

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

*Препринт № 1*

А. Ф. Белоусов

**ПОПУЛЯЦИОННО-ВИДОВАЯ  
СТРУКТУРА ФОРМАЦИЙ  
ГОРНЫХ ПОРОД**

НОВОСИБИРСК 1989

Белоусов А.Ф. Популяционно-видовая структура формаций горных пород. - Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. - 48 с. (Препр./ Институт геологии и геофизики СО АН СССР; №1).

Рассматривается композиционная структура геологических формаций с точки зрения общей популяционно-видовой модели воспроизведения.

После специального истолкования фазового механизма воспроизведения изучаемых горных пород и их популяций удастся найти устойчивые (фенотипические) видовые признаки и с их помощью выделить видовые или квазивидовые группы пород. Выделение популяций горных пород как естественных местных, а квазивидовых групп - как естественных общих таксономических единиц перспективно в многоцелевом плане, при решении познавательных и прикладных задач.

Работа представляет интерес для всех исследователей, занимающихся природными ассоциациями горных пород.

## ПРОБЛЕМНАЯ СИТУАЦИЯ

В развиваемом советскими геологами учении о геологических формациях научные определения предмета, систематика, рабочие методики разрабатываются обычно изолированно в геологии экзогенных пород, магматической, метаморфической, рудной. В формационном анализе осадочных пород и кор выветривания по сложившейся традиции мало используются методологические результаты изучения магматитов и метаморфитов, в частности концепция горной породы как минерального парагенезиса, опыт учета физико-химических предпосылок и стехиометрии породообразования, опыт построения корректных петрографических и формационных систематик по составу и структуре пород. Для рудных объектов в качестве исходной вещественно-структурной единицы при формационных построениях берется обычно не горная порода (или руда), а некоторая содержащаяся в рудах минеральная или геохимическая компонента; в других случаях за исходную единицу берется месторождение. Это типичные неувязки узкодисциплинарной ориентации. В результате названные направления формационного анализа фактически не объединены общей базовой категорией, с помощью которой можно было бы развить непротиворечивую общую концепцию горнопородных формаций, включая рудные, и попытаться разработать общую их систематику.

Преимущественно все-таки в качестве исходной категории формационного исследования берется горная порода, и геологическая формация рассматривается как ассоциация или парагенез горных пород (Шатский, 1965; Кузнецов, 1964 и др.). Горная порода мыслится при этом довольно расплывчато, в виде естественного геологического тела относительно небольших масштабов или как проба, взятая в некотором элементарном, искусственно выбранном объеме.

Специальный анализ (Белоусов, 1987) показал, что при достаточно строгих исходных формулировках относительно фазового механизма новообразования пород можно ввести и практически применить унифицированное понятие горнопородного индивида. Однако не очевидно, что именно горнопородный индивид (или представляющая его проба) всегда является наилучшим исходным уровнем для формационных построений. В качестве возможных отправных единиц этих построений привлекают внимание также более крупные и сложные, многопородные образования. Так, В.В.Белоусов (1962) определил формацию как комплекс фаций осадочных толщ, В.Е.Хайн (1950) — как сочетание парагенетически связанных литофаций. Н.С. Шатским (1965 и др.) выдвинуто представление о "парагенетических группах" горных пород как о составной части осадочных формаций. Эти формации в последние годы часто рассматривают как системы, состоящие из ритмичных более или менее сложных породно-слоевых комплексов. Интерес к укрупненным надпородным образованиям в качестве составных частей геологических формаций возник, очевидно, из практики широкомасштабных геолого-формационных обобщений.

Новый подход, базирующийся тоже на укрупненных базовых единицах, предложен в 60-х годах при формационном изучении магматизма. Внутри магматических формаций было предложено выделять "породные группы" (Белоусов, 1967, 1976; Кузнецов и др., 1976), имеющие популяционный смысл (Белоусов, 1979). Представление об этом особом уровне организации минерального вещества выдвинуто с учетом широко внедряющейся в научный обиход междисциплинарной категории популяций.

Этот подход представляется весьма перспективным для исследования композиционной структуры горнопородных формаций вообще, и ему посвящена предлагаемая работа.

## ПОПУЛЯЦИЯ КАК ОБЩЕНАУЧНОЕ ПОНЯТИЕ

Термин "популяция" давно утвердился в биологии для обозначения одновидовых совокупностей организмов. Популяциями в биологии называют также культуры односортовых клеток и тканей.

В последние десятилетия тот же термин начинает использоваться в разных областях наук, например, для серий фундаментальных частиц одного сорта в экспериментах, для природных совокуп-

ностей индивидов одного минерала, ассоциаций близкородных горных пород (rock populations), для совокупностей близкородных геологических образований вообще (geologic populations; Krumbain, Graybill, 1965). Тот же термин используется иногда для обозначения ассоциирующихся однородных предметов культуры, социальных образований (психопопуляции и т.п.).

Сегодняшний интерес к понятию популяции связан в значительной мере с математической обработкой естественно-научных данных, для которой требуется обобщенное представление о базовом объекте. При содержательной интерпретации этого объекта уже нельзя обойтись лишь формальными математическими понятиями, такими как "выборка", "генеральная совокупность", "кластер" и т.п. В этих целях оказывается удобным и эффективным как раз понятие популяции. В наиболее "мягкой" трактовке популяция - это совокупность близкородных, стандартных в каком-то отношении объектов, вероятно, не являющаяся смесью разнородных образований. Тем самым дается первая содержательная трактовка популяции. Дальше истолкование может быть углублено генетически, например так, что рассматриваемая совокупность является одновидовой, т.е. популяцией в строгом смысле. Познавательные возможности категории популяции ярко видны из опыта биологии, где классификационная и оценочная работа, генетическое и экологическое истолкование, прикладные мероприятия соотносятся с базовой, популяционно-видовой структурой изучаемых объектов. То же справедливо на уровнях химических соединений, химических элементов, элементарных частиц; мир "индивидуальных веществ", "сортов частиц" фактически тоже описывается с позиций популяционно-видовой структуры.

Так называемый популяционный анализ (population analysis; Schlenker et al., 1978) используется в минералогии. Под ним подразумевают выявление обособленных устойчивых пиков значений кристаллохимических параметров для смеси реальных соединений и увязку пиков с видами этих соединений с учетом структуры кристаллохимических связей ионов. Развивается популяционное типологическое изучение минералов (Pupin, 1980; Caironi, 1986; Skibld, 1986), где за основу берутся специфические признаки локальных популяций минерального вида, указывающие на особенности условий образования. Специфичная локальная популяция циркона, например, является наиболее однородным и корректным объектом радиологической датировки.

В геохимии, где исследование ведется в основном по анализу проб горных пород и руд, подчеркивается фундаментальная роль концепции популяций (Govett, 1983).

Сказанное дает основание считать популяции и популяционную структуру важной общенаучной познавательной категорией.

Важно подчеркнуть, что популяционная (популяционно-видовая) структурная модель плодотворна во многих отношениях, т.е. как многоцелевая.

#### Моды значений признаков в выборочных совокупностях

Ключевым показателем при математико-статистическом выявлении кластеров и популяций в произвольных совокупностях проб следует считать моды (максимумы, пики) в распределении значений признаков. Для горных пород этими признаками обычно являются композиционные (состав) и структурные, а также петрофизические.

Воображаемое пространство, точки которого суть значения признаков изучаемых объектов (в нашем случае - горных пород, их проб) называется **признаковым пространством**. В нем и исследуется наличие и положение кластеров и мод.

Под названием моды в статистике чаще всего подразумевают центр сгущения (максимальной плотности) точек значений количественных признаков в одно-, дву- или трехмерном признаковом пространстве (соответственно пики на гистограмме, сгущения на двумерной или объемной диаграмме). В симметричных распределениях мода совпадает со значением среднего. Группу точек в районе сгущения около моды иногда именуют **модальной группой**.

Модальными группами можно считать обособленные пробелом либо плотностным минимумом "рои" точек. В многомерных признаковых пространствах выделение подобных сгущений можно провести с помощью машинной обработки данных.

Мода - один из статистических параметров, выражающих центральную тенденцию распределения случайных величин. Причем это универсальный параметр, поскольку он применим и к нульмерному случаю признакового пространства - с неколичественным (качественным) признаком (Афифи, Эйзен, 1982). В случае качественного признака

нака мода – это просто численность объектов (точек), обладающих одним и тем же значением (наименованием) качественного признака.

### Кластеры

При математической (цифровой, графической) обработке сводной выборки анализов проб, характеризующих сложный горнопородный объект, можно выделить дискретно обособляющиеся в признаковом пространстве подсовокупности – кластеры. Дискретное обособление в общем случае означает, что точки данного кластера сгруппированы около его собственной моды, отделенной от мод других кластеров. От соседних кластеров иногда отделен разрывом (пробелом), чаще лишь плотным минимумом в распределении точек, имея с соседями "зону перехода". Любая такая зона может оказаться зоной смещения отдельных популяций в результате так называемой статистической трансгрессии признаков. Дополнительным критерием дискретной обособленности кластера может быть угловое пересечение его с соседними в рассматриваемом признаковом пространстве.

Математические процедуры выявления кластеров разнообразны. На основании одиночных (одномерных) признаков кластеры выявляются: по обособлению различающихся статистических мод (максимумов) на кривой плотности вероятности распределения или гистограмме; по обособлению разрозненных гладких участков на кривых функции распределения (кумулятивных кривых), разрозненных прямолинейных участков логарифмической функции распределения. В дву- и трехмерном признаковом пространстве кластеры выделяются по обособлению соответствующих максимумов плотности размещения точек значений признаков на плоскости или в объеме.

В отличие от процедуры выявления мод или модальных групп, при кластеризации требуется разделение всех объектов (проб) между кластерами. Обычно для этого используются машинные расчеты. Кластеры могут быть разделены по линейным многомерным показателям (линейные дискриминантные функции, факторные координаты). Эффективным методом кластеризации смешанных совокупностей является многомерный динамический кластер-анализ (Белоусов, Вакуленко, 1986). Для разделения объектов по кластерам могут быть использованы также методы распознавания образов.

При кластеризации горнопородных объектов требуется в об-

шем случае перебор измеренных количественных химических, минералогических, структурно-петрографических, петрофизических признаков и их комбинаций. Этот эвристический перебор должен включать в себя также перебор нормативно-минералогических и других пересчетных характеристик (например, числовых отношений окислов), которые могут оказаться более чувствительными при кластеризации.

Должны быть найдены показатели, четко выявляющие кластерную структуру выборки. Особо примечательны те признаки, которые дают более дробное разбиение на кластеры, выражающие собой малые локальные популяции.

В случае качественных признаков кластер выражен просто группой объектов с одним и тем же признаком или одинаковым их набором. Для горных пород отличием может быть присутствие специфичного минерала либо специфичной минеральной ассоциации.

Значимая неоднородность выборки проб горных пород и распадение ее на кластеры, установленные по признакам состава, структуры и физическим свойствам, свидетельствуют в пользу того, что изучаемая совокупность пород представляет собой смесь популяций, и поэтому валовое изучение ее может оказаться некорректным и во всяком случае не будет достаточным.

Кластеризация сводных выборочных совокупностей – необходимый этап изучения комплексов горных пород. Она позволяет наметить естественные локальные группы горных пород, которым можно дать популяционную трактовку и использовать в качестве базовых единиц при дальнейшем исследовании. Как уже отмечено, эти единицы имеют многоцелевой интерес.

## СИСТЕМА ВОСПРОИЗВЕДЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

Ключевой моделью для изучения популяционно-видовой структуры является обобщенная схема воспроизведения (тиражирования), которую можно назвать также популяционно-видовой моделью (Белоусов 1986а, б; 1987; Белоусов, Красавчиков, 1986). Систему воспроизведения можно записать как кортеж  $S = \langle K, \theta_0, r, I_0 \rangle$ , где  $K$  – дискретный стандартный управляющий (кодовый) элемент со свойствами  $X_1$ ;  $\theta_0$  – среда в критическом интервале состояний, на которые способен откликаться элемент  $K$ ;  $I_0$  – идеальный индивид, характеризующийся устойчивыми (видовыми фенотипическими) признаками



$Y_i; f$  - некоторая функция, которую можно толковать как функцию считывания кода или физический оператор.

В случайных условиях среды  $\theta$  будем иметь значения функции

$$f(K, \theta) = \begin{cases} I_0, & \text{если } \theta = \theta_0 \\ \emptyset, & \text{если } \theta \neq \theta_0, \end{cases} \text{ где } \emptyset - \text{пустое множество.}$$

Как видно, индивид  $I_0$  в первом случае реализуется, во втором - нет.

Элемент  $K$  как код находится в логическом однозначном отношении с видовым фенотипом индивида  $I_0$ , который можно интерпретировать как результат декодирования кода  $K$  в процессе воспроизведения.

Совокупность индивидов  $I_0$ , формирующихся на основе стандартных элементов  $K$ , является идеальной видовой популяцией  $P_0$ ; значения одноименных признаков индивидов, принадлежащих к ней, совпадают. Для реальных индивидов  $I$  реальной популяции  $P$  не исключено совпадение значений некоторых признаков  $Z_i$ , в число которых входят признаки  $Y_i$ , а в общем случае для  $P$  следует ожидать наличия глобально устойчивых мод (максимумов) в статистическом распределении значений некоторых признаков; к этим модам должны тяготеть значения соответствующих признаков у реальных индивидов  $I$ . Обособляющиеся устойчивые моды, таким образом, можно использовать для выявления видовых популяций (видов).

Локальная популяция  $P_1$  - часть популяции  $P$ , обособленная дискретно в пространственных координатах  $R^3$  и (или) во времени  $t$ , либо имеющая обособленную моду в пространстве видовых фенотипических признаков  $Y_i$  или значений тех признаков  $Z_i$ , которые не совпадают с  $Y_i$ . Таким образом, локальная популяция может иметь свои чисто локальные отличительные признаки.

Из модели следует, что популяция может строго интерпретироваться в качестве видовой лишь в случае, когда для неё расшифрован устойчивый, стандартный управляющий элемент и, следовательно, объяснен видовой фенотип. В предыдущих работах автора (Белосусов, 1986а, б; 1987) модель воспроизведения конкретизирована для горных пород. Основные результаты, касающиеся формирования горнопородного индивида, сводятся к следующему.

1. При аккумуляции горной породы управляющим структурным элементом  $K$  всегда является некоторая уже существующая фазовая поверхность. Её свойства  $X_i$  таковы, что потенциально обеспечивают отбор и высадку на ней того твердофазного материала и в тех пропорциях и структурных отношениях, которые выражены в фенотипе

$Y_1$  горной породы. Если образование новой породы идет путем замещения внутри горнопородного массива (метасоматоз, сплошной метаморфизм и т.п.), то роль управляющего элемента выполняет контакт между новообразуемой и реликтовой породами. С этим контактом совпадает или соседствует критическая поверхность (фронт) изменения состояния среды, в тылу которой сохраняются условия  $\theta_0$ , благоприятные для нарастания новообразуемой породы, в том числе значения поля концентраций или напряжений, энергетический потенциал частиц, химическая активность компонентов, необходимые для образования нового агрегата горной породы.

2. Под контролем управляющей фазовой поверхности универсальным первичным индивидом любой новообразованной горной породы оказывается слой, являющийся исходной формой для всех первичных и вторичных дискретных форм (индивидов) горных пород.

3. Прекращение роста горнопородного слоя с оформлением завершающей его дискретной границы предопределено, как правило, выходом состояния среды  $\theta$  за пределы интервала  $\theta_0$ , благоприятного для высадки новообразуемого агрегата; иногда причиной оказывается утрата управляющих свойств  $X_1$  фазовой поверхностью. Вторичными для горнопородного индивида могут быть границы денудационные и деформационные.

Автором был выдвинут тезис о применимости популяционно-видового расчленения для любых горнопородных формаций (Белоусов, 1979а,б, 1985, 1987; Осадочные породы ..., 1987). Наименьшими горнопородными частями этих формаций являются дискретные элементарные тела (индивиды) горных пород, а укрупненными — популяционные единицы. Популяционно-видовая структура горнопородных формаций представляется фундаментальным звеном их вещественной композиции, которое не привлекало до сих пор должного внимания.

Вид как совокупность со стандартным элементом, управляющим воспроизведением индивидов, и популяция как одновидовая совокупность — весьма строгие идеальные категории. При практическом применении популяционно-видовой модели неизбежно приходится использовать приближения к ней.

#### Популяционно-видовое истолкование кластеров

Любая глобальная видовая популяция (вид) состоит из набора локальных; в крайнем случае она сводится к единственной локаль —

ной популяции. Правомерным первым предположением относительно выявленного кластера будет такое, что он выражает некую локальную популяцию.

Кластеру нередко удается сопоставить конкретное тело, пачку, толщу однообразных пород, породы отдельной фазы внедрения в интрузии или отдельной вулканической постройки, породы группы сближенных пластов в разрезе, сближенных или одинаково ориентированных даек на участке и т.д. Тогда локальная популяция горных пород получает конкретную пространственную и стратиграфическую или геохронологическую привязку.

Если две популяции принадлежат к разным видам, то их суммарное различие, отмеченное разницей мод значений некоторых признаков, включает в себя отличие по видовому фенотипу и кроме того, в принципе, какую-то значимую разницу по чисто локальным признакам. Для двух популяций одного и того же вида разница мод выражена лишь по локальным признакам, которые, как правило, не предсказуемы. Например, магмы ассоциирующихся двух групп базальтов с разрывом по концентрациям ряда примесных химических элементов могли образоваться в двух отдельных участках верхней мантии с разной концентрацией этих элементов. Это отличие не зависит от механизма воспроизведения базальтовых магм и не является фенотипическим. Но оно свидетельствует об обособленности источников и, следовательно, о самостоятельности этих двух локальных популяций. Локальные отличительные признаки могут оказаться важными при прослеживании и прогнозе рудоносности, если с одной из популяций связаны руды. Те же локальные метки можно использовать в качестве стратиграфических маркеров, если обладающая ими популяция пород имеет стратиграфическую привязку.

Методологическая важность категории популяций состоит в том, что она ориентирует исследователя на выявление дискретно обособляющихся подсовкупностей в изучаемой природной совокупности и на дальнейшее изучение их как естественных единиц. Этот подход имеет большие познавательные преимущества по сравнению с валовым изучением смесей, а также искусственно выделенных классов объектов. Так, моды или кластеры в изучаемых смешанных выборках выявляются по определенному, конечному набору признаков, поэтому проведенная кластеризация совокупности в известном смысле окончательно, однозначна. Не так дело обстоит с популяционным разби-

нием той же совокупности. Если, например, в выборке анализов горных пород обнаружены две статистически значимые моды (два кластера), нельзя утверждать, что мы имеем две популяции в строгом смысле. Не исключено, что большее число мод (кластеров) выявится по неучтенным признакам. Можно утверждать лишь, что здесь мы имеем не меньше двух локальных популяций.

Кластер — это практически лишь возможная популяция; он может оказаться смесью локальных популяций одного вида и даже разных видов. Лишь после уточнения механизма воспроизведения рассматриваемой совокупности она может свестись к одной популяции — видовой группе, запрограммированной на стандартном кодовом (управляющем структурном) элементе. Применительно к макрофизическим образованиям, таким как горные породы, сама "стандартность" этого элемента не всегда может быть представлена строго; иногда ее можно толковать лишь как близкое сходство, однотипность, взаимозаменяемость управляющих структурных элементов. Например, группа магматических базитовых пород воспроизводится на взаимозаменяющихся в вертикальном профиле верхней мантии и коры котектиках типа клинопироксен-гранат, клинопироксен-плаггиоклаз, клинопироксен-ортопироксен-плаггиоклаз, клинопироксен-амфибол-плаггиоклаз.

Полезным рабочим понятием, связанным с идеальной популяцией — онно-видовой моделью, будет понятие квазивидовой группы, как возможной совокупности близких видов или, в пределе, одновидовой. Именно такие соображения были взяты автором и рядом других исследователей в основу выделения так называемых породных или петрографических групп вулканитов и плутонических горных пород (Белоусов, 1976; Кузнецов и др., 1976; Белоусов и др., 1982, 1983 и др.). Конструктивность этих единиц при классификации, описании, геолого-тектоническом, петрогенетическом и металлогеническом истолковании магматических формаций показана в ряде крупных региональных и обзорных работ по магматизму.

#### Выборочные и целевые популяции

Природная популяция минералов или горных пород доступна исследователю обычно не целиком, а через ее подсовокупность — не-

посредственно изучаемую выборку. Выборка, составляющая часть популяции, может толковаться как выборочная популяция, или популяция проб ( sample population; Govett, 1983 ). Сама природная популяция (как генеральная совокупность), относительно которой хотят сделать выводы, называется целевой популяцией ( target population ). Первичная проба обычно включает некоторую смесь минеральных зерен, а нередко и горнопородных индивидов (слоев или иных тел).

При исследовании, ориентированном на выявление популяционной структуры горнопородных образований, прежде всего следует макроскопически и микропетрографически разграничить горнопородные индивиды – как первичные (слои и другие дискретные первичные формы), так и вторичные (денудационные остатки слоев и других первичных тел, деформационные их отторжения и т.п.).

Для характеристики крупного горнопородного индивида (тела) может понадобиться серия проб. Проба неполноценна, если она представляет собой смесь явно и резко различающихся горнопородных индивидов. Проба для количественно-минералогического или химического анализа не должна выходить за пределы макроскопически и петрографически однородного тела, не должна объединять явно разнородные слои, заведомо разновидовые индивиды (например, карбонатные и глинистые прослои). Соблюдение указанных предосторожностей позволит свести к минимуму число смешанных проб.

Переход от выборки проб к целевой популяции требует применения достоверных математико-статистических оценок и, как показано выше, соблюдения определенной логики, связанной с особенностями теоретической модели системы воспроизведения (популяционно-видовой модели), а также с неоднозначностью перехода от математических объектов исследования (выборочная мода, кластер) к естественным популяционным объектам.

## ГОРНОПОРОДНАЯ ФОРМАЦИЯ КАК ПАРАГЕНЕЗ

В очень распространенной так называемой парагенетической трактовке геологическая формация определяется как парагенез горных пород (Шатский, 1965; Кузнецов, 1964 и др.). Термин "параге-

нез" в формационных работах применяется обычно для обозначения совокупностей как угодно выделенных горных пород. Однако в таком смысле этот термин излишен, ибо не несет особой познавательной нагрузки по сравнению, например, с терминами "ассоциация", "совокупность".

Понятие парагенеза проявило самостоятельную познавательную ценность в геохимии, минералогии, при анализе природных минеральных ассоциаций в рудах и горных породах. Современная петрография становится, по существу, наукой о минеральных парагенезах. Парагенезы стали, в частности, основой современного направления, изучающего типоморфизм минералов — феноменологические признаки минералов как индикаторы условий образования этих минералов и включающих горных пород. В петро- и геохимии исследуются парагенезы химических элементов (Вистелиус, 1963), путем выявления корреляционных связей между ними. Суммируя эти результаты можно заключить, что парагенетический анализ как самостоятельное направление — это изучение природных совокупностей, состоящих из естественных дискретных элементов.

В минеральных парагенезах составляющими элементами являются минеральные виды, минеральные индивиды и т.п. Специфическая познавательная ситуация здесь как раз и заключается в том, что мы имеем совокупность дискретно обособленных, явно индивидуализированных образований, которые тем не менее ассоциированы между собой. Отсюда возникают нетривиальные исследовательские задачи: в каком наборе, в какой последовательности, каким путем и почему ассоциировались эти самостоятельные элементы. Конечно, должен быть решен и не всегда простой вопрос выявления самих дискретных составляющих. Упомянутые парагенетические задачи попросту отсутствуют в случае, если рассматриваются совокупности произвольно выделенных исследователем, номинальных таксонов пород, например, условно выделенных петрохимических классов. Формально ничто не препятствует тому, чтобы описать ассоциацию через условные классы. Но эти последние — только результат искусственной дискретизации целого, которое можно вполне успешно описать и без такой дискретизации, например, с помощью статистик непрерывного распределения содержаний петрохимических компонентов или содержаний минералов. Таким образом парагенез — это пространственно-временная ассоциация естественно дискретных объектов.

Элементами парагенеза горных пород могут быть прежде всего участки (разновидности) пород, отличающиеся появлением того или иного минерального вида или ингредиента (нефелиновые сиениты, "гнезда" с рудным минералом и т.п.), а также дискретно ограниченные субагрегаты в породах. Элементами парагенеза могут служить также относительно простые дискретные породные тела (слои, конкреции, лавовые потоки, интрузивы, жилы и т.п.). Указанные объекты выступают в роли горнопородных индивидов.

Укрупненными элементами парагенеза горных пород могут быть также локальные популяции и квазивидовые группы горных пород, рассмотренные в принципиальных чертах выше. Основными универсальными парагенетическими составляющими горнопородных формаций следует считать горнопородные индивиды, локальные популяции, квазивидовые группы. Как элементы парагенеза могут рассматриваться также дискретно ограниченные сложные тела, тоже являющиеся составными частями формаций.

В частных случаях в качестве дискретных элементов парагенеза могут представлять интерес характерные структурные комбинации слоев - ритмические и другие.

#### Твердые полезные ископаемые как горные породы

Рудные (руды) и нерудные твердые полезные ископаемые - это геолого-экономические объекты, выделение которых связано, с одной стороны, с их геологическими особенностями, а с другой - с достигнутым технологическим уровнем добычи и переработки и состоянием экономической конъюнктуры. Однако твердое полезное ископаемое в намеченных геолого-экономических границах, даже искусственных, не перестает быть горной породой.

Горная порода нередко представляет собой полезное ископаемое целиком (строительные камни, горючие твердые ископаемые и т.д.). Сплошными, массивными являются нередко руды базовых металлов (цветных, железа). Горнопородный минеральный агрегат слагает отдельные рудные слои, гнезда, самородки и т.п. Рудами будущего, по-видимому, станут комплексно, целиком перерабатываемые горные породы. Руда, в которой полезный компонент связан лишь с отдельными минеральными составляющими, тоже всегда может быть

описана, классифицирована и интерпретирована как специфическая горная порода. Тем самым будет дана петрографическая и петрогео-нетическая привязка полезного компонента.

Отмеченные обстоятельства хотя и тривиальны, но сохраняют острую актуальность в методологическом плане. Дело в том, что при разработке представлений о рудных формациях удивительным образом обойден тот уникальный задел по детальной петрографии рудных и других твердых ископаемых, который накоплен в геологии месторождений. Горная порода (руда) фактически не стала отправной категорией рудно-формационных построений, в том числе и детальных. За основу обычно берутся геохимические или минералогические ассоциации в рудах, а затем при обзорном изучении, минуя горно-породный уровень, сразу рассматриваются в качестве составных частей рудной формации сложные объекты-месторождения.

### КВАЗИВИДОВЫЕ ГРУППЫ В КОМПЛЕКСАХ ГОРНЫХ ПОРОД

Популяционно-видовую структуру горнопородных ассоциаций мы рассмотрим по некоторым главным их типам, которые будем выделять по характеру механизмов воспроизведения.

#### Аккумулятивные (первичные) породы

Таковыми будем считать горные породы, минеральный агрегат которых образован путем кристаллизации либо высадки твердых частиц на "свободную" фазовую, как правило, твердофазную поверхность из флюидной среды (природного расплава, водного раствора, воды, воздуха).

#### Магматогенные породы

Для магматических формаций вопрос о квазивидовых группах пород многократно обсуждался автором. Выявлено сравнительно небольшое число квазивидовых групп ортомагматических горных пород, имеющих силикатные магмы аналогичного химического состава (см. таблицу). К и с л а я группа (гранитоиды, риолиты, дациты) опирается на котектики (эвтектики) свободного кремнезема с поле-



выми шпатами или заменяющими их другими щелочными глиноземистыми фазами. Щелочно-салическая группа (сиениты, трахиты, фонолиты) – на котектики щелочных алюмосиликатов (полевые шпаты, фельдшпатаиды, слюды). Базитовая (габброиды, диориты, базальты, андезитойды) управляется в основном котектиками клинопироксена или амфибола со щелочноземельными и реже щелочными глиноземистыми минералами – полевыми шпатами, гранатом и др. Субультрамафитовая группа (пироксениты, субмеллапикритойды) базируется существенно на котектиках клинопироксена с другими низкоглиноземистыми фемическими фазами. Ультрамафитовая группа (перидотиты, меллапикритойды) пред-

Моды составов некоторых квазивидовых групп магматических пород

Группа	Положение мод		
	качественно-минералогических	петрохимических (при исключенных летучих), мас. %	
I	2	3	
Вулканические	Риолитоидная	Кварц, полевые шпаты	$0 \leq \text{MgO} \leq 2$ $64 \leq \text{SiO}_2 \leq 78$ $11 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 17$
	Трахитоидная	Щелочной полевой шпат	$54 \leq \text{SiO}_2 \leq 65$
		Фельдшпатаиды	$16 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 22$ $0 \leq \text{MgO} \leq 2$
	Базальтоидная	Клинопироксен, плагиоклаз	$45 \leq \text{SiO}_3 \leq 61$ $12 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 22$ $2 \leq \text{MgO} \leq 10$
	Субмеллапикритойдная	Клинопироксен, ортопироксен	$40 \leq \text{SiO}_2 \leq 60$ $7 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 12$ $8 \leq \text{MgO} \leq 22$
Меллапикритойдная	Оливин	$30 \leq \text{SiO}_2 \leq 43$ $1 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 10$ $22 \leq \text{MgO} \leq 36$	

	I	2	3
П л у т о н ч е с к и е  К у м у л а т ы	Габброидная	Клинопироксен, плагиоклаз	$42 \leq \text{SiO}_2 \leq 54$
			$10 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 24$
			$4 \leq \text{MgO} \leq 15$
	Гарцбургито- вая	Оливин, ортопироксен	$42 \leq \text{SiO}_2 \leq 50$
			$0 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 5$
			$36 \leq \text{MgO} \leq 45$
	Анортозитовая	Плагиоклаз	$48 \leq \text{SiO}_2 \leq 55$
			$25 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 30$
			$0 \leq \text{MgO} \leq 2$
	Троктолитовая	Оливин, плагиоклаз	$42 \leq \text{SiO}_2 \leq 48$
			$10 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 18$
			$14 \leq \text{MgO} \leq 22$
Ортопироксени- товая	Ортопироксен	$51 \leq \text{SiO}_2 \leq 55$	
		$1 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 6$	
		$30 \leq \text{MgO} \leq 35$	
Клинопироксе- нитовая	Клинопироксен	$42 \leq \text{SiO}_2 \leq 54$	
		$0 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 10$	
		$13 \leq \text{MgO} \leq 29$	
Верлитовая	Клинопироксен, ортопироксен	$41 \leq \text{SiO}_2 \leq 50$	
		$0 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 7$	
		$25 \leq \text{MgO} \leq 38$	
Дунитовая	Оливин	$37 \leq \text{SiO}_2 \leq 48$	
		$0 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 5$	
		$39 \leq \text{MgO} \leq 49$	

определена низкоглиноземистыми котектиками оливина и ортопироксена и плавлением или кристаллизацией избыточного оливина.

Ясная обычно обособленность мод состава кислой, щелочносалической, базитовой групп пород объяснима в основном тем, что этими ортомагматическими группами унаследуются особенности ра-

нее сформированных квазивидовых групп самих магм, выплавляемых на основе тех же дискретных котектик и отделяемых путем порционного, дискретного фракционирования. Композиционные минимумы или разрывы между группами магм обусловлены перерывом плавления после исчерпания предыдущей котектики минералов, продуцирующих расплав, до начала плавления следующей, более высокотемпературной котектики (Fresnall, 1969).

Субультрамафитовая группа (пироксениты) и ультрамафитовая (перидотиты) лишь отчасти отвечают квазивидовым группам магм соответствующего состава: часто в расслоенных плутонах они оказываются продуктами фракционной кристаллизации базитовой или субультрамафитовой магмы, содержащей по тем или иным причинам избыток компонентов пироксенов или оливина.

Магматические породы, образованные отсадкой избыточных минералов из магмы, называются кумулусными (кумулятами). В отличие от полиминеральных ортомагматических пород, близких к завершающим низкотемпературным котектикам (эвтектикам), кумулаты часто связаны с высадкой единственного избыточного минерала, например, оливина (дунитовая группа), ортопироксена (ортопироксенитовая группа), плагиоклаза (анортозитовая группа) и др. Но иногда это продукты отсадки минералов биминеральной котектики (например, оливино-плагиоклазовые породы - троктолитовая группа) или более сложной. Анхимономинеральные (некоторые амфиболиты) и более сложные высокотемпературные породы (гарцбургитовая группа; см. таблицу) могут представлять собой так называемые реститы - тугоплавкий остаток после отделения менее фемических магм. Примеры использования методов кластеризации для выделения квазивидовых групп магматических пород приведены в ряде публикаций (Белоусов, Вакуленко, 1986; Соцава, Мишин, 1986; Агафонов и др., 1987 и др.).

При плавлении управляющая роль минеральной котектики состоит в том, что система химически сопряженных поверхностей зерен минералов, плавящихся совместно, дозирует состав выплавки. Мода состава последней отвечает составу плавящейся минеральной котектики и принципиально, структурно определяется видами минералов и сильно зависимой от видового состава котектической пропорцией. Последняя зависит также от условий (интенсивных параметров) среды, но удерживается в некоторых пределах, свойственных данному котектическому набору минералов. Пропорция в каждый момент почти

не зависит от набора и состава тугоплавких минералов, еще не втянутых в котектику, т.е. сохраняется при широких вариациях валового состава (экстенсивных параметров) системы.

Кристаллизация начинается с избыточного, пересытившего расплава соединения (минерала), затем последовательно кристаллизуются котектики, вплоть до предельной (эвтектической). Кристаллические первовыделения в расплаве, по-видимому, возникают флуктуационно, в виде зародышей, а затем включаются в управление процессом кристаллизации. В кристаллизующемся расплаве как существенно закрытой системе вступление в котектику нового минерального вида вынуждается и регламентируется кристаллизацией более ранних минералов, которая повышает относительное содержание в расплаве нерасходуемых компонентов. Избыточный минерал или котектика теперь обеспечивают через свои фазовые поверхности дозированную высадку своих химических компонентов из расплава.

Составами отделяемых минералов и котектик определяются статистические моды составов пород — кумулат и ортомагматитов (см. таблицу). Эти моды тем отчетливее, чем меньше проявлено смешение и чем сильнее проявлено фракционирование кристаллов в магме.

При кристаллизации магматических пород нарастание слоев идет частью путем кристаллизации на стенках камеры или от охлаждаемой свободной поверхности лавы, частью — путем гравитационной отсадки кристаллов на дно камеры, изредка — путем флотации кристаллов под кровлю. В камерах то и другое приводит к минералогическому и химическому фракционированию вещества, если процесс не прерван быстрой закалкой. Для роста магматогенного слоя необходимо, чтобы фронт кристаллизации совпадал с фазовой поверхностью стенки камеры или отстоял от нее в сторону расплава; кристаллы, окруженные расплавом, фракционируются гравитационно, оседая или всплывая.

Зона частичной кристаллизации магмы могла занимать всю или часть камеры плутона (Шарков, 1980 и др.). Верхняя граница этой зоны — фронт начала кристаллизации — соответствует изотерме начала кристаллизации минерала или котектики.

Ниже отмеченного фронта расположен фронт агрегации кумулата — поверхность, под которой соприкасающиеся и опирающиеся

друг на друга кристаллы составляют около 70–75 % объема всей массы и образуют трехмерный каркас (так называемый адкумуляс). Нижняя граница зоны частичной кристаллизации отвечает изотерме солидуса межзернового расплава. На ней исчезают последние порции расплава, отвечающие некоторой локальной конечной эвтектике.

Фракционирование кристаллов зависит от свойств минералов и их поверхности (плавкость, растворимость в расплаве, плотность, размеры, форма, смачиваемость и др.) и от свойств расплава (вязкость, конвективные свойства). В магматических системах ультраосновного и основного состава оно часто бывает проявлено видимым минералогическим расслоением и полиmodalностью минерального и химического состава. В салических магмах фракционирование подавляется высокой вязкостью расплава.

Сказанное об управляющей роли избыточных минералов и котектик, которая предопределяет обособленные моды состава и кластеры магматических пород, сохраняет силу и в кристаллизирующихся системах с высокофлюидной средой.

#### Аквагенные химические осадки

Здесь рассмотрим горные породы, образованные путем химической высадки на свободную, обычно твердую фазовую поверхность из высокофлюидной, существенно водной среды. Сюда же относятся льды. Средой являются низко- и высокотемпературные минерализованные воды, иногда в надкритической фазе, пресная вода. Агрегат в высаживающихся слоях может быть кристаллическим, иногда твердоаморфным (гель кремнезема и т.п.). Аквагенные химические осадки иногда заполняют полости в горных породах (жилы и гнезда выполнения).

К необходимому для кристаллизации увеличению химического потенциала (активности) растворенного вещества и пересыщению им среды обычно приводят спад температуры и давления, приток концентрированного раствора, иногда выпаривание, изменение кислотности – основности, окисленности – восстановленности среды и т.п. Фронт кристаллизации может совпадать с поверхностью, на которой она идет, или оставлять эту поверхность в тылу; тогда кристаллизация может идти во флюиде, и кристаллы фракционируются гравитационно. Сам рост кристаллов происходит под контролем

поверхности кристалла, куда выходят некомпенсированные связи кристаллической решетки.

Химическая аккумуляция при кристаллизации из высокофлюидных водных растворов — ярко выраженный фракционный процесс. Расслоение, обособление мод минерального и химического состава осадков здесь тоньше и отчетливее, чем при кристаллизации из силикатного расплава. Системы аквагенного химического отложения в силу высокой диффузионной и конвективной подвижности среды являются более открытыми. В них высадка избыточного вещества (минерала) обычно не может жестко контролировать концентрацию остающихся в растворе веществ. Поэтому здесь (кроме случаев выпаривания или вымораживания рассолов в остаточных полостях или закрытых водоемах) трудно ожидать соосаждения разных минералов с постоянной катек — тической пропорцией.

Гидротермальными аквагенными осадками иногда оказываются слои на современной или бывшей дневной поверхности или морском дне (отложения "черных курильщиков" и др.). Гораздо чаще это выполнение трещин и других полостей. Обычно в них оказываются фазы свободного кремнезема (растворимого в щелочных гидротермах) или карбоната кальция (растворимого в кислых). Они и образуют наиболее распространенные квазивидовые группы опалолитов, халцедоновых пород, кварцолитов (жильного кварца), кальцитолитов (жильного кальцита). Иногда жильное выполнение представлено другими карбонатами, флюоритом, баритом, серным и медным колчеданами и более редкими рудными минералами, составляющими в этом случае сплошные рудные жилы и гнезда.

В обычных экзогенных водных химических осадках анхимономинеральные и полиминеральные слои могут состоять из минералов, дающих и гидротермальные осадки. Кроме того, здесь представлены аутигенные железоокисные, фосфатные, сульфатные, хлоридные, боратные, нитратные осадки, в том числе легкорастворимые (Осадочные породы ..., 1987). Число квазивидовых групп экзогенных химических осадков, по-видимому, больше, чем групп гидротермалитов выполнения. Это касается как анхимономинеральных пород, так и продуктов соосаждения минералов; к последним относятся, в частности, железомарганцевые конкреции дна океанов. Детальное квазивидовое расчленение поверхностных химических осадков особо актуально для месторождений осадочных полезных ископаемых.

## Биогенные горные породы

Собственно биогенными в смысле биогенной агрегации минерального вещества в горную породу являются карбонатные биогермы (кальцитовые и доломитовые строматолиты, кальцитовые коралловые постройки, возможно карбонатно-фосфоритовые строматолиты), костные ткани (апатитовые), древесные ткани, которые впоследствии подвергаются диагенезу и метаморфизму. Чаще органогенное вещество перед вхождением в горные породы проходит фрагментацию и переотложение.

Негорючие биогенные породы обычно мономинеральны и легко упорядочиваются в квазивидовые группы. Горючие биогенные породы, от лигнитов и природных битумов до антрацитовых углей — всегда сложные смеси химических соединений. Их отличают моды высоких содержаний органических веществ. При формационном анализе неизбежно использование укрупненных группировок горючих пород по типам исходного органического вещества (гумусовые, сапропелевые и другие породы), по фазовому набору минералоидов, связанных с разными степенями диагенеза и метаморфизма, и другим признакам.

Некоторые горючие породы (горючие сланцы и др.) представляли собой первично терригенно-биогенные массы смешанного состава. Смешение связано также с высокой подвижностью углеводородов и органических кислот, которые вторично привносят органическое вещество в разные горные породы.

## Обломочные аккумулятивные породы

Здесь имеются в виду отложения фрагментов (детрита) твердого вещества разнообразного происхождения — терригенного (обломочные продукты выветривания горных пород), биогенного, вулканогенно — обломочного и др. Флюидная среда переноса и аккумуляции обломков здесь — водная, воздушная.

Перенос и аккумуляцию частиц производят силы, связанные с гравитационной массой (гравитационные, инерционные), которые вызывают в большей мере смешение материала, хотя частичное фракционирование вызывают и гравитационные составляющие (силы тяжести

и архимедова), и силы потоков. Они индивидуализируют слои материала разной крупности.

Моды состава – минералогические, химические – проявляются часто как унаследованные от исходных пород. Например, мода состава аркозов унаследуется от гранитоидов или кислых вулкани-тов, моды состава вулканогенных граувакк – от базальтоидов, мода состава кварцевых песчаников – от исходных кварцевых кор вывет-ривания или кварцитов, детритовых известняков – от соответствующих биогерм, кремнистых пород – от скоплений остатков кремневого скелета губок или планктонных радиолярий и т.д.

Гравитационное фракционирование обломков вызывает некоторое смещение мод количественно-минералогического и химического со-става осадков по сравнению с веществом источника в сторону изме-нения плотности и т.д. Оно дает концентрации некоторых тяжелых полезных минералов и промышленные их россыпи.

Значительное минералогическое фракционирование детрита, со-провождаемое видимым появлением новых минералогических и хими-ческих мод, резким расслоением, связано с особыми физическими свойствами глинистой фракции осадка. Эта фракция отличается от алевропесчаной резко повышенной прилипаемостью (адгезией) частиц к поверхности дна, что обнаруживается по скачку скорости потока воды, необходимому для срыва частиц со дна. Повышенная связность тонкопористого глинистого осадка объясняется твердообразным структурированием пропитывающей его воды под действием некомпенсиро-ванных сил связи поверхностных катионов глинистых частиц (Brownell, 1976; Капиллярная ..., 1983; Муминов, Арипов, 1987). Легче срываемые алевропесчаные частицы в потоке отделяются от гли-нистых и стремятся образовать обособленные слои. Глинистые осадки получают обособленные от алевропесчаных моды грануломет-рическую, минералогическую и петрохимическую (высокое содержание глинозема).

В субэзральных условиях (эоловые, пылевые, склоновые осадки) отмеченное специфическое фракционирование глинистого вещества в динамически активной зоне не проявляется регулярно. Этим может быть объяснено развитие довольно однородных субэзральных песча-ноглинистых пород, суглинков. Вместе с тем и здесь проявляется об-щее тяготение глинистых осадков к застойным зонам из-за более длительной задержки тонких фракций во флюидной среде.



В алевроито-песчаных водных осадках часто наблюдается дискретное отделение слоев более крупной фракции частиц, влекомых по дну (сальтация), от частиц, переносимых потоком в суспензии. Соответственно проявлены отдельные гранулометрические моды (Dawson, 1986; Komar, 1986 и многие др.). Здесь мы имеем смену механизма отложения, мало зависящую от свойств управляющей поверхности (дна) и контролируемую в основном суспензионной средой. Смена эта не слишком регулярна, и выраженные гранулометрически популяции следует считать локальными. Предполагается, что локальные гранулометрические популяции порождаются и различиями источников обломочного материала (Komar, 1986).

На перенос и накопление терригенного или биогенного детрита может накладываться подводное выветривание, сопровождаемое сильным фракционированием. Так, ниже критической границы устойчивости карбонатов в толще морской воды из обломочного материала растворением удаляется карбонатная часть и формируется бескарбонатный осадок с соответствующей новой модой состава. Если осаждался кремнисто-карбонатный биогенный материал, на дне формируется биодетритусовый осадок-рестит квазивидовой кремневой группы.

### Вторичные горные породы

Изменной является горная порода, внутри которой произошли те или иные необратимые изменения после ее первичного формирования как твердофазного в основе агрегата. Вторичной в строгом смысле будем считать горную породу, в которой новообразованный агрегат нацело заместил первичный (или хотя бы образовал при замещении новый твердофазный каркас). Эта вторичность может состоять в замене химического и минерального состава породы, ее петрографической структуры (текстуры). Образование (рост) слоя вторичной породы всегда управляется фазовым контактом, совпадающим или находящимся в тылу фронта изменения породы (дробления, термального метаморфизма, выпелачивания, метасоматоза и т.д.). А фронт изменения породы совпадает или несколько отстает от фронта изменения состояния среды (ударной волны, теплового фронта и т.д.), следуя за порогом активации процесса.

Изменения с преобразованием химического состава породы называют аллохимическими, с сохранением химизма — изохимическими.

То и другое может иметь место при выветривании, диагенезе, метаморфизме. Аллохимическое изменение с привнесом определенных химических компонентов, превышающем их вынос, называется м е т а - с о м а т о з о м. Метасоматоз может сопровождаться или не сопровождаться выносом прочих компонентов, но относительное содержание их автоматически уменьшается. Метасоматоз дает в той или иной мере метасоматизированную породу. В определенном случае, когда метасоматоз завершен образованием слагающего метаморфит нового минерала или равновесного минерального парагенеза, будем иметь метасоматит в строгом смысле. Метасоматоз ведет к смещению или появлению новых мод минерального и химического состава пород. В обоих случаях также смещаются или обособляются новые моды петрофизических признаков.

Метасоматозу и метасоматитам естественно противопоставить реститизацию и реститы – процесс избирательного химического выноса вещества и конечные его продукты. Рестит может представлять остаточный минеральный парагенез или быть мономинеральным. Как видно, метасоматиты и реститы – группы пород с качественно различными механизмами воспроизведения.

Изменение горной породы, поскольку оно идет в твердотельном или почти твердотельном агрегате, практически не сопровождается гравитационным фракционированием вещества. Но значительное фракционирование возможно при химических реакциях. Из-за обычной чрезвычайной медленности твердофазных реакций сильное фракционирование возможно лишь в присутствии межзернового флюида. Изменение валового химизма породы идет в основном путем замещения исходных минералов на новые, но в нем участвуют также удаление или внедрение в решетку старых минералов изоморфных химических примесей (абсорбция), адсорбция на поверхностях твердых фаз, миграция веществ в поровых растворах.

Изохимичность изменений означает лишь отсутствие химического фракционирования на уровне горной породы, хотя при этом может появиться полностью новый минеральный парагенез. Такое изменение горной породы обычно на уровне минеральных зерен и субагрегатов породы. Оно часто сбалансировано так, что валовой химизм породы остается приблизительно постоянным.

Измененная горная порода часто представляет собой не однофазовое, а смешанное образование – смесь реликтовых и новообразо-

ванных минералов. Во всех таких случаях не было единой контролирующей поверхности между исходной породой и новообразованиями, формирование вторичной породы как нового агрегата не завершено, остановилось на стадии образования вкрапленных зерен или сростков вторичных минералов в исходной породе. Таковы обычно руды, именуемые вкрапленными.

Рассмотрим типы вторичных пород.

### Продукты природного механического изменения горных пород

Сюда относятся такие разнородные горные породы как тектониты, импактиты, физический элювий. В чистом виде механическое изменение сводится к остаточной деформации горных пород, не затрагивает их минерального и химического состава и преобразует лишь их структуру (текстуру) и физические свойства.

### Тектониты

Тектониты – метаморфические горные породы, образованные при остаточной деформации ранее существовавших, за счет неприповерхностных, так называемых тектонических сил. Последние сводятся к природным инерционным воздействиям, связанным с гравитацией и в меньшей степени – термомеханическими и электромагнитно-механическими явлениями.

Слой (пластообразная зона) новообразуемого тектонита, как и любой другой горной породы, формируется под контролем физической поверхности, разделяющей области с разными фазовыми состояниями.

Наиболее простую интерпретацию имеет вид тектонитов, который можно связать с гравитационным уплотнением. Пример – глинистые массы со вторичной горизонтально-параллельной ориентировкой частиц, образованные при захоронении морских глин застойной зоны с первично хаотической (изотропной) ориентировкой частиц. Необходимые критические условия – достаточный вес покрывающих осадков, преобладание пластинчатых частиц в исходном осадке (филлосиликаты), несцементированное состояние осадка. Горизонтально-параллельная текстура оформляется в толще осадков на глубине нескольких сотен метров от дна моря (Поляков, 1987). Аналогичная зона гравитационного уплотнения с плоскопараллельной текстурой

восстанавливается в нижней части адкуммулуса под дном бывших магматических камер (Shirley, 1986).

При хрупком образовании тектонита (тектониты дробления) на управляющей поверхности преодолеваются предел упругости и вместе с тем предел прочности исходной породы. Поверхность эта отделяет неразрушенную массу от разрушенной, представляя собой почву или кровлю зоны сместителя. В зоне разрушения проявлены хрупкие деформации отрыва и скола.

Для тектонитов течения управляющей служит поверхность, на которой преодолевается предел упругости и в то же время нижний порог текучести породы. Эта поверхность отделяет жесткую массу от зоны пластического течения.

Итак, по характеру управляющего структурного элемента и по критически отвечающему его свойствам состоянию среды различаются квазивидовые группы тектонитов – гравитационного уплотнения, дробления, течения. Каждую можно подразделить на ряд вещественно-морфологических разновидностей. Так, среди тектонитов дробления различают тектонические глины, катаклазиты, тектонические брекчи. В конкретных ситуациях подобные и иные разновидности тектонитов, выделяемые по текстурным свойствам и петрофизическим показателям, а также по составу, могут образовать отчетливые кластеры, дискретные локальные популяции с обособленными модами. Среди тектонитов течения – так называемые метаморфические (мел – кочешуйчатые) и кристаллические сланцы, гнейсы.

Тектониты сами по себе изоминеральны и изохимичны с исходными породами. Тектониты течения часто представляют собой метаморфические породы со смешанным деформационно-химическим механизмом образования. На тектониты дробления часто наложен обычный метаморфизм с участием гидротерм, меняющий их минеральный, а часто и химический состав.

### И м п а к т и т ы

Эти вторичные продукты связаны с необратимой деформацией и фазовым преобразованием пород при метеоритных ударах. Вокруг углубления – кратера – ударной структуры расположен кольцевой вал выброшенного обломочного материала. Дно кратера слагают импактные метаморфиты. По петрографическим структурам прослеживается, что в породах вначале формируется обычная, затем внутризерновая

трещиноватость (катаклаз), затем планарная (диаплектовая) структура пластического течения в зернах. Далее наступает специфическое импактное (диаплектовое) остеклование минеральных зерен без их плавления, с сохранением формы. Пластическому течению и аморфизации может сопутствовать появление высокобарических модификаций минералов — коэсита, стшовита, алмаза и др. Наконец, идет плавление и частичное испарение материала (Геология астроблем, 1980).

Итак, позади фронта ударной волны, как следует из петрографических данных, идет зона импактной трещиноватости, затем пластического течения и диаплектного остеклования с образованием высокобарических минералов, далее — зона плавления. Зона может отвечать относительно чистой квазивидовой группе импактитов — импактитам плавления, диаплектитам, катаклазитам, импактитам выброса. Однако большей частью импактиты оказываются смешанными в основном за счет наложения продуктов поздних стадий на ранние. Смешанными оказываются составы импактных расплавов. Фракционирование в импактитах связано лишь с избирательным испарением летучих и щелочных компонентов и кремнезема в ударном центре и с гранулометрической сортировкой выброшенного обломочного материала.

При импактном метаморфизме частью сохраняется реликтовая композиционная структура, позволяющая судить о первичном составе пород, вплоть до исходного минерального состава.

### Ф и з и ч е с к и й э л ю в и й

Эти вторичные породы (гранитная, доломитовая, змеевиковая, сланцевая сыпучки и др.) образуют верхний слой на скальных породах под контролем их поверхности, с которой совпадает фронт физического выветривания. Моды минералогического и химического состава этих неперемененных вторичных образований унаследуют таковые исходных пород, но структурные характеристики и физические свойства (сыпучесть, плотность и т.п.) могут меняться скачкообразно на упомянутой поверхности, которая и является границей между исходной породой и физическим элювием.

Элювий чаще всего представляет собой смешанный продукт одновременных физического и химического выветривания.

Так называют метаморфиты, образованные у контакта с магматическими телами и связанные с высокотемпературным воздействием. Это – породы весьма разнообразного минералогического состава.

Силикатные и кремнистые породы на малых глубинах преобразуются в контактовые роговики, на больших глубинах – в ороговикоподобные кристаллические сланцы и гнейсы; карбонатные породы на разных глубинах – в мраморы. При роговиковой перекристаллизации обычно развиваются аллотриоморфнозернистые агрегаты, ликвидируются участки поверхностей зерен с большой кривизной; уменьшается пористость, повышается плотность, часто возрастает магнитная восприимчивость. Смещаются моды структурных параметров и значений некоторых физических свойств; эти моды могут четко обособиться от соответствующих мод реликтовых пород. На глубоких уровнях контактовый метаморфизм часто комбинируется с пластическим течением, и тогда образуются метаморфиты со смешанным генетическим механизмом.

При термальном метаморфизме возможен существенный вынос из пород флюидных компонентов (дегидратация, декарбонатизация), но незначительна миграция нелетучих. Таким образом, метасоматоз, для которого, по определению, необходим привнос вещества, не играет большой роли при термальном метаморфизме. Он проявляется в масштабе минеральных ингредиентов породы (порфиробласты, узлы в роговиках). Но аллохимическое изменение все-таки может сместить и образовать обособленную от таковой исходных пород моду химического состава.

Внешняя часть зоны контактового метаморфизма вблизи земной поверхности в силикатных породах отвечает минеральной фации альбит-эпидотовых, глубже – амфиболовых, затем – пироксеновых роговиков и, наконец, санидинитов. Названные минералы (индекс-минералы) указывают наиболее распространенные новообразования в алюмосиликатных роговиках соответствующих уровней глубины, т.е. образуют в них новую минералогическую моду, которая очевидным образом отличает их от соседних неизмененных пород или пород другой фации изменения. Роговики имеют отличительные структурные особенности (роговиковая текстура), особые моды значений петрофизических признаков. С глубиной эти особенности структуры и физичес-

ких свойств вырождаются и роговики сменяются породами, сходными с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами.

Видовая группа пород среди термальных метаморфитов (как и среди любых хемогенных новообразованных пород) — это не что иное, как группа, связанная с частной химической реакцией минералообразования (например, кальцит + волластонит  $\rightarrow$  спуррит +  $\text{CO}_2$ ; доломит + кварц +  $\text{H}_2\text{O}$   $\rightarrow$  тальк + кальцит +  $\text{CO}_2$ ; тальк + кальцит + кварц  $\rightarrow$  тремолит +  $\text{CO}_2$  +  $\text{H}_2\text{O}$ ).

Единая реакция означает единый механизм воспроизведения метаморфита. Ее можно сопоставить отдельной стадии минерализации.

Популяционно-видовой анализ продуктов химических изменений в метаморфических формациях может, таким образом, прямо опереться на изучение парагенеза минералов, связанных химическим взаимодействием. Вид или квазивидовая группа метаморфита определяется тем минеральным парагенезом, который составил основу (каркас) новообразованного агрегата. Разновидности метаморфизованных или метаморфических пород различаются по минералам или их наборам, слагающим метаморфические ингредиенты пород или по иным признакам. Большое разнообразие метаморфических реакций и, следовательно, видов метаморфических пород делает актуальным детальное формационное исследование и детальное картирование метаморфитов.

Важно выделить в общем минеральном парагенезе породы ту новообразованную его часть, которая представляет продукт химической реакции, определившей интересующий нас главный этап изменений.

Фактически часто используют укрупненные группы. Для обзорных целей бывает достаточным выделение широких наборов заведомо разновидовых пород, относимых к одной фации и метаморфизма, т.е. крупной области термобарического поля. В современных схемах (Ревердатто, 1970; Suk, 1983 и др.) охватывается полный ряд фаций контактового метаморфизма по мере снижения температуры и роста давления. Лишь в наиболее высокотемпературной фации (спуррит-мервинитовый) присутствуют критические, отличительные минеральные виды (спуррит, мервинит, ларнит, муллит, тридимит и некоторые другие). Не содержат критических минералов породы остальных фаций. В фации пироксеновых роговиков широко распространены новообразованные пироксены, оливин, шпинели, гранаты, кордиерит, силлиманит, биотит. В следующей фации амфиболовых рого-

виков – высокоглиноземистые амфиболы, клинопироксены, андалузит, силлиманит, гранаты, оливин; в фации мусковитовых роговиков – мусковит, биотит, ортоклаз, эпидот, кварц, реже альбит, кордиерит, андалузит, диопсид, тремолит, тальк.

На примере контактов-метаморфических пород, охватывающих широкий интервал величин термобарических и других интенсивных и экстенсивных факторов формирования, часто видно, что один и тот же равновесный порообразующий минеральный парагенез может существовать в широком интервале условий. Это создает большие трудности для фациальной интерпретации минерального парагенеза, но ярко иллюстрирует существенную независимость вида метаморфической породы (равновесного минерального парагенеза) от условий среды.

При детализации фаций выделяются так называемые субфации, ступени, стадии метаморфизма. Относительный масштаб этих подразделений однозначно не определен, но все они различаются по метаморфическим минеральным парагенезам.

Квазивидовая группа, как уже отмечалось, в пределе может оказаться собственно видовой, если она объединяет продукты единой реакции, которая может быть простой. Пример – видовая группа кальцитовых мраморов – продукт реакции перекристаллизации пород, состоявших из карбоната кальция. Реакция может быть сложной, представляя собой комбинацию разных химических взаимодействий – перекристаллизации, дегидратации, разложения, синтеза, замещения, обмена. Обычно имеется несколько альтернатив приемлемого выделения квазивидовых групп. При выборе лучшего варианта должны помимо масштаба учитываться конкретные цели исследования.

#### Продукты метаморфизма, связанного с флюидной фазой

Метаморфизм в литосфере Земли большей частью связан с присутствием флюидных фаз, которыми могут быть силикатные и несиликатные расплавы, высокофлюидные жидкие фазы в виде воды и водных растворов, надкритической фазы углекислоты и воды, природных газов.



Это новообразованные агрегаты тугоплавких минералов, оставшиеся после удаления магматической выплавки. Квазивидовыми группами реститов могут быть некоторые дуниты и перидотиты офиолитовых комплексов, которые считаются тугоплавким остатком после удаления выплавки базитового и субультрамафитового состава. Здесь участие водной или иной высокофлюидной среды проблематично.

В зоне гранитации земной коры реститами можно считать некоторые пироксеновые, роговообманковые, роговообманково-плаггиоклазовые и плаггиоклазовые слои палеосомы (меланосомы) мигматитов.

### Продукты изохимического гидротермального метаморфизма

Образование этих обычных метаморфитов сопряжено с большим разнообразием термобарических и химических обстановок. При так называемом региональном метаморфизме температурные градиенты сохраняют обычный порядок величин. При локальном метаморфизме температурный градиент повышен, причем тепловое возмущение вносится потоком гидротермального флюида, в данном случае — инфильтрационным, идущим в пространстве сообщающихся пор, границ зерен, трещин и т.д. Состоятельное рассмотрение таких сложных систем, по-видимому, возможно на базе современных моделей геохимической гидродинамики (Веригин, 1937).

Присутствие флюидного потока делает метаморфическую систему открытой, а метаморфизм в принципе аллохимическим. Тем не менее региональный метаморфизм можно приблизительно считать изохимичным для большинства так называемых породообразующих химических элементов, т.е. имеющих повышенные содержания в горных породах; метасоматоз довольно ограничен.

При химическом преобразовании горных пород в присутствии высокофлюидной фазы очень важна роль фильтрации этой фазы в кристаллическом агрегате. В отсутствие и при малой фильтрации массоперенос компонентов, вступающих в химические реакции, идет в основном диффузионно. Истощение раствора выравнивает на коротких расстояниях химические потенциалы компонента между раствором и образуемым минералом и перераспределение вещества обычно ограничивается масштабами отдельных ингредиентов горной породы — зе-

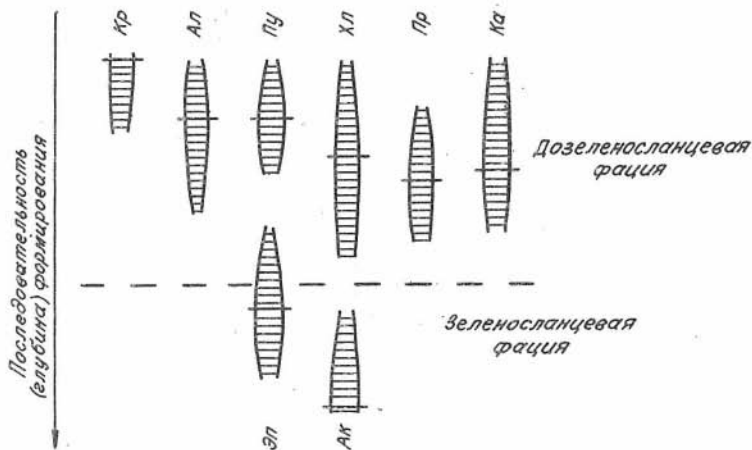
рен, сростков, субагрегатов. Яркий пример – повсеместно наблюдаемые миндалины в измененных лавовых породах – выполнение бывших газовых пузырей. Заполнение это большей частью мономинеральное, но нередко состоит из концентрических, обычно тоже мономинеральных, слоев разных минералов (Белоусов, 1976). Слойки слагаются из фаз свободного кремнезема, альбита, карбонатов, хлорита, пренита, пумпеллиита; эпидота, т.е. минералов дозеленосланцевой фации. Образование их явно сопутствовало девитрификации основной массы лав. Механический режим минерализованных подземных вод в лавовых толщах, по-видимому, приближался к обычному региональному, застою фону. Медленная поровая фильтрация была все же достаточна, чтобы поддержать стационарное формирование мономинеральных слоев.

Для зеленосланцевой фации, как известно, характерны минеральные парагенезы, включающие альбит, хлорит, эпидот-цоизит, актинолит. Видовое разнообразие пород, отвечающих равновесным минеральным парагенезам этой фации при региональном метаморфизме, заведомо велико, в частности, за счет участия в равновесных парагенезах видов минералов, общих для смежных фаций метаморфизма. При конкретном изучении можно выделить значительное число укрупненных и более узких квазивидовых групп, сообразуя подразделения с масштабом и задачами исследования.

Среди метаморфитов дозеленосланцевой ступени тоже может быть выделено значительное число квазивидовых групп пород, отвечающих или близких равновесным парагенезам минералов. Но в этом случае метаморфизованные породы нередко содержат реликты первичных минералов, представляя собой агрегаты смешанного генезиса.

По последовательности заполнения миндалины и петрографическим отношениям минералов в метавулканических толщах дозеленосланцевой и зеленосланцевой (актинолитовой) ступеней метаморфизма удастся определить ориентировочное положение частотных мод минералов по общей последовательности (относительной глубине) образования (см. рисунок, составленный по данным А.Ф. Белоусова (1976)). Эти моды, естественно, соответствуют тем глубинам, на которых чаще всего достигается связанное с ростом концентрации либо активности химическое пересыщение минерализованных гидротерм компонентами, дающими указанные минералы.

Известно, что при изохимическом метаморфизме алюмосиликатных толщ равновесным может быть новообразованный минеральный па-



Схематическая последовательность максимумов (мод) формирования минералов низких ступеней метаморфизма при погружении вулканитов, устанавливаемая по выполнению минералов и структурам замещения.

Кр - минералы свободного кремнезема, Ал - альбит, Пу - пумпеллиит, Хл - хлорит, Пр - пренит, Ка - кальцит, Эп - эпидот, Ак - актинолит.

парагенез с большим числом фаз, т.е. квазивидовая группа метаморфита может быть весьма сложной по минеральному составу. Важным косвенным критерием является химическая и минералогическая сбалансированность состава метаморфического парагенеза, позволяющая связать его в рамках уравнения одной химической реакции или цепи реакций с вероятным минеральным составом исходной породы.

Композиционную структуру метаморфических комплексов амфиболитовой фации охарактеризуем по материалам сверхглубокого бурения (Кольская сверхглубокая. Исследование ..., 1984). В кольской метаморфической серии на глубинах около 7 км от современной земной поверхности и больше выделяются по химическим и минералогическим признакам несколько укрупненных групп метаморфитов, которые удается сопоставить с исходными породами. Это:

1. Метаультрабазиты (по магматическим ультраосновным породам). Распадаются на три более дробные группы метаморфитов с равновесными парагенезами минералов, которые вполне можно считать квазивидовыми группами; таковы группы тремолит-талк-флогопитовых, тремолит-флогопит-куммингтонитовых, тремолит-талк-хлоритовых кристаллических сланцев.

2. Амфиболиты (химически отвечают магматической группе базитов). В метаморфическом минеральном парагенезе всегда присутствуют (обычно в соразмерных объемах) роговая обманка и плагиоклаз с содержанием 30-90 % анортитового компонента. Квазивидовыми метаморфическими группами можно считать: а) породы с бескальциевым амфиболом-куммингтонитом; без эпидота и сфена, с модой отношения кальция к сумме кальция, магния, железа и алюминия меньше, чем 0,2; б) с эпидотом; в) с клинопироксеном, с величиной кальциевости, отмеченной в подпункте "а", более 0,3.

3. Высокоглиноземистые гнейсы, химически сопоставимые с глинисто-песчаными и глинистыми породами. Минеральные парагенезы всегда включают биотит, кварц и олигоклаз, часто также мусковит, андалузит, ставролит, силлиманит, гранат.

4. Биотитовые и двуслюдяные гнейсы с кварцем и олигоклазом (возможно, по аркозам и кислым вулканитам).

5. Биотит-амфиболовые гнейсы с плагиоклазом от олигоклаза до андезита.

В гранулитовой фации метаморфизма (Метаморфические формации ..., 1986) ортопороды базитового ряда представляют двупироксено-плагиоклазовые, гиперстено-плагиоклазовые кристаллические сланцы, часто с гранатом, а ортопороды кислого ряда - гнейсы кварцево-плагиоклазовые со спорадическими орто- и клинопироксеном, гранатом, ортоклазом, биотитом, роговой обманкой. Ультрамафиты представлены ортопироксен-оливиновыми, пироксеновыми метаморфитами. Алюмосиликатные паропороды представлены полиминеральными высокоглиноземистыми гнейсами (кинцититами), состоящими из плагиоклаза, кварца, биотита с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, шпинелью, гиперстеном. Анхимономинеральные паропороды представлены кварцитами, кальцитовыми и доломитовыми мраморами.

По метаморфическим минеральным парагенезам (исключая наложенные диафорические минералы) можно, таким образом, выделить значительное число квазивидовых групп метаморфических пород

гранулитовой и амфиболитовой фаций. При значительном присутствии диафторических минералов будем иметь смешанные метаморфиты.

Смешанные неравновесные метаморфиты обычны для прогрессивного метаморфизма низких ступеней, когда сохраняются метастабильные фазы ранних стадий; а также при диафторезе пород высоких ступеней метаморфизма. При детальном работах можно выделить разновидности смешанных метаморфитов в зависимости от роли более простых, равновесных минеральных парагенезов, которые в них установлены.

### Гидротермальные метасоматиты

Теоретическое и экспериментальное моделирование метасоматических колонок при диффузии и фильтрации (Голубев, 1981; Коржинский, 1982; Suk, 1983) показывает, что при метасоматозе могут возникать зоны поли- и мономинеральных метасоматитов, которые фиксируются по появлению новых минералов. Управляющий структурный элемент (поверхность нового минерала или возникшей мономинеральной зоны) можно уподобить мембране, пропускающей химические компоненты из раствора только в одном направлении, благодаря чему осуществляется рост метасоматических минералов и разрастание зон метасоматитов. Фронт роста каждой зоны в метасоматической колонке оказывается резким, если достаточна скорость реакций минералообразования (Голубев, 1981). Фронт роста тела (слоя, зоны) метасоматита в этом случае совпадает с фронтом пересыщения флюида компонентами новообразуемых минералов. Внутри определенной зоны метасоматита парагенез одновременно образованных метасоматических минералов удается поставить в связь с определенной реакцией в цепи последовательных реакций, формирующих метасоматическую колонку.

Гидротермальный метасоматоз идет диффузионно или чаще совпадает с локально повышенным инфильтрационным потоком, который контролируется повышенно проницаемой зоной (трещиноватости, дробления, выщелачивания и т.д.). Здесь часто поддерживаются стационарные условия для образования относительно мощных тел жильного выполнения и метасоматоза. Те и другие часто мономинеральны.

В зоне гранитизации метасоматитами могут быть непереплавленные, кварцево-плаггиоклазовые, кварцево-двуполевошпатовые, квар-

цево- полевошпато-биотитовые и некоторые другие слои лейкосомы (неосомы). Таким образом по предположительно равновесным минеральным парагенезам здесь можно наметить целый ряд новообразованных квазивидовых групп; они имеют, конечно, и свои характерные петрохимические моды. Метасоматозу здесь содействует высоководная флюидная фаза, высвобождаемая при частичном плавлении пород в амфиболитовой фации. Выше зоны частичного плавления при обычно малом развитии инфильтрационных потоков и существенно диффузионном массопереносе химическое фракционирование в амфиболитовой фации идет вяло, метасоматические новообразования слабо выражены.

Однако, метасоматический тренд регионального метаморфизма все же улавливается по петрохимии. В дозеленосланцевой и зеленосланцевой фациях (Белоусов, 1976, 1986в) региональная альбитизация плагиоклазов сопровождается привносом натрия и кремнезема в метаморфиты вулканических пород и выносом кальция. В амфиболитовой и гранулитовой фациях замена альбита анортитсодержащими плагиоклазами вызывает обратный петрохимический сдвиг. Моды содержания упомянутых компонентов в метаморфитах низких фаций смещены, а иногда и обособлены относительно неизменных алюмосиликатных пород (в частности - вулканических), а в метаморфитах высоких фаций - по сравнению с низкими.

На фоне изохимически метаморфизованных в амфиболитовой фации пород могут резко выделяться диафорические метасоматиты в локальных зонах более низкого метаморфизма, явно приуроченные к инфильтрационным потокам гидротерм по разрывным нарушениям с катаклизом и дроблением пород. Таковы флогопитовые и биотитовые слюдиты в зонах актинолитовых и тальк-актинолитовых сланцев, а также участки сплошной эпидотизации, окварцевания, кальцитизации среди пород амфиболитовой фации в Кольской сверхглубокой скважине.

В гранулитовой фации с метасоматозом связываются калишпатизация, отчасти обособление кварцевых прослоев в железистых кварцитах, образование залежей кварцитов, обособление полос в эндербитовых мигматитах (Метаморфические формации ..., 1986).

При локальном гидротермальном метаморфизме, в частности, на гидротермальных рудных месторождениях, связанных с магматическими интрузиями, метасоматоз со смещением и обособлением петрохимических мод - особо распространенное явление. Метасоматозу на

уровне горной породы здесь благоприятствуют наличие высокопроницаемых инфильтрационных зон, повышенные температурные и концентрационные градиенты флюида, которыми поддерживается разница химических потенциалов компонентов между притекающим флюидом и минеральным веществом, а также между разными минералами. Благодаря этому формируется и поддерживается фронт привноса-выноса, и результатом часто оказываются четко индивидуализированные зоны метасоматитов. Метасоматитами оказывается большинство околорудных измененных пород.

Зоны метасоматитов сравнительно легко выделить при их практически мономинеральном характере. Таковы ассоциирующиеся с пегматитами и связываемые с надкритическим (пневматолитовым) флюидом микроклиновые породы, эгириниты, рибекититы (Семененко, 1987 и многие др.), гидротермальные альбититы, кальцитовые и другие карбонатные породы, актинолититы, хлорититы, вермикулитовые породы, серицитолиты, вторичные кварциты.

В случае полиминеральных метасоматитов (фениты, пропициты, березиты, листвениты, грейзены, алюмокварциты, кварцево-карбонатные метасоматиты, полиминеральные карбонатные породы) труднее отделить парагенезы одностадийных равновесных минералов от смесей, обусловленных наложением разных стадий метасоматоза.

Смешение парагенезов может быть установлено структурно-петрографическим изучением метасоматита, а также путем определения палеотемператур и состава флюидных включений в минералах, химического изучения минералов и т.д. Если полиминеральный метасоматит по этим данным оказывается полистадийным, в принципе он должен классифицироваться как порода со смешанным механизмом образования.

В одну квазивидовую группу могут выделяться породы зон с одинаковым метасоматическим минеральным парагенезом, отвечающим одинаковой химической реакции. В некоторых случаях тесную связь между генерациями новообразованных минералов можно установить с помощью подобранного комплексного соединения во флюиде или определенной транспортной химической реакции через флюид, обеспечивающих формирование этих генераций за счет известных исходных минералов (Горяинов, 1988).

Однако из-за открытости системы к метасоматитам не всегда удастся прямо применить критерии минералогического и химического.

баланса. Критерием, указывающим на равновесное образование минералов, может быть то, что наблюдаемый парагенез хорошо вписывается в заданные модельные ограничения состояния флюидной среды - ее аномальной обогаченности определенным элементом, повышенной либо пониженной кислотности, низких или высоких окислительного потенциала, температуры и т.д. Критерий может состоять также в том, что для парагенеза удастся подобрать качественное уравнение общего термодинамического потенциала (свободной энергии), которое выражено через сумму положительных химических потенциалов компонентов, входящих в минералы этого парагенеза (Семеновко, 1987. и др.).

### Д и а г е н е т и ч е с к и е п о р о д ы

Эти породы, довольно условно отделяемые от метаморфических, изменены при участии низкотемпературных грунтовых и подземных вод ниже зоны выветривания. Концентрационные и температурные градиенты здесь достаточно вялые, приближаются к таковым зоны дозеленосланцевого метаморфизма. Фракционирование вещества обычно слабое, химическая и минеральная композиции в основном унаследованы от исходных пород. Характерна перекристаллизация. Метасоматические изменения рыхлых пород выражаются в цементации пор веществом из просачивающихся растворов. Идет образование горнопородных конкреций, линз, псевдоморфоз, новых слоев, состоящих из относительно легко растворимых в низкотемпературных водах веществ. По механизму собирательной перекристаллизации образуются анхимономинеральные конкреции арагонита, кальцита, гипса, легкорастворимых солей в осадочных разрезах. Образуются зоны диагенетической доломитизации в известняках, диагенетические скопления окристаллизованного кремнезема, структуры перекристаллизации и новые минералы при изменении эксталяционно-осадочных сульфидных руд. В этих случаях могут возникать группы пород и руд с четко обособленными минералогическими и химическими модами, преимущественно мономинеральные (Fentbote, Amstutz, 1982). Отмечается ритмическое чередование диагенетических тонких слоев разных пород или руд между собой.

К метасоматическим образованиям зоны диагенеза относятся недавно открытые твердые газогидратные залежи углеводородов в верхней части осадочной оболочки.



## Породы кор химического выветривания

Под континентальной корой химического выветривания понимают приповерхностную зону пород (выше и отчасти сразу ниже зеркала подземных вод), химически измененных при участии инфильтрации гравитационной воды, а также инфильтрации и капиллярного подъема грунтовых вод. Подводная кора выветривания (гальмиролиза) — приповерхностная зона изменения пород под действием морской воды и диффузионно-связанных с ней минерализованных грунтовых вод.

Гальмиролиз на дне океана (Velde, 1985; Коссовская, 1987) дает смешанослойные алюможелезистые и железистые смектиты и железистые слюды (селадонит), калийсодержащие палагонит, хлорофенит, цеолиты. Продукты выветривания имеют обычно полиминеральный, полистадийный характер, представляя собой смеси. Моды их химического состава по ряду компонентов смещены по сравнению с исходными породами.

В континентальных корах химического выветривания можно выделить элювиальную зону остаточных пород (реститов) и иллювиальную зону с инфильтрационным метасоматозом (Velde, 1985; Михайлов, 1986). Профили кор выветривания различаются видовым составом вторичных породообразующих минералов.

В архейских и раннепротерозойских континентальных корах выветривания по многим данным восстанавливаются кварцево-гидрослюдистые, кварцево-монтмориллонитовые, кварцево-карбонатно-монтмориллонито-хлоритовые профили и зоны, связанные со щелочной средой гравитационных вод в раннем докембрии. В обычных (региональных) континентальных корах выветривания фанерозоя и верхнего докембрия профили и зоны подразделяются на гидрослюдисто-каолинитовые, монтмориллонито-каолинитовые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, гетит-каолинит-гиббситовые и гиббсит-гетитовые (кираса), каолинитовые, гиббсит-каолинитовые, гиббсит-бемитовые, гетитовые и некоторые другие.

В тылу потока гравитационных вод, около земной поверхности иногда формируются почти мономинеральные зоны остаточных продуктов (каолинитовые, гетитовые, гиббситовые), а около фронта потока, в иллювиальной зоне — полиминеральные продукты. На фрон-

те восходящей инфильтрации и испарения подземных вод около их зеркала в аридных условиях часто возникают почти мономинеральные иллювиальные метасоматические зоны. Так, иллювиальная зона региональной коры выветривания в аридных областях может состоять из новообразованных кальцитовых пород (каличе); под ней расположена зона с кальцитовыми желваками. В аридных областях иллювиальную зону могут слагать кремнистые (силькреты) и гипсовые (гажа) породы (Михайлов, 1986).

В локальных корах химического выветривания оруденелых горных пород и руд с сульфидными и другими легкоокисляемыми минералами (сидерит, карбонат марганца) в присутствии сернокислых или углекислых вод вверху образуются железокисные, каолинитовые, алюминитовые, аллофан-галлуазитовые, кремнистые зоны остаточных продуктов, а внизу нередко — зона метасоматического обогащения вторичными сульфидами. Верхняя граница последней часто резкая, совпадает с уровнем грунтовых вод (Михайлов, 1986).

Таким образом, имеется широкая возможность выделять по минералам и парагенезам сингенетичных минералов квазивидовые группы пород коры выветривания, а также смешанные породы. Некоторые из них являются полезными ископаемыми. В зонах (горизонтах) остаточных продуктов выветривания часто концентрируются стойкие к выветриванию россыпные минералы.

#### ПОПУЛЯЦИИ И КВАЗИВИДОВЫЕ ГРУППЫ КАК БАЗОВЫЕ ЕДИНИЦЫ ГЕОЛОГО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Мы старались показать, что природные ассоциации горных пород имеют в принципе популяционно-видовое строение. За исключением крайних простых случаев и особых, связанных с сильным смещением, они распадаются на подчиненные горнопородные совокупности, каждая из которых обнаруживает феноменологические признаки дискретной обособленности, выявляемой прямо при наблюдениях или через математические эффекты при обработке данных (моды, кластеры). Относительно каждой такой совокупности допустимо предположить, что она не является поливидовой смесью. Дальше это можно проверить и содержательно обосновать с помощью популяционно-видовой модели воспроизведения. Из этой мо-

дели при определенных ограничениях, принятых для горнопородного уровня (Белусов, 1987), следует, что любая новообразованная горная порода воспроизводится в виде слоя на связной межфазовой поверхности с фиксированными, в определенном смысле стандартными породообразующими свойствами. Стандартные свойства управляющего структурного элемента, которые с позиций указанной модели удастся выяснить, позволяют интерпретировать популяцию как видовую или практически приближающуюся к ней квазивидовую группу. Видовые и квазивидовые группы горных пород в соответствующем контексте можно именовать породными, или петрографическими, группами. Понятие о них дает возможность отойти от таких расплывчатых категорий, как "однородные комплексы", "однопородные тела" и т.п.

Локальная популяция пород как дискретно обособленный парагенез горнопородных тел, относящихся к дискретному же видовому (или квазивидовому) таксону – это наименьшая, элементарная формационная единица. Конкретную горнопородную формацию любой сложности можно рассмотреть как парагенез выделенных локальных популяций. Формацию любого масштаба можно представить качественно и количественно с помощью комбинаций и пропорций квазивидовых групп горных пород и таким образом реализовать идею формул состава геологических формаций Н.С.Шатского. Популяции и видовые (квазивидовые) группы, так же как и первичные элементарные тела (слои) горных пород являются фундаментальными составными частями горнопородных формаций. Опыт показывает, что в качестве исходных рабочих единиц при формационном анализе используются также тела или их наборы более сложного состава с определенным отношением между породами разных групп или разновидностей (трансгрессивные и регрессивные осадочные ритмопачки, гомодромные и антидромные серии магматитов, прогрессивные и регрессивные ряды метаморфитов и т.п.). Однако, если берутся за основу сложные объекты, полезно и принципиально важно разобраться в популяционно-видовой структуре пород, слагающих эти объекты.

Локальные популяции, спектр присутствующих квазивидовых групп приобретают особый интерес при детальном формационном анализе – на месторождениях и при крупномасштабной геологической съемке. Важно, в частности, выявить, с какой именно локальной популяцией и квазивидовой группой связано оруденение.

Квазивидовые группы весьма эффективны в качестве базовых единиц при изучении в любом масштабе эволюционных трендов свойств горных пород, при истолковании их изменений в зависимости от условий среды, а также при использовании горных пород в роли индикаторов этих условий. Композиционные тренды важно изучать как с точки зрения смены квазивидовых групп, так и в смысле изменений состава отдельной группы.

Локальные популяции и квазивидовые группы как сравнительно однородные по феноменологии и генезису образования, естественно, являются фундаментальными единицами для углубленного петрогеогенетического анализа, особенно по его новому направлению -- формационной петрологии.

Видовые или квазивидовые группы горных пород, являясь исходными членами всевозможных смесей горных пород, позволяют познать природу этих смесей, принимаемых сплошь и рядом за так называемые "постепенные переходы".

Основной смысл работы сводится к обоснованию положения о том, что при изучении всех геологических формаций – горнопородных и рудных – в качестве универсальной основы познавательных моделей принципиально возможно взять взаимосвязанные категории горной породы, горнопородного индивида, популяции и видовой (или квазивидовой) группы горных пород. Эти категории обосновываются и определяются с помощью предложенной автором общей дискретной модели воспроизведения (популяционно-видовой модели). В рассматриваемом подходе элементарными горнопородными совокупностями, т.е. формационными единицами низшего ранга, служат локальные популяции горных пород (и их простых тел). Они выявляются качественно прямым наблюдением, либо как математико-статистические кластеры и имеют свои обособленные моды значений качественных и количественных признаков состава (минера – логического, химического), структуры (текстуры) пород, их физических свойств, локализации во времени и пространстве.

Отмеченные моды и кластеры выражают как чисто локальные, так и видовые свойства локальных популяций. Видовой фенотип (набор видовых особенностей) популяции выявляется путем содержательной увязки обнаруженных мод значений признаков с механизмом воспроизведения горных пород в пороодообразующих взаимодействиях – химических реакциях, механической аккумуляции частиц, при остаточных деформациях и т.д. Решающим является отыскание и объяснение с помощью принципиальной модели воспроизведения стандартного структурного элемента, управляющего воспроизведением горных пород данной популяции. Этим элементом при пороодообразовании всегда оказывается фазовая поверхность, физическими и физико-химическими свойствами которой контролируются упомянутые пороодообразующие взаимодействия. Проведенное истолкование механизма воспроизведения пород дает возможность перейти к видовым или квазивидовым их группам, а затем и к более укрупненным парагенетическим объединениям по принципу родства, однотипности взаимоотношений и т.д. Через комбинации (парагенезы) видовых или квазивидовых единиц можно достаточно строго и последовательно построить иерархию горнопородных формаций, удобную для формационных исследований какого угодно масштаба.

Популяционно-видовой подход, по-видимому, вполне применим не только к горнопородным, но и к любым другим геологическим и геонимическим формациям.

Фундаментальный, популяционно-видовой статус рассмотренных базовых составляющих геологических формаций предопределяет особую их ценность для геолого-формационного анализа в научном и прикладном плане.

Агафонов Л.В., Изох А.Э., Ступаков С.И. Дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация Монголии. Новосибирск, 1987. 47 с. (Препр. /Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР; № 7).

Афифи А., Эйзен С. Статистический анализ. Подход с использованием ЭВМ. М.: Мир, 1982. 488 с.

Белоусов А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах //Геология и геофизика. 1967. № 5. С. 26-34.

Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск: Наука, 1976. 332 с.

Белоусов А.Ф. Популяционная модель в исследовании ассоциаций магматических пород //Геология и геофизика. 1979а. № I. С. 35-45.

Белоусов А.Ф. Системный анализ в науках о Земле //Геология и геофизика. 1979б. № 9. С. 3-12.

Белоусов А.Ф. Общие принципы классификации горных пород //Методология литологических исследований. Новосибирск, 1985. С. 219-235.

Белоусов А.Ф. Вещественная композиция вулканических формаций и ее природа //Геология и геофизика. 1986а. № 7. С. 8-18.

Белоусов А.Ф. Методологические вопросы изучения и интерпретации состава магматических комплексов. Новосибирск, 1986б. 34 с. (Препр. /Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР; № 5).

Белоусов А.Ф. Эволюция состава вулканических формаций //Магматические и метаморфические формации в истории Земли. Новосибирск, 1986в. С. 81-85.

Белоусов А.Ф. К общей концепции горной породы. Новосибирск, 1987. 52 с. (Препр./Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР; № 4.).

Белоусов А.Ф., Вакуленко А.С. Апробация метода динамического кластерного анализа при выделении популяций магматических горных пород //Логико-математические методы в геологических исследованиях. Новосибирск, 1986. С. 49-56.

Белоусов А.Ф., Кривенко А.П., Полякова З.Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.

Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенез вулканических фор-

маций. Новосибирск: Наука, 1983. 167 с.

Белоусов А.Ф., Красавчиков В.О. Обобщенная модель системы воспроизведения //Системный подход в геологии (теоретические и прикладные аспекты): Тез. докл. Ч.1. М., 1986. С. 96-98.

Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Гостеолтехиздат, 1962. 607 с.

Веригин Н.Н. Основные принципы и методы геохимической гидродинамики //Геохимия и рудообразование. Киев, 1987. Вып.15. С. 53-60.

Вистелиус А.Б. Проблемы математической геологии. Модели процессов и парагенетический анализ //Геология и геофизика. 1963. № 7. С. 3-16.

Геология астроблем /Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С. и др. Л.: Недра, 1980. 231 с.

Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981. 208 с.

Горяинов И.Н. Транспортные химические реакции в геологии. //Сов. геология. 1988. № 2. С. 102-110.

Капиллярная химия/Иноуэ К., Китахара А., Косеки С. и др. М.: Мир, 1980. 272 с.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. М.: Недра, 1984. 490 с.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

Коссовская А.Г. Особенности образования ассоциаций силикатов на континентах и в пелагиали океанов //Зап. ВМО. 1987. Ч. II6, вып. 5. С. 541-550.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формаций по составу //Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 3-19.

Метаморфические формации. Принципы и методы оценки рудоносности геологических формаций /Жданов В.В., Петров Б.В., Блюман Б.А. и др. Л.: Недра, 1986. 246 с.

Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.



Мунинов С.З., Арипов Э.А. Исследования в области термодинамики и термохимии адсорбции на глинистых минералах. Ташкент: Фан, 1987. 145 с.

Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) /Казанский Ю.П., Белоусов А.Ф., Петров В.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1987. 213 с.

Поляков А.С. Постседиментационные процессы в глинистых отложениях внутренних морей Средиземноморского пояса //Вестн. МГУ. Сер.4. Геол. 1987. № 2. С. 24-34.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271 с.

Семененко Н.П. Геохимическая систематика метасоматических процессов Украинского щита //Геохимия и рудообразование. Вып. 15. Киев: 1987. С. 3-11.

Сочава А.В., Мишин В.И. Петрохимия пород нижнего протерозоя западной части Витимо-Алданского щита //Литология и полев. ископаемые. 1986. № 4. С. 29-41.

Хаин В.Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1950. Т. 25, № 6. С. 41-49.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 183 с.

Шатский Н.С. О геологических формациях //Избр. тр.Т.Ш. М.: Наука, 1965. 348 с.

Brownell W.E. Structural clay products. - Wien-N.Y.; Springer-Verlag, 1976. 231 p.

Caironi V. Characterization of different granitic facies in the Baveno-Mottarone pluton by means of the typologic study of zircon populations // Rend. Soc. Italiana Mineral. Petrol. 1986. Vol.40, fasc.2. P. 341-352.

Fontbote L., Amstutz G.C. Observations on ore rhythmities of the Trzebionika Mine, Upper Silesian-Cracow region, Poland // Ore genesis. The state of art. Berlin-Heidelberg-N.Y.: Springer-Verlag. 1982. P.83-91.

Govett G.J.S. Handbook of exploration geochemistry. V.2. Statistics and data analysis in geochemical prospecting. - Amsterdam, Oxford, N.Y.: Elsevier Sci. Publ. Co., 1983. 437 p.

Komar P.D. Breaks in grain-size distributions and applications of the suspension criterion to turbidites // Sedimentology.

1986. Vol. 33, N 3. P.438-440.

Krumbein W.C., Graybill F.A. An introduction to statistical models in geology. St. Louis, San Francisco, Toronto, London Sydн.: 1965. 397 p.

Presnall D.C. The geometrical analysis of partial fusion // Amer. J. Sci. 1969. Vol. 267, N 10. P.1178-1194.

Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 73, N 2. P.207-220.

Schlenker J.L., Griffen B.T., Phillips M.W., Gibbs G.V. A population analysis for Be and B oxianions // Contrib. Mineral. Petrol. 1978. Vol.65, N 3, P.347-350.

Shirley D.N. Compaction of igneous cumulates // J. Geol. 1986. Vol. 94, N 6. P.811-828.

Skiold T. On the age of the Kiruna greenstones, Northern Sweden // Precambr. Res. 1986. Vol. 32, N 1, P. 35-44.

Suk M. Petrology of metamorphic rocks. Amsterdam, Oxford, N.Y.: Elsevier Sci. Publ. Co. 1983. 322 p.

Tassel J.V. The hydraulic interpretation of turbidites from the grain sizes and sedimentary structures // Sedimentology. 1986. Vol. 33, N 3. P.437-438.

Velde B. Clay minerals. A physico-chemical explanation of their occurrence. Amsterdam, Oxford, N.Y., Tokyo: Elsevier Sci. Publ. Co. 1983. 427 p.

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор Н.Н.Александрова

---

Подписано к печати 12.01.89. МН П1019.

Бумага 60x84/16. Печ.л. 3,0. Уч.-изд.л. 2.75.

Тираж 200. Заказ 97. Бесплатно.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт

