон в кремнекислотной ветви колонки: поведение оснований в обеих ветвях колонки по плаггиоклазитам идентично. Интересно увеличение содержания Ba и Sr и при переходе от ставролит-кианит-плаггиоклазовых и плаггиоклаз-ставролит-кианитовым сланцам при отсутствии возрастания и даже при некотором уменьшении содержаний Na и K. Элемент Ba, таким образом, накапливается в обеих ветвях колонки по плаггиоклазитам и выносится лишь из тыловых зон.

В колонке по амфиболитам в целом также наблюдается вынос элементов группы оснований. Однако в гранат-ставролитовых сланцах содержание всех малых элементов группы Fe возрастает, что свидетельствует о некотором накоплении Fe вместе с глиноземом (это видно и из табл. 15 и 16, но возрастание содержания Fe здесь незначимо), т. е. о проявлении процессов базификации. Следует отметить увеличение содержания Li в этой зоне (вместе с основаниями и Al), достигающего 0,012 %, т. е. максимальной для изучаемых пород концентрации.

Полученные выводы позволяют выявить целый ряд новых критериев потенциальной рудоносности Кейвской зоны и ее обрамления. С этой точки зрения наиболее существенно, что Кейвская структура в целом является зоной интенсивного выноса как оснований (Mg, Fe, Ca, и связанные с ними малые элементы группы железа Cu, Ni, Co, Cr), так и щелочей (в первую очередь Na, редкие щелочи Rb, Cs, B, а также Ba, Sr, в меньшей степени K). При этом в зоне происходит накопление многовалентных катионов Si, Al, Ti, V. Кремнезем концентрируется в тыловых зонах всех колонок, в том числе кремнеземистых ветвей сложных колонок;

Al, Ti, V накапливаются главным образом в тыловых зонах глиноземистой ветви колонки (8.1) по существенно плагиоклазовым породам.

Итак, региональными критериями образования промышленных скоплений Al, Ti, V являются следующие факторы.

1. Наличие развитых ветвящихся колонок кремнекислотного выщелачивания по предварительно милонитизированным богатым глиноземом породам (в данном случае плагиоклазиты среднего—основного состава и кварц-серицит-плагиоклазовые сланцы, т. е. филлитонды).

2. Длительное многоэтапное проявление процессов выщелачивания с воздействием каждого следующего этапа на продукты предыдущего с переотложением глинозема на каждом этапе (предельные концентрации глинозема до 33—34 %, не считая локально развитых мономинеральных кианитовых жил).

3. Присутствие в субстрате наряду с существенно плагиоклазовыми породами образований основного состава, играющих роль осадителя Al, Ti и V.

4. Наличие в обрамлении зон кремнекислотного выщелачивания крупных массивов метасоматических гранитов, являющихся источниками кремнистых растворов (в данном случае поля щелочных гранитов); особенно благоприятно осуществление нескольких циклов гранитизации, что способствует максимальной дифференциации вещества во внешних ореолах зон гранитизации.

Локальные критерии максимальных концентраций глинозема заключаются в следующем. Наиболее благоприятны участки, удаленные от тыловых зон колонок кремнекислотного выщелачивания (кварциты и мусковитовые кварциты), находящиеся не далее некоторого критического расстояния от источника кремнекислых растворов (зона максимума выщелачивания) и насыщенные телами базитов. В Кейвской зоне это фланговые участки, в основном в ее центральной части (Шуурурта—Ягельурта). Кварц-кианитовые сланцы следует ожидать в качестве следующей зоны при смене существенно мусковит-кварцевых пород слюдяно-плагиоклаз-ставролитовыми и далее плагиоклаз-ставролит-кианитовыми и при отсутствии значительных площадей, сложенных исходными существенно плагиоклазовыми породами. На диаграмме по средним составам пород (см. рис. 24) предельно глиноземистыми являются крайне правые зоны региональной и контактовой колонок по плагиоклазитам. Дальнейшее окварцевание приводит к разубоживанию пород Al.

Максимальные концентрации Ti и V приурочены главным образом к плагиоклаз-ставролит-кианитовым сланцам и контактовым ставролит-кианитовым плагиоклазитам [последние зоны в глиноземистой ветви колонки (8.1), содержащие плагиоклаз]. Весьма перспективны в этом отношении зоны эндоконтакта плагиоклаз-ставролит-кианитовых сланцев с кварц-кианитовыми (при образовании последних происходит вынос Ti и V) и экзоконтак-

товые зоны амфиболитовых тел, сложенные ставролит-кианитовыми плагиоклазитами. Кейвская структура является зоной выноса всех элементов (кроме Ti и V), поэтому их повышенных концентраций в ее пределах ожидать не приходится. Наиболее благоприятными для осаждения выносимых из зоны элементов являются ближайшие к ней крупные массивы базитов в обрамлении, особенно к востоку от зоны (основное направление выноса). Вынос из зоны Na, освобождающегося при разрушении плагиоклазов, позволяет предполагать в обрамлении наличие зон Na-метасоматоза, причем наиболее интересны Ачинский массив базитов, а также площади вокруг гнейсово-амфиболитовых ядер в пределах самой Кейвской зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенного исследования заключаются в следующем.

1. Рассмотрены новые элементы теории геохимических систем и проведена классификация этих систем. Найдены параметры, необходимые и достаточные для описания вариаций в системах разных типов.

2. Установлены основные теоретически возможные типы трендов, в том числе и с учетом ряда малых элементов, в простых эндогенных системах.

3. Разработана методика количественного расчета параметров, описывающих вариации систем разных типов, по выборкам химических и количественных спектральных анализов. Показано, что в принципе эта задача решается последовательным применением метода главных компонент, но на разных этапах исследования и в зависимости от его целей необходимо использовать разные модификации метода, формы представления и приемы интерпретации данных. Описана общая процедура обработки данных по рекомендуемой методике.

4. На основе предложенной методики изучены изоморфные замещения в гранатах, пироксенах, амфиболах и магнезиально-железистых слюдах разных парагенетических типов по представительным выборкам анализов (1000—1500), что позволило получить новые сведения о рядах этих минералов и особенностях изменения их состава. Построены новые, более детальные, классификации указанных минералов с учетом их состава и типа замещений. Приведены компонентные диаграммы, позволяющие осуществлять диагностику парагенетических типов изученных минералов по одиночным анализам. Показано, что среди кристаллохимически допустимых изоморфных замещений реализующийся тип однозначно определяется минеральным парагенезисом, т. е. средним составом системы, и не зависит от ее генезиса и термо-

динамических условий. Эти условия влияют только на осность системы (степень ее разности) и на значение параметров A_j (интенсивность замещения).

5. Изучены тренды в некоторых типах метаморфических и магматических пород. Уточнены часто используемые при петрохимических построениях понятия основность и глиноземистость. Основность лучше всего описывается параметром $\Sigma R^{2+}/(Al + Si)$, который соответствует ведущему тренду как в магматических, так и в метаморфических породах основного ряда, а глиноземистость — параметром Al/Si , который соответствует ведущему тренду в породах кислого ряда. Разным по составу группам пород однозначно сопоставляются вполне определенные тренды.

Выявлены тренды и проанализированы качественные особенности вариаций состава в ряде ассоциаций пород разного генезиса (вулканиты Северной Монголии и Западного Забайкалья, мафит-ультрамафитовые комплексы докембрия, метагаббро-анортзитовый комплекс и связанные с ним породы северо-восточной части Кольского полуострова). Получены новые данные о петрохимических особенностях этих пород.

Установлено широкое существование в породах теоретически предсказуемых трендов.

6. Составлена петрохимическая классификация серий пород и проведен анализ внутрigrупповых и междrупповых трендов в сложной метаморфо-метасоматической системе Кейвской зоны. Характеристика междrупповых трендов позволила описать эволюцию химического состава в процессе развития метасоматических колонок кремнекислотного выщелачивания, наличие которых было ранее доказано геологическими наблюдениями.

7. Проанализировано поведение петрогенных и малых элементов в ряде интересных с точки зрения рудоносности структур: северо-запад Сибирской платформы, Печенгская структура, Кейвская зона. В результате удалось разработать и проверить методику разбраковки интрузивных массивов по типу и степени их потенциальной рудоносности, а также получить ряд новых выводов о геологических особенностях и истории формирования изученных структур.

8. На основе анализа геохимических вариаций выявлены новые критерии потенциальной рудоносности изученных структур и дана оценка их рудоносности.

Направления дальнейших исследований рисуются в следующем виде.

1. Более глубокое изучение теоретических вопросов, связанных с особенностями вариаций геохимических систем.

2. Совершенствование разработанной методики, особенно в ее метрологическом аспекте и в плане большей объективности и формализованности анализа сложных систем. Алгоритмизация и автоматизация всего процесса обработки данных и построения геохимических классификаций, включая разделение сложных систем на простые, отбраковку анализов и графическое представление получаемых результатов.

3. Дальнейшее накопление эмпирических данных о характере вариаций в геохимических системах разного состава и генезиса.

4. Дополнительная проверка методики оценки потенциальной рудоносности и ее апробация на других интересных в практическом отношении объектах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Недра, 1972. 238 с.
2. *Автоматизированный прогноз никеленосности северо-запада Сибирской платформы/Л. Н. Дуденко, Л. Г. Сухов, А. А. Городнянский, А. С. Галкин.*—Тезисы докл. на Всесоюз. симпозиуме «Петрол. основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза». Петрозаводск, 1978, с. 25—26.
3. *Белевцев Р. Я.* Проблемы метаморфической зональности докембрия. Киев, Наукова думка, 1975. 230 с.
4. *Бельков И. В.* Кварцитовые сланцы свиты Кейв. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963. 321 с.
5. *Бугаец А. Н., Дуденко Л. Н.* Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л., Недра, 1976. 269 с.
6. *Великославинский Д. А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л., Наука, 1972. 189 с.
7. *Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—*Геохимия*, 1962, № 7, с. 555—571.
8. *Вишневская Ю. Е., Михайлова З. И.* К вопросу о роли магматического и метаморфического факторов в формировании медно-никелевого оруденения в гипербазитовом комплексе Печенги.—В кн.: *Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых*. Л., 1971, с. 98—99. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).
9. *Володичев О. И.* Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. Петрозаводск, 1975. 169 с. (Труды Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. Вып. 25).
10. *Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье)*. Л., Наука, 1970. 226 с.
11. *Гольинко И. Н.* Геохимические ассоциации и потенциальная рудоносность вулканотектонических структур. Автореф. канд. дис. Л., 1975, 22 с. (Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).
12. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис сульфидных Cu—Ni месторождений Печенги. М., Наука, 1968. 352 с.
13. *Девис Дж.* Статистика и анализ геологических данных. М., Мир, 1977. 572 с.
14. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 3. М., Мир, 1966. 316 с.
15. *Додин Д. А., Дуденко Л. Н.* Роль кислотно-основной дифференциации и руднометасоматических преобразований в формировании медно-никелевых месторождений.—Тезисы докл. на Всесоюз. симпозиуме «Петрол. основы формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и критерии их прогноза». Петрозаводск, 1978, с. 24—25.
16. *Дуденко Л. Н., Жданов В. В.* Эволюция химизма метаанортозитового комплекса северо-восточной части Кольского полуострова.—*Бюл. Моск. о-ва испытателей природы*, 1977, № 3, с. 78—86.
17. *Дуденко Л. Н., Македон И. Д.* Классификация моноклинных пироксенов

по типам изоморфных замещений и их диагностика.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, № 5, с. 529—543.

18. Дуденко Л. Н., Салтыковский А. Я. Петрохимический анализ вулканических образований Северной Монголии и Западного Забайкалья.— Геология и геофизика, 1977, № 3, с. 3—12.

19. Изменчивость ассоциаций петрогенных элементов в ультрамафит-мафитовых комплексах докембрия./Л. Н. Дуденко, Е. В. Шарков, К. А. Шуркин, В. И. Мишин.— Геохимия, 1977, № 7, с. 1025—1037.

20. Кележинская К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метapelитов. Новосибирск, 1977. 195 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 295).

21. Кухаренко А. А., Багдасаров Э. А. Парагенезис и кристаллохимические особенности титанистых гранатов из щелочно-ультраосновных пород Кольского полуострова.— Учен. зап. Ленингр. гос. ун-та, № 312. Сер. геол. наук, 1962, вып. 13, с. 115—138.

22. Ланда Э. А., Марковский Б. А. Сравнительный анализ геохимических особенностей платформенных и геосинклинальных ультраосновных вулканических пород (на примере Маймечя-Котуйского региона и Камчатки).— Геохимия, 1976, № 6, с. 855—863.

23. Ланда Э. А., Марковский Б. А. Петрогеохимические особенности ультрамафических вулкаников и проблемы магматического петрогенезиса.— В кн.: Проблемы петрогенезиса и рудообразования, корреляция эндогенных процессов. Иркутск, 1979, с. 29.

24. Лукьянова Л. И. Пикритовые комплексы западного склона Урала. Автореф. канд. дис. Л., 1978. 22 с.

25. Марковский Б. А., Ланда Э. А. Ультраосновной вулканизм и некоторые общие проблемы генезиса гипербазитов.— Сов. геология, 1976, № 1, с. 103—114.

26. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геохимия пород ультраосновной вулканической провинции Камчатки.— Сов. геология, 1975, № 1, с. 70—82.

27. Метаморфизм докембрийских комплексов. Апатиты, 1976. 147 с. (Карел. фил. АН СССР).

28. Мирская Д. Д. Петрология метабазитов района Кейв (Кольский полуостров). Л., Наука, 1968. 167 с.

29. Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л. Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, № 4, с. 428—437.

30. Нагайцев Ю. В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л., 1974. 160 с. (Ленингр. гос. ун-т).

31. Наризнев В. В., Стеблова В. М., Давидзон Р. С. Об эффузивной природе и возрасте ультраосновных пород Северного Памира.— Сов. геология, 1977, № 4, с. 152—155.

32. Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. Петрология талнахских интрузий. Л., Недра, 1977. 235 с.

33. Породообразующие пироксены/Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко, В. А. Кутюлин. М., Наука, 1971. 454 с.

34. Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, Наука, 1973. 354 с.

35. Свириденко Л. П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Петрозаводск, 1974. 156 с. (Труды Ин-та геологии Карел. фил. АН СССР. Вып. 21).

36. Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. М., Наука, 1964. 218 с.

37. Типы трендов и изоморфных замещений в пироксенах авгитового ряда вулканических ассоциаций/Л. Н. Дуденко, И. Я. Центр, Н. А. Румянцева и др.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1977, № 4, с. 403—416.

38. Трехсвятская Т. Г., Ершова М. А. К вопросу происхождения серпентинитов в районе Дегтярского месторождения.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Т. 2. Свердловск, 1969, с. 39—47.

39. Ультраосновные и основные интрузии Печенги. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 357 с.

40. Ушакова Е. Н. Биотиты метаморфических пород. М., Наука, 1971. 344 с.

41. Фашии метаморфизма. М., Недра, 1970. 432 с.

42. Харман Г. Г. Современный факторный анализ. М., Статистика, 1972. 431 с.
43. Шкодзинский В. С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов на примере Алданского щита. Новосибирск, Наука, 1976. 222 с.
44. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л., Недра, 1969. 207 с.
45. Щербина В. В. К геохимии силикатных растворов.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1964, вып. 5, с. 537—544.
46. Щербина В. В. Особенности химизма гидротермального изменения вмещающих пород.— В кн.: Проблемы метасоматизма. М., Недра, 1970, с. 21—25.
47. Das B. K. Petrochemical study of pelitic schists and coexisting minerals of lower Kumaen Himalaya.— News Jahrb. Min. Monatsh, 1973, N 12, p. 17—27.
48. Hietanen A. Distribution of Fe and Mg between garnet, staurolite and biotite in aluminium-rich schist in various metamorphic zones north of the Idaho batholith.— Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 3, p. 422—456.
49. Mather J. D. The biotite isograd and the lower green schist facies in the Dalradian rocks of Scotland.— J. Petrol., 1970, v. 11, N 2, p. 110—121.
50. Okrush M. Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. Eine phasenpetrologische analyse.— Contribs Mineral. a. Petrol., 1969, v. 22, N 1, p. 32—72.
51. Reinhardt E. W. Phase relations in cordierite-bearing gneisses from the Ganoproque area, Ontario.— Canad. J. Earth. Sci., 1968, v. 5, N 3, p. 455—482.
52. Rivalenti G., Rossi A. Amphiboles and biotites of the hornblende gneisses in an area to the north-east of the fjord Qagssit, Frederikshab district, South-West Greenland.— Tschermarks. Mineral. u. Petrogr. Mitt., 1973, v. 20, N 1, p. 15—27.
53. Viljoen M. G., Vilhoen R. P. Evidence for the existence of a mobile extensive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht Group.— Geol. Soc. South Africa, 1970, spec. pub. 2, p. 87—112.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакторов	3
Введение. Основные задачи геохимии и математические методы их решения	5

ЧАСТЬ I

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СОСТАВА ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ

Глава 1. Элементы теории геохимических систем	9
1.1. Общая классификация систем	—
1.1.1. Необходимые определения	—
1.1.2. Типы геохимических систем	12
1.1.3. Петрохимические и геохимические системы	17
1.2. Типы трендов в простых системах	19
1.2.1. Петрохимические системы	—
1.2.2. Системы петрогенных и малых элементов	22
Глава 2. Методика эмпирического изучения вариаций состава геохимических систем	24
2.1. Исследование простых систем	—
2.2. Метрологические аспекты компонентного анализа простых систем	27
2.2.1. Ошибки собственных значений и собственных векторов положительно определенной симметричной матрицы	—
2.2.2. Погрешности собственных векторов и собственных значений ковариационной матрицы	29
2.2.3. Погрешности длины тренда и вариационных коэффициентов в одноосных системах	30
2.2.4. Погрешности длины тренда и вариационных коэффициентов в петрохимических системах	32
2.3. Анализ простых систем в режиме ковариационной и корреляционной матриц	35
2.4. Исследование сложных систем	36
2.4.1. Общая процедура	—
2.4.2. Разделение сложных систем на простые	38
2.4.3. Исключение бракованных анализов	—
2.5. Общая процедура анализа вариаций	39

ЧАСТЬ II

ИЗОМОРФНЫЕ СЕРИИ МИНЕРАЛОВ

Глава 3. Гранаты	44
3.1. Общие замечания	—
3.2. Классификация гранатов	50
3.3. Диагностика гранатов	57
3.4. Общие особенности вариаций состава гранатов	58
Глава 4. Моноклинные пироксены	61
4.1. Классификация пироксенов	—
4.2. Диагностика пироксенов	72
4.3. Общие особенности вариаций состава пироксенов	74
Глава 5. Амфиболы	75
5.1. Общие замечания	—
5.2. Классификация амфиболов	76
5.3. Основные выводы	93
Глава 6. Магнезиально-железистые слюды	94
6.1. Классификация слюд	—
6.2. Зависимость состава биотитов от условий их образования	104
6.3. Основные выводы	108

ЧАСТЬ III

СЕРИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 7. Тренды в кристаллических породах	109
7.1. Внутригрупповые тренды в метаморфических породах	—
7.2. Особенности вулканогенных образований Северной Монголии и Западного Забайкалья	115
7.3. Петрохимическая характеристика мафит-ультрамафитовых комплексов докембрия	117
7.4. Вариации химического состава вулканических ультрамафитов	120
7.5. Эволюция химизма метаанортозитового комплекса северо-восточной части Кольского полуострова	136
Глава 8. Вариации состава сложных метаморфо-метасоматических систем (на примере Кейвской зоны)	138
8.1. Краткая геолого-петрологическая характеристика метаморфических процессов	—
8.2. Петрохимическая классификация пород	141
8.3. Петрохимическая эволюция метаморфо-метасоматических колонок	158
8.4. История формирования Кейвской зоны	163

Глава 9. Геохимические особенности и критерии потенциальной рудоносности эндогенных образований	165
9.1. Трапповая формация северо-запада Сибирской платформы	—
9.2. Метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования Печенгской структуры	175
9.3. Сравнение геохимических особенностей пород северо-запада Сибирской платформы и Печенгской структуры	180
9.4. Геохимические особенности Кейвской зоны	184
Заключение	191
Список литературы	194

ЛЕОНАРД НИКОЛАЕВИЧ ДУДЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ
ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
Переплет художника В. Т. Левченко
Техн. редактор Н. П. Старостина
Корректор Л. Ю. Орлова

ИБ № 2911

Сдано в набор 12.05.81. Подписано в печать 15.09.81. М-42529.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 12,5. Усл. кр.-отт. 12,5. Уч.-изд.
л. 13,73. Тираж 600 экз. Заказ № 187/479. Цена 2 р. 30 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171,
Ленинград С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного
Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга»
им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном
комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной
торговли.
190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3678