ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛОГИЯ ПЕТРОЛОГИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXV сессия

Доклады советских геологов

550.4+549+552(06)

ГЕОХИМИЯ. МИНЕРАЛОГИЯ. ПЕТРОЛОГИЯ

1712

ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •
Москва 1976

УДК 550.

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
National Committee of Geologists of the Soviet Union

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
XXV session
Report of soviet geologists

GEOCHEMISTRY. MINERALOGY. PETROLOGY.

Редакционная коллегия:

А.И. Тугаринов, Г.Д. Афанасьев, Д.С. Коржинский, Ф.В. Чухров, Л.Н. Когарко, А.А. Ярошевский, И.Н. Кигай, Т.Н. Шадлун, В.А. Жариков, Ю.А. Кузнецов, В.С. Соболев

Editorial board:

A.I. Tugarinov, G. D. Afanasiev, D.S. Korzhinsky, F.V. Chukhrov, L.N. Kogarko, A.A. Jaroshevsky, I.N. Kigai, N.T. Shadlun, V.A. Zharikov, U.A. Kuznecov, V.S. Sobolev

Г $\frac{20805-207}{055(02)-76}$ Б3-67-8-1976

© Издательство "Наука", 1976 г.

ГЕОХИМИЯ

А. И. ТУГАРИНОВ

ЭВОЛЮЦИЯ СВИНЦОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Данная статья посвящена условиям формирования рудных залежей свинца на протяжении геологической истории Земли от момента образования первых протоконтинентов до современного этапа. Всегда ли эти условия были постоянными и в какой степени и под влиянием каких причин они изменились?

В ранних докембрийских рудопроявлениях свинца, в крупных его месторождениях, появившихся впервые в геологической истории Земли, начиная с 2000 млн. лет, в специфических парагенезисах свинца позднефанерозойских рудоносных тел, в их своеобразном изотопном составе (район Миссисипи – Миссури) мы видим черты вполне определенной эволюции процессов возникновения свинцовых месторождений.

Для рассмотрения этих черт рудных залежей свинца воспользуемся диаграммой (фиг. 1), составленной в координатах Pb^{207}/Pb^{204}: Pb^{206}/Pb^{204}, на которой нанесены все известные данные изотопного состава, относящиеся к рудным свинцам [1, 2, 6].

Наиболее древние рудные проявления свинца занимают интервал времени от 3500 до 2600 млн. лет назад. Они преимущественно относятся к Африке, Северной Америке и Европе, хотя встречаются также отдельные рудопроявления в Южной Америке, Австралии и Индии. Это районы Онтарио, Иеллоунайфа, Кении, Свазиленда, Калгурли и т.д.

Геохимически это – галенитовая минерализация, связанная с золоторудными месторождениями, пегматитами и железорудными залежами, которая почти нигде не содержит крупных концентраций свинца промышленного значения. Парагенезис такой свинцовой минерализации с серебром, цинком столь обычный в последующее время, на данном этапе оказывается совершенно несвойственным.

Весьма интересной и важной особенностью этого периода свинцового рудобразования является его связь с толщами, в которых отношение урана к свинцу гораздо выше, чем в последующие эпохи. На графике (см. рис. 1) это выражается в том, что изотопные отношения Pb^{207}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{204} большей части рудопроявлений этого интервала времени связаны с кривой накопления радиогенного свинца, отвечающей $\mu = 11–12$. Это может быть связано со следующими процессами. Формирование протоконтинентов происходило путем двукратного выплавления их из вещества мантии. На первом этапе шло выплавление базальтов из лерцолитов, отвечающих усредненному мантийному веществу, а на втором этапе происходила дифференциация собственно базальтовой магмы. Дифференциация перемежалась осадочными процессами, в ходе которых появились первые гранитоиды.

Первые ядра протоконтинентов при своем становлении захватывали участки океанической коры. Цементировавшиеся ранними гранитоидными выплавками и частично в силу данного механизма образования они сохранили даже первоначальное нормальное залегание. В большинстве древних ядер современных щитов присутствуют реликты таких древних зеленокаменных толщ, отличающихся сравнительно слабой дифференциаций и гораздо более высокими содержаниями редких и рассеянных элементов, нежели им подобные толщи в более поздние эпохи.

По-видимому, именно отражением этого процесса (увеличения кларка урана по сравнению со свинцом в древних толщах) явилось появление на ранних стадиях рудообразования свинцовой минерализации с явно завышенным содержанием Pb^{207}/Pb^{204} по сравнению с более поздним временем.

Начиная с нижнего протерозоя (2600 млн. лет назад) и особенно к концу его (1900 млн. лет назад) происходило резкое изменение процессов седиментации. Среди осадков нижнего протерозоя начинают доминировать железистые кварциты, толщи сланцев с высоким содержанием органического вещества, впервые появляются в массовом количестве карбонатные толщи, также включающие остатки органического вещества. К концу нижнего протерозоя относится первое появление соленосных толщ.

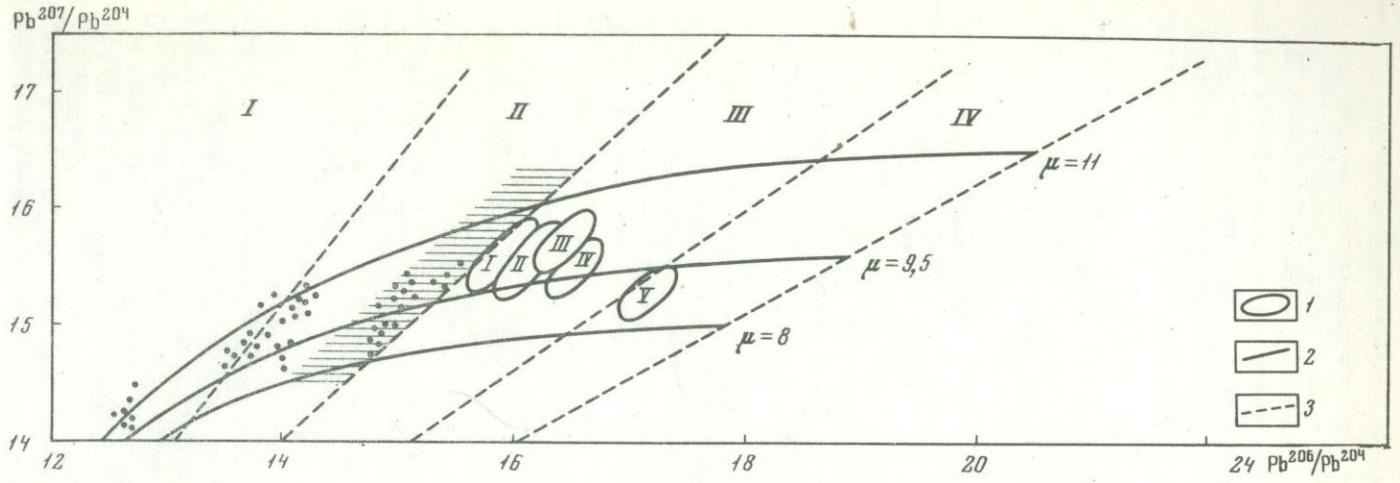
Эта перестройка геологии планеты, обусловленная развитием жизни, а вместе с ней появлением свободного кислорода в атмосфере, не могла не сказаться и на распространении, накоплении и обособлении в виде рудных залежей многих элементов, в том числе и свинца.

Из чисто эмпирических наблюдений следует, что большая часть месторождений и рудопроявлений свинца второго интервала времени, относящегося к протерозою (2600 - 600 млн. лет назад), сосредоточена в большинстве случаев в осадках нового типа - карбонатных толщах, пропитанных органикой. Исключением являются лишь глинисто-углистые формации (Мак-Артур, Австралия).

Более узкий интервал времени 1800-1500 млн. лет назад, как это следует из приведенной диаграммы (см. рис. 1), явился временем формирования крупнейших свинцовых месторождений на различных континентах. К их числу относятся: Сулливан в Канаде, Завар в Индии, Брокен-хилл, Мак-Артур в Австралии, Виханти в Финляндии и т.д.

Что же представляют собой эти месторождения?

По своему современному облику они все несут следы метасоматоза. Все без исключения они приурочены к древним толщам докембрия. Их возраст согласно грубому свинцовому методу измерения (по обыкновенному свинцу) совпадает с возрастом толщи. И тем не менее современная морфология ручных залежей в отдельных случаях явно имеет эпигенетические черты по отношению к вмещающим их породам. Следует признать, что изотопный состав свинца всех без исключения рудных залежей, как относящихся к этому оптимальному интервалу времени (1800-1500 млн. лет назад), так и всех последующих, указывает на приуроченность их к кривой накопления



Фиг. 1. Диаграмма в координатах $Pb^{207}/Pb^{204} : Pb^{206}/Pb^{204}$ свинцовых месторождений мира

1 – отдельные рудные провинции; 2 – кривая накопления радиогенных свинцов с определенным отношением урана к свинцу (Pb^{204}); 3 – изохроны, млн. лет

I – появление первых рудопроявлений свинца (3000 млн. лет); II – формирование первых свинцово-продуктивных осадочных карбонатных формаций (2000 млн. лет); III – образование первых промышленных месторождений свинца (1000 млн.лет). Виханти, Брокен Хилл – Рам Джанга, Сулливан, Завар; IV – образование свинцовых месторождений из нескольких источников рудного вещества (современные) Горавское; V – Миссури – Миссисипи

(см. рис. 1) с гораздо более низким μ (равным 9), чем это было свойственно галенитам рудопроявлений первого этапа.

Все эти черты заставляют предположить, что накопление подобных свинцов вне зависимости от дальнейшей их судьбы, происходило одновременно с вмещающими их толщами в результате сингенетического накопления при осадкообразовании. Главная роль в этом процессе нами отводится органическому веществу, создававшему восстановительную обстановку и заражение сероводородом определенных участков бассейна.

Не менее важную роль играла при этом концентрация углекислоты, которая, с одной стороны, препятствовала соосаждению вместе со свинцом урана, что позволило месторождениям подобного типа сохранить изотопный состав свинца неизменным до настоящего времени (без добавки радиогенного свинца), а с другой – усиливала обстановку, исключавшую значительную подвижность самого свинца.

Очевидно, что убогое содержание урана в этой формации явилось причиной эволюции свинца, согласно кривой с низким μ (рис. 1). Иначе говоря, оно хорошо объясняет принадлежность свинцов этих месторождений к так называемому Блейбергскому типу. С другой стороны, условия первоначального их осаждения в восстановительной среде с сероводородным заражением обусловливают специфические парагенезисы подобных руд, обогащенных цинком, медью, серебром и др. Дальнейшие преобразования, в частности перегруппировка рассеянных осадочных концентраций свинца в метасоматические рудные залежи самой замысловатой конфигурации, происходили уже в более позднее время.

Рассмотрим некоторые примеры подобных месторождений.

Месторождение Виханти [5] залегает в слюдяных и черных сланцах шельфовой зоны древнего нижнепротерозойского моря, омывавшего расположенный севернее данного месторождения массив архейских пород. Южнее района месторождения толщи вмещающих его пород быстро возрастают в мощности и переходят в крупную нижнепротерозойскую эвгеосинклиналь, слагающую Южную Финляндию. Месторождение приурочено к горизонту доломитов и представлет собой скарны, вытянутые в виде серии неправильных линз на протяжении 600 м по простиранию и продолжающихся на глубину до 500 м с раздувом до 300 м. В порядке распространенности рудные тела сложены пиритом, сфалеритом и галенитом. При этом галенит составляет 1% от массы первых двух компонентов. Само месторождение Виханти является центром крупной свинцово-рудной провинции Куопио, вытянутой в юго-западном направлении, в которой известны многочисленные находки свинцовой минерализации в толще нижнего протерозоя. На юге эта провинция переходит в меднорудную провинцию Оутокумпо, имеющую те же генетические черты и приуроченную к шельфовым фациям нижнего протерозоя. Возраст месторождения Виханти оценивается в 1880–1900 млн. лет.

Месторождение Сулливан представляет собой метасоматическую залежь в конгломератах, ограниченную снизу интенсивно турмалини-

зированными сланцами и содержащую в нижней части залежи линзы пирротиновых и пиритовых руд. Висячий бок залежи сложен кварцитами, отличающимися альбитизацией. Месторождение прорвано дайками габброидов; с ними ранее связывали генезис месторождения, возраст которого оценивался как ларамийский. Рудная залежь представлена галенитом, сфалеритом, пирротином и пиритом. Основная залежь достигает вертикального размаха до 300 м. По простиранию основные метасоматические тела переходят в несколько продуктивных горизонтов незначительной мощности, совпадающих с залеганием самой вмещающей толщи. Весьма интересно, что по изотопному составу свинца месторождение синхронно свите Парсел, датируемой 1600 млн. лет, содержащей еще несколько рудопроявлений свинца того же возраста. Время же формирования метасоматической залежи, по-видимому, оказывается значительно более поздним. Иначе говоря, накопление свинца в этом регионе происходило одновременно с осадочной формацией около 1600 лет назад.

Следует отметить, что в указанном районе известно еще более десятка рудопроявлений, приуроченных к отдельным горизонтам той же свиты Парсел, отличающихся единством изотопного состава свинца и подчеркивающим общее их происхождение. Однако при этом наблюдается весьма характерная особенность: чем меньше масштаб таких рудопроявлений, чем дальше они отстоят от района развития наиболее крупных месторождений, тем больше начинают сказываться на них незначительные добавки радиогенного свинца вмещающих пород. Последнее было весьма удачно показано Куо и Фоллинсби для района Юкона.

Месторождение Завар (Индия) отличается теми же особенностями, что и Сулливан, хотя вмещающей толщей служит карбонатная формация Аравалли. Все рудопроявления в районе месторождения, представленные метасоматическими залежами в известняках, отличаются сходным изотопным составом, указывая на время первоначального накопления свинца в этой толще около 1500 млн. лет назад, т.е. весьма близко к предполагаемому времени образования самой толщи Аравалли.

Месторождение Брокен-хилл (Австралия) отличается несколько более сложным генезисом. На месторождении известны рудные тела, возникшие одновременно с вмещающей толщей около 1500 млн. лет назад, отличающиеся нормальным изотопным составом свинца и претерпевшие складчатые деформации. Но наряду с ними известны так называемые жилы Такаринга, возникшие в более высоком ярусе месторождения, отличающиеся аномальным свинцом. Интерпретация данных по изотопному составу этого свинца показала, что он был контаминирован свинцом пород, и время его отложения около 1000 млн.лет, т.е. предположение о совместном соосаждении первоначального свинца и материала вмещающей толщи не вызывает ни у кого сомнения.

Таким образом, мы связываем появление крупных свинцовых месторождений подобного типа с переломным моментом в осадочной дифференциации земной коры. Происхождение этих месторождений

(1800--1500 млн. лет назад) отражает глобальную эпоху магматической активизации, непосредственно предшествовавшей этому этапу. Магматическая активизация беломорского времени явилась тем возбуждающим фактором, под влиянием которого началось перераспределение свинца и оформление его в виде метасоматических залежей.

На протяжении всего протерозоя шло аналогичное накопление рудной свинцовой минерализации, преимущественно в карбонатных формациях и в меньшей степени в осадочном чехле древних платформ. К такого рода статиформным месторождениям относятся открытые за последние 5-10 лет крупные месторождения на востоке СССР: Приозерное, Холодненское, Сардана, месторождения Акитканского района (Прибайкалье) и др. Все эти месторождения по изотопному составу свинца относятся к Бляйбергскому типу месторождений.

И наконец, в течение последнего заключительного интервала времени - фанерозоя, месторождения свинца, по-прежнему частично накапливаясь сингенетически в карбонатных толщах, начинают все чаще возникать в связи с процессами гранитообразования, особенно в герцинскую и альпийскую эпохи. Свинец в месторождениях этого времени находится уже в тесном парагенезисе со многими элементами, с которыми раньше никогда не образовывал совместных скоплений. Так, например, образуются уранинит-галенитовые рудные тела, уранинит-клаусталитовые, германат-галенитовые парагенезисы в ряде месторождений и т.д.

Одной из весьма ярких черт рудообразования этого времени является возникновение месторождений так называемого аномального свинца, изотопный состав которого указывает на участие в формировании данных месторождений нескольких свинцов из принципиально различных источников с разным накоплением радиогенных его изотопов. К числу таких относятся месторождения известного Миссури-Миссисипского района [8].

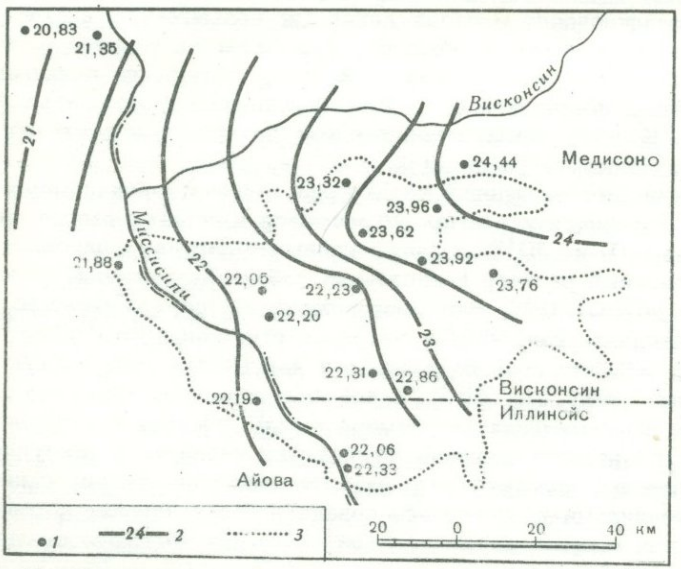
Для этих месторождений характерна эпигенетическая морфология залежей, хотя наряду с этим встречаются и стратиформные тела. По данным δD и δO^{18}, а также солевому составу микровключений, рудоносный раствор представлял собой захороненные рассолы, нагретые до 50-200°. Все месторождения содержат заметно повышенные концентрации Pb^{206}; величина отношения Pb^{206}/Pb^{204} достигает 23, что позволяет отнести данный тип рудного свинца к Джоплин - типу. По δS^{34} - все сульфиды этих месторождений корового происхождения (из земной коры). Поскольку отдельные районы этой рудной провинции отличаются вариациями изотопного состава свинца, полагают, что их происхождение связано с несколькими источниками радиогенного свинца в более древних породах и несколькими направлениями потоков этого привносимого свинца в район месторождений.

Для данного района наблюдается также закономерность, которая ранее была отмечена Куо и Фолинсби [7] для Юкона - максимальное обогащение радиогенным изотопом (Pb^{206}) фиксируется для периферических участков данного региона. До и другие [9] объясняют

это движение захороненных рассолов из района Иллинойс вдоль песчаников палеозоя, где они постепенно насыщаются радиогенным свинцом в направлении на северо-восток к месту отложения (фиг. 2). Весьма вероятно, что могут быть даны и другие объяснения, но главный вывод заключается в том, что свинцы типа Джоплин могли быть генерированы лишь в породах земной коры, из которых они выщелачивались подымавшимися нагретыми водами и откладывались в верхних этажах региона.

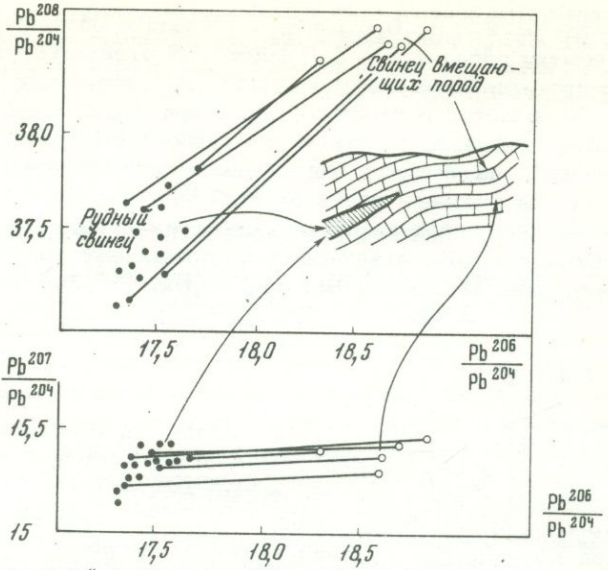
Аналогичные наблюдения были сделаны в районе развития герцинских месторождений в СССР, где для двух крупных месторождений Ачисай и Миргалимсай были изучены изотопные составы свинца и руд, а затем сопоставлены с изотопным составом свинца, выделенного из пород вмещающей толщи за пределами влияния просачивающихся рудоносных растворов. Поправка на долю радиогенного свинца, полученного свинцом вмещающих пород, исходя из их возраста в содержания в них свинца, урана и тория, показала, что в момент осадконакопления изотопный состав свинца руд и пород был идентичен, несмотря на существенные колебания изотопного состава свинца пород в настоящее время (фиг. 3).

На основании сходства изотопного состава свинца руд и пород (после внесения соответствующих корректив на возраст и содержание урана в породах) нами [3] был доказан генезис свинцовых руд Северного Кавказа, возникших в результате выноса свинца в



Фиг. 2. Карта распределения изотопных отношений Pb^{206}/Pb^{204} в Верхне-Миссисипском рудном районе (по Хейлу)

1 – место взятия образца и отношение Pb^{206}/Pb^{204}; 2 – изотношения; 3 – границы рудного свинцово-цинкового района



Фиг. 3. Изотопный состав рудного свинца и свинца вмещающих пород района месторождения Ачисай

среднеюрское время из более древних гранитов с последующим их размывом и переотложением в течение верхней юры.

Таким же методом была показана генетическая связь (постсреднеюрских) свинцовых месторождений Забайкалья с Нерзаводской карбонатной толщей нижнего палеозоя и т.д. [4].

Таким образом, мы приходим к выводу, что главной причиной рудообразования свинца, а также других элементов в фанерозое является нарастающая дисимметрия в распределении в первую очередь рудных компонентов в осадочных породах Земли. Пестрое распределение урана, тория и свинца в разрезах осадков, возникавших в фанерозойское время геосинклиналей, чехлов платформ, подчиненное скоплениям органического материала, привело к появлению самых различных, подчас прихотливых смесей изотопов свинца. То, что свинцы рудных месторождений на протяжении всей истории Земли происходили из верхних горизонтов земной коры, отчетливо доказывается параллельным возрастанием в них пестрого характера изотопного состава свинца, отвечающего аналогичному их образованию в породах осадочной оболочки земного шара. Это достаточно четко было отмечено для мезозойских месторождений свинца Западных Штатов Америки Цартманом [10].

Итак, эволюция рудообразования свинца в истории Земли разбивается на три главных этапа.

Первый – от 3,5 до 2,6 млрд. лет назад – характеризуется появлением рудопроявлений свинца на фоне сравнительно высокого обогащения пород этого времени ураном (μ = 11–12).

Второй этап от 2,6 до 0,6 млрд. лет назад с более узким интервалом времени около 1,8 – 1,5 млрд. лет отличается появлением крупных промышленных месторождений стратиформного типа. Причина этого заключается в переломе характера осадконакопления в истории Земли, появлении продуктивных карбонатных толщ, пропитанных органикой, являющихся ближайшим источником свинца.

И наконец, для третьего этапа от 600 млн. лет до 0 характерен весьма пестрый набор различных месторождений, в том числе и с аномальным свинцом, отвечающих нарастающему усложнению распределения компонентов в различных структурах Земли.

ABSTRACT

Based on the isotopic composition of ore lead the condition of ore deposit formation in the course of geological history of the Earth from the moment of first protocontinents appearance till recently are considered. Three main stages in evolution of a ore-forming processes are distinguished: first lead mineralization 3,5 – 2,6 b.y. ago; main lead deposits formed in a narrow time interval 1,8–1,5 b.y. ago (the whole stage interval 2,6–0,6 b.y.ago) and the last stage 0,6–0 b.y.ago with variety of ore deposits corresponding to the growing complication in distribution of components in different structures of the Earth.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.И. Тугаринов. Об эволюции рудообразования в истории Земли. – В сб. Доклады сов. геол. на XXIV сессии Международного геол. конгресса. М., "Наука", 1972.
2. А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. М., "Недра", 1970.
3. А.И. Тугаринов, Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, З.М. Моторина, В.А. Макаров. Применение свинцово-изотопного метода датирования для решения вопроса о генезисе полиметаллических месторождений Северо-Кавказской рудной провинции. – Геохимия, 1975, № 8.
4. А.И. Тугаринов, В.А. Варламов, С.Ф. Карпенко, Г.В. Ручкин. Изотопный состав свинца галенитов Холоднинского колчеданно-полиметаллического месторождения и вмещающих пород. – Геохимия, 1975, № 12.
5. P. Rouhukoski. On the Geology and Geochemistry of the Vihanti Link ore Deposits. Helsinki, 1968.
6. R.D. Russel, R.M. Farquhar. Lead isotopes on geology. Intersciance publishers. New York – London, 1960.
7. Say – Lee Kio, R.E. Folinsbee. Lead isotope geology of Mineral Deposite spatially related to the Fintina Trench, Yukon Teritory. – Econ. Geology, 1974, 69, N 6.
8. A.V. Heyl, G.P. Landis, R.E. Zartman. Isotopic evidence for the Origin of Mississippi Valley – Type Mineral deposits: a review. – Econ. Geology, 1974, 69, N 6.

9. B. R. Doe, J. S. Stacey. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. – Econ. Geology, 1974, 69, N 6.
10. R.E. Zartman. Lead isotopic provineces on the Cordillera of of the Western United States and their Geologic Significance. – Econ. Geology, 1974, 69, N 6.

И. Д. РЯБЧИКОВ, Н. А. ДУРАСОВА, В. Л. БАРСУКОВ

ФАКТОРЫ МИГРАЦИОННОЙ СПОСОБНОСТИ ОЛОВА В КИСЛЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Изучение межфазового распределения рудных металлов в силикатных системах с летучими компонентами является необходимой предпосылкой для количественного описания магматогенных процессов, ведущих к появлению промышленных концентраций рудного вещества, и для оценок максимальной рудогенерирующей способности магматических систем. Получение подобной физико-химической информации, позволяющей охарактеризовать поведение олова в ходе кристаллизационной и эманационной дифференциации кислых магм, составило главную задачу настоящей статьи.

С этой целью нами была проведена серия экспериментов при 750°С и 1500 кг/см^2 в системах гранит – касситерит – вода и железо – олово– кислород с последующим определением концентраций олова в синтезированных фазах с помощью электронного микроанализатора. В результате этих исследований было установлено, что гранитный расплав, насыщенный в отношении касситерита при указанных параметрах, содержит 0,09±0,04 вес.% Sn, а магнетит, также сосуществующий с касситеритом при 750°, 1500 кг/см^2 и летучести кислорода, контролируемой буфером никель – бунзенит[1], имеет концентрацию олова 0,4±0,1 вес.%. Из этих данных коэффициент распределения олова между магнетитом и гранитным расплавом может быть приблизительно равен 4. Коэффициенты распределения олова между другими кристаллическими фазами гранитоидов и силикатной жидкостью могут быть получены с использованием этой величины и имеющейся геохимической информации по распределению олова между сосуществующими минералами кислых изверженных пород. Например, содержание олова в биотитах из гранитов приблизительно в два раза ниже, чем в со-

[1] Летучести кислорода, отвечающие равновесию никель – бунзенит, близки к нижнему пределу значения fO_2 для биотитовых гранитов [9]. В случае повышения летучести кислорода содержание олова в магнетите, равновесном с касситеритом, незначительно уменьшается в соответствии с формой константы следующей реакции: $2/3\ Fe_3O_4 + SnO_2 = Fe_2SnO_4 + 1/3\ O_2$.

существующих с ним акцессорных магнетитах [2], откуда коэффициент распределения олова между биотитом и расплавом равен 2. В другие породообразующие минералы биотитовых гранитов – кварц и полевые шпаты – олово входит в незначительной степени. Из числа акцессорных минералов концентраторами олова наряду с магнетитом являются сфен и ильменит. Содержания олова в ильменитах из гранитов по порядку величин близки к концентрациям его в биотите [7, 8], что наряду с малыми количествами самого ильменита в кислых изверженных породах свидетельствует о незначительном влиянии его выделения на поведение олова в процессе кристаллизации гранитных магм. В противоположность магнетиту и ильмениту сфен является значительно более эффективным концентратом олова: отношение содержаний этого металла в сосуществующих сфенах и биотитах из гранитов Забайкалья составляет по данным Г.Ф. Ивановой [5] в среднем 30, откуда коэффициент распределения олова между сфеном и силикатным расплавом равен 60. При столь высоком значении коэффициента распределения кристаллизация даже небольших количеств сфена из гранитной магмы будет заметно уменьшать степень накопления олова в остаточном расплаве. Действительно, оценка комбинированного[1] коэффициента распределения олова при кристаллизации биотитового гранита сфен-ортитового типа оценивается с учетом приведенных выше экспериментальных и геохимических данных, как 0,4, а для ильменит-монацитовых биотитовых гранитов эта величина оказывается приблизительно равной 0,2. При этих расчетах принималось, что в ходе кристаллизации биотитовых гранитов биотит составляет 5% от суммы выделяющихся твердых фаз, а кварц, плагиоклаз и калишпат выпадают из расплава в приблизительно равных соотношениях. Доля выделения сфена предполагалась равной 0,3%, что отвечает наиболее обычным содержаниям этого минерала в нормальных биотитовых гранитах сфен-ортитового типа. Расчеты вариаций концентраций олова в расплаве и других фазах в ходе фракционной кристаллизации гранитных магм и сопряженного с ней ретроградного кипения, выполненные с помощью предложенных ранее уравнений [12], показывают, что при кларковом содержании олова и летучих компонентов в исходной магме (0,0003 вес.% Sn)[4] на самых поздних стадиях кристаллизации силикатного расплава в случае гранитов ильменит-монацитового типа должно начаться выделение акцессорного касситерита, а в случае гранитов сфен-ортитового типа насыщение системы в отношении двуокиси олова на магматической стадии достигнуто не будет. При проведении этих расчетов вариа-

[1] Комбинированный коэффициент распределения является средневзвешенной величиной из коэффициентов распределения для отдельных минералов: $K^{comb} = \sum_i K_i r_i$ где K_i – коэффициент распределения микрокомпонента между i-тым минералом и магмой, r_i – доля выделения i-того минерала из расплава, причем $\sum_i r_i = 1$.

ции концентраций олова в ходе фракционной кристаллизации и сопряженной с ней дистилляции флюида принималось то, что после окончания кристаллизации гранитной магмы остается 2% от общей массы системы одномоляльного воднохлоридного раствора, что соглауется со средними содержаниями воды и хлора в неизмененных кислых вулканических стеклах [3], [13] и с рядом других критериев. Комбинированный коэффициент распределения олова для гранитов ильменит-монацитового типа принимался равным 0,2, а для сфен-ортитовых гранитов - 0,4 (см. выше). Коэффициент распределения олова между флюидом и магмой принимался на основании полученных нами экспериментальных данных равным 0,02 (см. ниже). Из этих данных следует, что повышение активности окиси кальция снижает при прочих условиях интенсивность накопления олова к концу процесса кристаллизации кислых магматических систем и, таким образом, уменьшает шансы на формирование промышленной оловянной минерализации.

Заметная мобилизация олова магматическими флюидами зависит от ряда факторов, среди которых наряду с концентрациями рудных металлов в остаточном расплаве весьма важную роль играют потенциалы летучих компонентов, способных в высокотемпературных условиях образовывать с оловом устойчивые соединения. Доминирующее значение в переносе надкритическими флюидами олова играют фтористые соединения, что доказано геохимическими и экспериментальными исследованиями [1, 2].

Основываясь на полученных нами экспериментальных результатах и опубликованных данных [10, 11], комбинированный коэффициент распределения фтора при кристаллизации биотитовых гранитов можно принять равным 0,1, а предельное содержание фтора в гранитном расплаве, равновесном с флюоритом и топазом, 0,2 вес.%. Расчеты баланса фтора в ходе фракционной кристаллизации гранитного расплава показывают, что в ходе этого процесса потенциал фтора повышается настолько, что на определенной стадии начнется выделение его собственных минералов - флюорита или флюорита и топаза. Проведенное нами экспериментальное изучение межфазового распределения олова в системе гранит - флюорит - топаз - хлориды - вода показало, что позднемагматические флюиды в кислых магматических системах с фракционной кристаллизацией обладают достаточно высокой экстрагирующей способностью в отношении рассматриваемого металла. Так, коэффициент распределения олова между одномоляльным хлоридным флюидом, содержание фтористых соединений в котором определяется равновесиями с участием топаза и флюорита, и гранитным расплавом при 750°С и 1500 кг/см^2 имеет минимальное значение, т.е. 0,05. Таким образом, одновременное накопление олова и фтора в остаточном расплаве в ходе фракционной кристаллизации гранитных магм является предпосылкой интенсивного выноса олова позднемагматическими водными растворами.

Выше отмечалось, что по крайней мере часть акцессорного касситерита гранитов выделялась непосредственно из силикатного расплава на позднемагматической стадии. Охлаждение высокофтористого магматического флюида, равновесного с этим позднемагматическим касситеритом, должно привести к отложению касситерита гидротермального генезиса на постмагматической стадии процесса. Важность температурного фактора в формировании оловянной минерализации убедительно доказывается сравнением полученных нами данных по растворимости касситерита в хлоридно-фторидных водных растворах при параметрах магматического процесса, с экспериментальными данными по растворимости касситерита в водно-фторидных растворах с теми же концентрациями фтористых соединений в интервале температур 25-200°С [2]. В природных условиях снижение температуры должно в еще большей мере способствовать выделению касситерита из водных флюидов, так как содержание фтористых соединений, играющих доминирующую роль в переносе олова, при охлаждении системы должно падать вследствие подавления гидролиза фторсодержащих минералов, доказываемого термодинамическими расчетами [6].

На основании полученной физико-химической информации мы провели ориентировочные оценки рудогенерирующей способности кислых магм в отношении олова в зависимости от особенностей их химизма и условий процесса кристаллизации. Так, после окончания фракционной кристаллизации 100 км^3 (размеры интрузивного тела средней величины) биотитового гранита ильменит-монацитового типа в водный флюид может перейти не менее $2{,}5 \cdot 10^5$ тонн олова, что сравнимо с запасами крупного промышленного месторождения. В случае фракционной кристаллизации того же объема гранита сфеновитового типа выход олова в водный флюид упадет по меньшей мере на порядок, а протекание кристаллизации с полным установлением равновесия между расплавом и выделяющимися из него минералами приведет к уменьшению рудогенерирующей способности интрузивной системы более чем на 2 порядка. Таким образом, кислые магматические системы с пониженным потенциалом кальция и с протеканием кристаллизации силикатного расплава по пути максимального фракционирования наиболее перспективны в отношении возможности формирования промышленного оловянного оруденения.

Следует заметить, что при интерпретации полученных экспериментальных результатов мы исходили из кларковых содержаний олова в кислых изверженных породах. Если допустить, что концентрация олова в исходном магматическом расплаве была на порядок более высокой, что отвечает случаю оловоносных гранитов, то мы получим соответственно более высокие оценки рудогенерирующей способности гранитных магм.

С другой стороны, оцененная в настоящей статье максимальная потенциальная рудоносность гранитоидов в отношении олова, выражаемая в виде массы металла, переходящего в магматический флюид, несомненно далеко не всегда реализуется с образованием

промышленных концентраций полезного компонента. Во многих случаях, по-видимому, флюид, возникающий в ходе становления плутонов, остается до конца процесса в межзерновом пространстве пород, охлаждение его приводит к формированию вкрапленности рудных фаз.

ABSTRACT

The experimental investigation of tin distribution among granitic melt, fluid and various minerals permitted to calculate the variations of tin content during the crystallization of acid magmas and concomitant supercritical gas separation. The behaviour of tin was found to depend to a large extent upon the calcium chemical potential of a magmatic melt: the separation of sphene at the magmatic stage prevents significant tin enrichment in the residual liquids, while in sphenefree granites tin concentrations grow fairly fast and this metal may be transferred into fluid phase in amounts adequate for the formation of commercial deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.Л. Барсуков. К геохимии олова. – Геохимия, 1973, № 1.
2. В.Л. Барсуков. Основные черты геохимии олова. М., "Наука", 1973.
3. А.А. Беус. Геохимия литосферы. М., "Недра", 1972.
4. А.П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 6.
5. Г.Ф. Иванова. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., "Наука", 1972.
6. Л.Н. Когарко, И.Д. Рябчиков. Содержание галоидных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава. – Геохимия, 1961, № 12.
7. В.В. Ляхович. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М., "Недра", 1972.
8. В.В. Ляхович. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. М., "Недра", 1972.
9. И.Д. Рябчиков. Летучесть серы и водорода в магматических и постмагматических процессах. – В сб.: Доклады Межд. геохим. конгресса, т. 1. М., ВИНИТИ, 1972.
10. Burnham C.Wayne. Hydrotermal fluids at the magmatic stage. – In: Geochemistry of hydrotermal oredeposits. N.Y., 1967.
11. J.L.Munoz, S.D.Ludington. Fluoride–hydroxyl exchange in biotite. – Am. J. Sci.,1974, v. 272, N 4.
12. I.D.Ryabchikov. Interphase partition of trace elements in natural systems. – In.: 24 Session of Intern. Geological Congress, Section 10, Montreal, 1972.
13. M.Yoshida, K.Takahashi, N.Yonehara, T.Ozawa, I.Iwasaki. The fluoral, chlorine, bromine and iodine contents of volcanic rocks in Japan. – Bull., Chem.Soc. Japan, 1971, v. 44, N 7.

Л. Н. КОГАРКО

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ АПАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХИБИН

Апатитовые месторождения Хибинского массива являются крупнейшими в мире и исключительно важными в промышленном отношении. Главные месторождения апатитовых руд (Кукисвумчорр, Юкспор, Расвумчорр) представляют собой пластообразные тела зонального строения. Верхняя зона (богатые апатитовые руды) сложена, в основном, пятнистыми и пятнисто-полосчатыми разновидностями руд, состоящими на 60–90% из идиоморфных кристаллов апатита. Нижняя зона (бедные апатитовые руды) представлена линзовидно-полосчатыми, сетчатыми и блоковыми рудами, сложенными линзообразными пропластками мелкозернистого ийолита, разделенными слоями апатита либо мелкозернистого уртита. Вниз по разрезу апатитоносной интрузии зона бедных руд переходит в массивные уртиты, которые состоят на 75–90% из крупных идиоморфных кристаллов нефелина, в промежутках между которыми мезостатически развиваются эгирин, полевой шпат, сфен, энигматит, титаномагнетит. Апатитовые месторождения прорваны эруптивной брекчией с цементом ийолит-уртитового состава.

Вопросы генезиса Хибинских апатитовых руд до сих пор весьма дискуссионны. Большинство исследователей считает эти месторождения магматическими образованиями [2–5]. Ряд авторов рассматривает апатитовые руды как результат гидротермально-метасоматических процессов [12]. В этой связи важную роль приобретают методы, позволяющие более строго судить о физико-химических условиях образования пород. К таким методам прежде всего относится экспериментальное изучение микровключений в минералах, фазовых равновесий в ходе плавления пород и искусственных систем, приближающихся по составу к природным.

Нами детально были исследованы типы, состав, температуры гомогенизации микровключений в апатитах и нефелинах главных апатитовых месторождений [1, 14].

Исследования термометрии первичных раскристаллизованных включений в породообразующих минералах апатитонефелиновых пород свидетельствуют о том, что апатитовые руды Хибинского массива образовались на магматическом этапе минералообразования. Для апатита и нефелина апатитовых руд и подстилающих уртитов характерны температуры гомогенизации микровключений порядка 1000–700°; включения гомогенизируются в алюмосиликатный расплав.

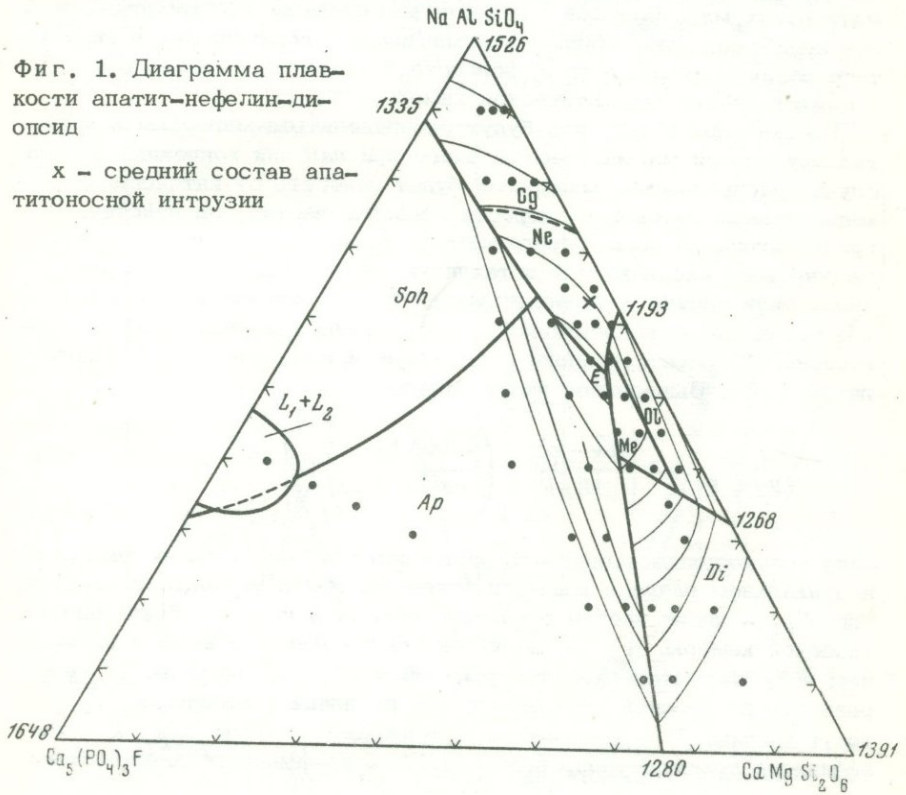
Морфологические особенности, фазовый состав и температуры гомогенизации включений из породообразующих минералов апатитовых руд и подстилающих уртитов аналогичны. Это свидетельствует о выделении минералов апатитовых руд и подстилающих уртитов из единого алюмосиликатного расплава при аналогичных физико-хи-

мических условиях и подтверждает мнение о сингенетичности апатитовых руд и массивных подстилающих уртитов.

С целью выяснения фазовых равновесий апатита в щелочных магматических системах нами были экспериментально изучены диаграммы плавкости систем нефелин – фторапатит, нефелин – апатит-вода, нефелин – фторапатит – диопсид [7, 8, 9].

Нанесение среднего состава апатитоносной интрузии Хибин, выведенного с учетом распространенности всех типов апатито-нефелиновых пород, на исследованные диаграммы плавкости показывает, что он попадает в поле кристаллизации нефелина вблизи эвтектических (нонвариантных) точек и вдали от полей ликвации этих систем (фиг. 1). Следовательно, нефелин должен быть первой минеральной фазой в ходе кристаллизации апатитоносной интрузии, после которого должны выделяться пироксен и апатит. Петрографическими исследованиями установлен именно такой порядок кристаллизации минералов апатитонефелиновых пород.

Изучение фазовых равновесий в ходе плавления цемента эруптивной брекчии, химизм которого отвечает среднему составу апатитонефелиновых пород, подтверждает анхиэвтектический характер апатитоносной интрузии и установленный порядок выделения минералов: нефелин – (апатит+пироксен).



Фиг. 1. Диаграмма плавкости апатит–нефелин–диопсид

x – средний состав апатитоносной интрузии

Анхиэвтектический характер апатитоносной интрузии и совпадение порядка кристаллизации апатитовых руд с закономерностями кристаллизации экспериментально изученных фосфатно-силикатных систем свидетельствуют о том, что главным процессом в формировании апатитовых месторождений являлась кристаллизационная дифференциация.

Чрезвычайно высокие температуры полного плавления апатитовых руд (свыше 1400°С при P_{H_2O} = 1 кбар) и подстилающих уртитов свидетельствуют об участии процессов кумуляции нефелина и апатита из внедрившейся единой анхиэвтектической ийолит-уртитовой магмы, содержащей 2,30% P_2O_5, что в пересчете на апатит составляет 5,5%. Полученная величина очень близка (несколько ниже) к растворимости апатитовой молекулы в ийолит-уртитовом расплаве и эвтектических расплавах систем нефелин – фторапатит, нефелин – апатит – вода, нефелин – фторапатит – диопсид. В свете полученных экспериментальных данных становится понятной возможность внедрения единой апатито-нефелиновой магмы, дифференциация которой произошла в ходе дальнейших процессов. Возникает вопрос – как произошло разделение нефелина, апатита и пироксена в ходе кристаллизации апатитоносной интрузии.

В соответствии с теплофизической моделью [15, 6] очаги магматических масс большой мощности механически не стабильны, в них неизбежно конвективное перемешивание, возникающее в результате разницы температур и, вследствие этого, плотностей верхней и нижней частей магматической камеры.

Рассмотрим теперь как будут распределяться минералы в кристаллизующемся магматическом очаге при наличии конвекции. В этом случае распределение минералов будет зависеть от интенсивности конвективных потоков и скорости оседания частиц под действием гравитационного поля, определяемого разностью плотностей магматического расплава и кристаллизующейся фазы. Задача о распределении частиц в конвектирующей вязкой жидкости под действием двух сил – конвективного перемещения (взмучивания) и "стоксовского" гравитационного оседания в общем виде решена Бартлетом [13]. Выведенное им уравнение

$$\ln N_{p_2}/N_{p_1} = -\left\{\frac{(\rho\gamma - \rho)g}{18\mu K}\left(\frac{1700VK}{\alpha g(T_1-T_2)}\right)^{1/3}\right\}d^2 \qquad (1)$$

дает возможность рассчитать распределение минеральных частиц в вертикальном разрезе магматической камеры в условиях конвекции, где N_{p_1} – число частиц в единице объема в лежачем боку магматической камеры, N_{p_2} – число частиц в единице объема в висячем боку магматической камеры, d – диаметр частицы, $\rho_\gamma - \rho$ – разность плотностей магматического расплава и минерала, μ – вязкость магмы, V – кинематическая вязкость магмы μ/ρ_γ, K – коэффициент температуропроводности, α – коэффициент термического

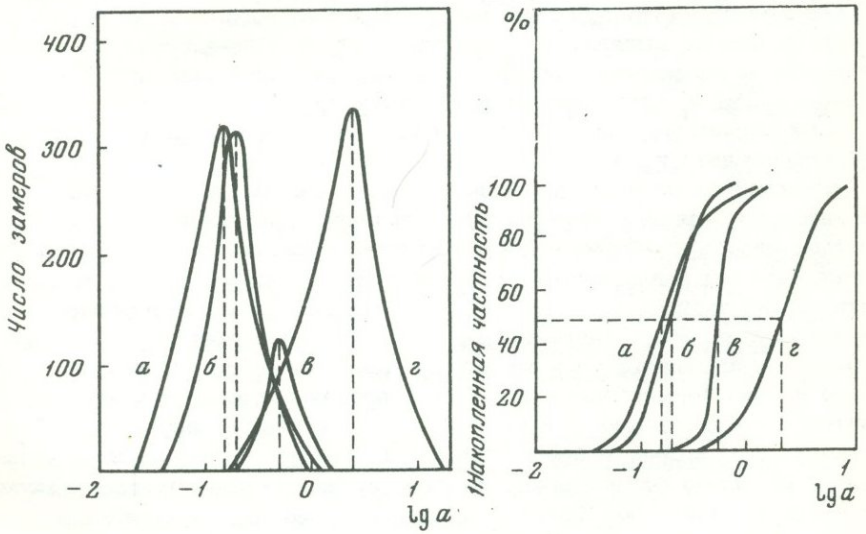
расширения магмы, g – гравитационная постоянная, $T_1 - T_2$ – температурный градиент интрузии.

Анализ полученного уравнения показывает, что распределение минеральных частиц сильно зависит от их размеров и в значительно меньшей степени от температурного градиента, разницы в удельных весах между минералом и магматическим расплавом.

Для оценки характера распределения кристаллических фаз в ходе формирования ийолит-уртитовой апатитоносной интрузии мы провели детальный гранулометрический анализ минералов, слагающих апатитовые руды и породы рудной субфазы.

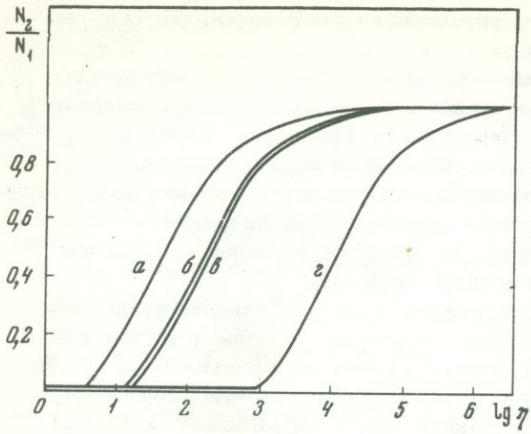
Гранулометрические исследования показали удивительное единообразие размеров минеральных зерен по породам и рудам апатитоносной интрузии, что свидетельствует об участии в их формировании движущихся потоков (фиг. 2). Коэффициенты сортировки указанных минералов, рассчитанные из кумулятивных кривых, близки к единице. Подобные величины коэффициентов сортировки характерны для хорошо отсортированных осадочных отложений песков.

Используя уравнение (1) и оцененные нами величины по физическим свойствам ийолит-уртитовой магмы, а также результаты гранулометрических исследований, мы построили кривые распределения минералов в вертикальном разрезе апатитоносной интрузии в зависимости от вязкости магматического расплава, теплового потока и размеров минеральных частиц (фиг. 3). Из графика видно,



Фиг. 2. Результаты гранулометрического анализа минералов апатитовых месторождений Хибин

а – апатит пятнистых богатых руд, *б* – пироксен бедных руд, *в* – нефелин бедных руд, *г* – нефелин подстилающих уртитов



Фиг. 3. Распределение минералов в вертикальном разрезе магматической камеры

а – апатит богатых руд, *б* – пироксен бедных руд, *в* – нефелин бедных руд, *г* – нефелин подстилающих уртитов, N_2/N_1 – отношение числа минеральных частиц в верхней части магматической камеры к числу частиц в придонной части магматической камеры

что для интервала вязкостей, реально допустимых для ийолит-уртитовой магмы, кристаллы нефелина размером около 2,4 мм будут оседать и накапливаться в нижних частях апатитоносной интрузии, образуя пласт массивного подстилающего уртита, в то время как апатит и пироксен будут находиться во взвешенном состоянии. Формирование массивных уртитов в результате непрерывного процесса отложения кристаллов нефелина, достигающих определенного размера, на дне магматической камеры подтверждается данными изучения структур этих пород. В любом образце массивных уртитов можно выделить две основные части – кумулятивные, однородные по размеру, хорошо оформленные кристаллы нефелина (около 65%) и интеркумулятивный материал (около 35%), представленный ксеноморфными зональными выделениями пироксена, сфена, полевого шпата и др.

Из графика следует, что кривые для пироксена и более мелкозернистого нефелина второй генерации бедных апатитовых руд (сетчатых, линзовидно-полосчатых) и апатита богатых руд располагаются заметно левее кривой распределения нефелина массивных подстилающих уртитов (см. фиг. 3) для значений вязкости апатитоносной интрузии. Эти минералы будут полностью взмучиваться и равномерно распределяться в конвектирующей жидкости, не оседая. Однако в ходе формирования интрузии тепловой поток, определяющий интенсивность конвекции в магматическом очаге, непрерывно уменьшается. Это в свою очередь, при прочих равных условиях, приводит к оседанию более мелких по размеру кристаллов. Кривые распределения минералов будут сдвигаться вправо. В процессе кристаллизации апатитоносной интрузии по мере уменьшения теплового потока в определенный момент начнется одновременное оседание пироксена и нефелина второй генерации, так как эти минералы гидравлически эквивалентны, судя по близкому расположению их кривых на графике распределения. Расположение гидравлически эквива-

лентных минералов в одном стратиграфическом слое интрузии является следствием их распределения в ходе движения потоков. Возможно, формирование мелкозернистых ийолитов, являющихся главной составляющей бедных апатитовых руд, является следствием этого процесса.

Расчет кривых распределения для апатита показывает, что этот минерал при вязкости ийолит-уртитовой магмы не осаждался, а находился в виде взвеси, и по мере кристаллизации и накопления нефелина в нижних частях магматической камеры, апатит механически перемещался с остаточной жидкостью в верхние зоны интрузии (он как бы "не кристаллизовался"). К моменту формирования зоны бедных руд апатит достигал размеров, обеспечивающих его частичное осаждение (образовались прослои крупнозернистого апатита), однако главная масса апатита еще находилась во взмученном состоянии и отжималась с остаточной жидкостью в верхние зоны интрузии. По всей вероятности, ко времени формирования линзовидно-полосчатых руд, остаточная жидкость содержала большое количество кристаллов апатита, так что можно говорить о кашицеобразной массе. По-видимому, конвекция в такой среде затухала. В результате этого процесса образовались богатые апатитовые руды.

По мере остывания апатитоносной интрузии шло укрупнение кристаллов апатита и раскристаллизация интерстициальной поровой жидкости, из которой выделялись пироксен, сфен, нефелин, калиевый полевой шпат. По структуре богатые апатитовые руды - типичные кумулятивные породы, состоящие из однородных по составу кристаллов апатита и интеркумулятивной раскристаллизованной жидкости. Процесс кристаллизации богатых руд происходил очень медленно, обеспечивая диффузионный поток вещества, необходимый для образования довольно крупных пойкилокристаллов сфена, пироксена, скоплений зерен нефелина. Состав микровключений в апатите подтверждает точку зрения о его кристаллизации из алюмосиликатного расплава, насыщенного в отношении этих минералов.

Таким образом, совпадение закономерностей распределения апатита, нефелина и пироксена в вертикальном разрезе апатитоносной интрузии с положением гидравлических кривых позволяет предположить, что главным процессов, управляющим распределением минералов в ходе кристаллизационной дифференциации апатитоносной магмы, была механическая гравитационная дифференциация в условиях конвективного движения.

Веским аргументом в пользу действия конвекции в ходе становления апатитовых руд является наличие четко обозначенных первичных текстур течения, выраженных в ориентировочном параллельном расположении кристаллов апатита, нефелина, пироксена и развитии линейности трахитоидности, полосчатости.

Неопределенность ряда факторов становления ийолит-уртитовой апатитосноной интрузии (величина тепловых потоков, режим конвекции, зависимость вязкости от степени раскристаллизованности и т.д.) не дает возможности построить количественную модель ме-

ханизма формирования апатитовых руд и вывести предложенные соображения за рамки гипотезы, однако можно считать установленным, что главным процессом, определяющим становление апатитовой интрузии, была кристаллизационная дифференциация и сортировка минеральных зерен в ходе действия конвективных потоков.

ABSTRACT

The investigations of microinclusions in rock–forming minerals, experimental data for a number of phase diagrams with apatite and phase equilibria during the melting of apatite–nepheline rocks demonstrated that apatite ores of the Khibina massif were formed during the magmatic stage of mineral formation in the course of crystallization differentiation accompanied by convection processes.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.М. Валяшко, Л.Н. Когарко. О включениях в апатитах Хибинского и Ловозерского массивов. – Докл. АН СССР, 1966, 166, № 1.
2. О.Б. Дудкин, Л.В. Козырева, Н.Г. Померанцева. Минералогия апатитовых месторождений хибинских тундр. М.–Л., "Наука", 1964.
3. Н.А. Елисеев. Хибинские апатитовые месторождения. – Записки Всес.мин. об–ва, 1937, вып. 3.
4. С.И. Зак, Е.А. Каменев, Ф.В. Минаков, А.Д. Арманд, А.С. Михеечев, И.А. Петерсилье. Хибинский щелочной массив. Л., "Недра", 1973.
5. Т.Н. Иванова. Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М., Госгеолтехиздат, 1963.
6. А.А. Кадик, Н.И. Хитаров. Возможные ограничения определенного типа массообмена в магмах. – Геохимия, 1966, № 7.
7. Л.Н. Когарко. Фазовые равновесия в системе нефелин – фторапатит. – Геохимия, 1971, № 2.
8. Л.Н. Когарко, Б.Л. Лебедев. Равновесия в системе нефелин – апатит – вода. – Геохимия, 1968, № 3.
9. Л.Н. Когарко, Л.Д. Кригман. Фазовые равновесия в системе F–апатит – диопсид – нефелин. – Геохимия, 1975, № 11.
10. Б.Н. Мелентьев, Л.М. Делицин, Л.В. Делицина. Сосуществование жидких фаз при высоких температурах. Системе апатит – нефелин – виллиомит. – Докл. АН СССР, 1969, 188, № 2.
11. Б.Н. Мелентьев, Я.И. Ольшанский. Равновесие несмешивающихся жидкостей в системе $Na_2O–SiO_2–Al_2O_3–P_2O_5$ – Докл. АН СССР, 1952, 86, № 6.
12. С.А. Руденко. К генезису апатитовых месторождений Хибинского массива. – Записки ЛГИ, 1964, вып. 97, № 62.
13. R.W.Bartlett. Magma Convection, temperature distribution and differention. – Am. J.Sci., 1969, V. 267, N 9.
14. L.N.Kogarko, B.P. Romanchev. The investigation of microinclusions in minerals bearing on the genesis of Khibina apatite deposits. – In: Collected abstract IMA IAGOD, Meeting, Tokyo–Kyoto, 1970.
15. I.Shimazu. A thermodynamic aspect of the earth's interior physical intrpretation of magmatic differentiation process. – J. Earth Sci. Nagoya Univ., 1959, N 7.

В. Г. МОИСЕЕНКО, В. Г. САХНО

ЭВОЛЮЦИЯ ГЛУБИННЫХ ФЛЮИДОВ, МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Обрамление Тихого океана характеризуется широким развитием вулканогенных образований и связанных с ними интрузивных серий позднемезозойско-кайнозойского возрастов. Они слагают протяженные вулканические пояса по американскому и азиатскому берегам океана. По отношению к структурам континента эти пояса занимают окраинное положение: их глубинное строение фиксируется гравитационной ступенью и изменением мощности коры, что позволяет рассматривать вулканические пояса как структуры планетарного масштаба. Граница раздела тектоносферы отчетливо проявлена в Восточно-Азиатском поясе [7].

Восточно-Азиатский пояс состоит из нескольких частей: Чукотского, Охотского, Сихотэ-Алинского, Катазиатского. К окраинно-материковым поясам примыкают поперечные внутриконтинентальные вулканические зоны: Баджальская, Верхне-Селемджинская и другие, направление которых трассируется глубинными разломами.

Окраинно-материковый (Сихотэ-Алинский) пояс от внутриконтинентальных зон отличается сокращенной мощностью коры с преобладанием базальтового слоя над гранитным; значительно большей мощностью вулканического разреза (до 5 км); с широким развитием в его составе кислых пород, среди которых доминируют игнимбриты; четко выраженной продольной и поперечной зональностью.

В основании вулканогенного разреза развита андезитовая формация. Вышележащая липаритовая формация, составляющая по объему 70 – 90% всех пород пояса, представлена несколькими комплексами: приморским (нижний игнимбритовый), самаргинским (андезитовый) и богопольским (верхний игнимбритовый). По составу породы относятся к известково-щелочной серии с трахитовой тенденцией. Отношение Na/K в андезитах, особенно в нижних липаритовых игнимбритах сдвигается в сторону калия, но в более поздних комплексах состав их эволюционирует к натровым разностям [4]. Для обеих формаций характерна антидромность эволюции состава.

Внутриконтинентальные зоны (Верхне-Селемджинская, Баджальская и др.) характеризуются большой мощностью коры (до 40 км), преобладанием гранитного слоя над базальтовым. В основании вулканогенного разреза развита андезитовая формация, которая в некоторых зонах (Верхне-Селемджинская) слагает основную часть эффузивно-пирокластической толщи, в других – доминируют кислые породы вышележащей липаритовой формации (Баджальская, Хинганская и др.). По составу породы обеих формаций относятся к известково-щелочной серии с постоянным преобладанием натрия над калием, что особенно резко проявлено в андезитах [1]. В пределах

Таблица 1

Состав газов в вулканических породах окраинных и внутриконтинентальных

Зона, формация	H_2			N_2			CO
	мг/кг	мг-моль/кг	%	мг/кг	мг-моль/кг	%	мг/кг
Окраинный Сихотэ-Алинский пояс							
Андезитовая	2,31	1,16	3,10	45,87	1,64	4,40	41,00
Липаритовая	8,81	4,42	19,17	60,18	2,15	6,85	10,8
Внутриконтинентальные							
Андезитовая	0,86	0,43	1,20	44,98	1,61	5,86	54,52
Липаритовая	14,43	7,21	29,33	47,1	1,68	8,02	108,2

каждой формации, как и в окраинном поясе, отмечается антидромная эволюция вулканизма. Интрузивные образования, связанные с эффузивными формациями, близки к ним по составу.

Различия вулканизма в окраинном поясе и внутриконтинентальных зонах проявлены в составе газо-гидротермальных потоков, генерированных вулканическими очагами. Среди газов в породах андезитовой формации обоих типов зон доминирует углекислый газ, но в окраинном поясе по сравнению с внутриконтинентальными отношение окисленных газов к восстановленным значительно больше (табл. 1). В кислых вулканитах количество CO_2 снижается, здесь возрастает доля H_2 и CO, а отношение CO_2/H_2+CH_4 более высокое в породах внутренних зон, чем в окраинных (табл. 1, фиг. 1).

Эволюция газов в процессе развития вулканизма в этих зонах также имеет свои особенности. В окраинном поясе от начальных фаз вулканических извержений к завершающим доля водорода и метана снижается. Наиболее четко это проявлено в породах липаритовой формации (табл. 2). При развитии вулканизма во внутриконтинентальных зонах эволюция газового режима иная: количество водорода и метана возрастает к конечным фазам извержений, что, видимо, связано с условиями плавления субстрата в опускающемся магматическом очаге. В окраинном поясе, где происхождение кислых магм связывается с подкоровыми процессами, глубина магматической камеры уменьшается от начальных фаз извержения к конечным, что определяет возрастание доли окисленных газов во времени.

зон Тихоокеанского пояса

CO		CH_4			CO_2			
мг-моль/кг	%	мг/кг	мг-моль/кг	%	мг/кг	мг-моль/кг	%	$\frac{CO_2}{H_2+CH_4}$
1,46	4,11	2,66	0,17	0,47	4421,9	100,51	87,90	171,9
6,08	15,55	9,35	0,57	1,70	1030,4	23,40	56,72	6,1
1,94	5,67	2,58	0,16	0,58	2370,6	53,87	86,68	125,7
3,86	13,72	8,66	0,51	2,04	689,77	15,65	48,87	1,8

Большинство золотых и золото-серебряных месторождений Тихоокеанского пояса приурочено к породам известково-щелочной серии базальт-андезит-липаритового ряда и их комагматов. Золотая минерализация связана с дифференцированными магматическими комплексами повышенной основности, но с ограниченным развитием кислых фаций. Наблюдается зависимость типов минерализации от особенностей эволюции этих комплексов. Наличие такой связи указывает на генетическое или парагенетическое сродство магматизма и оруденения.

Существенное влияние на концентрацию золота и серебра в интрузивных и вулканических породах и характер связанной с ними минерализации оказывало поведение щелочей в ходе дифференциации магматических комплексов. Повышение натровости или калиевости дифференциатов определяло соотношение золота и серебра в них (табл. 3) и влияло на химический состав постмагматических растворов. С породами натровой серии чаще ассоциируют золотые месторождения, образованные гидротермами с повышенным содержанием натрия, а калиевой серии – золото-серебряные месторождения, сформированные флюидами с более высокой долей калия. Эти данные согласуются с выводами В.В. Щербины [6] о различии геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. Концентрация золота и серебра в магматических породах, при прочих сходных условиях, прямо пропорциональна содержанию в них газов (табл. 3, фиг. 2). Сопоставление данных по содержанию серебра и золота в породах вулканических поясов показывает, что

Таблица 2

Эволюция газовой составляющей флюидов позднемезозойских вулканитов (обьемн.%)

Зона, формация, комплекс	H_2	N_2	CO	CH_4	CO_2	$\frac{CO_2}{H_2 + CH_4}$
Окраинный пояс (Сихотэ-Алинский)						
Андезитовая	0,15	0,72	0,45	0,10	98,58	325,5
Липаритовая						
приморский	29,44	1,32	16,69	1,96	50,54	1,61
самаргинский	8,28	11,84	11,01	1,32	67,55	7,03
богопольский	5,26	4,98	16,92	1,38	71,45	11,01
Внутриконтинентальные (Баджальская)						
Андезитовая						
нижний	0,84	1,04	2,08	0,11	95,93	100,17
верхний	-	7,91	3,94	0,14	85,22	150,30
Липаритовая						
нижний	22,00	1,51	10,69	0,82	64,98	2,85
верхний	33,01	11,27	15,23	2,65	37,85	1,26

Таблица 3

Зависимость концентрации золота и серебра в магматических породах

Пояс, зона, массив, порода	H_2		N_2		CO		CH_4
	мг/кг	мг-моль/кг	мг/кг	мг-моль/кг	мг/кг	мг-моль/кг	мг/кг
Окраинный пояс (Сихотэ-Алинский)							
базальт	7,70	3,80	-	-	97,1	3,40	4,30
андезит	4,0	2,00	80,1	2,86	74,6	2,66	5,1
липарит	0,51	0,26	25,8	0,92	13,6	0,49	0,1
Внутриконтинентальные (Верхне-Селемджинская)							
Малые интрузии (диориты)	17,7	8,85	113,5	4,05	301,4	10,76	26,6
Ингаглинский (гранитоиды)	14,7	7,35	94,5	3,37	117,3	4,19	7,3
Стойбинский (гранитоиды)	6,6	3,3	55,1	1,97	34,4	1,23	4,8

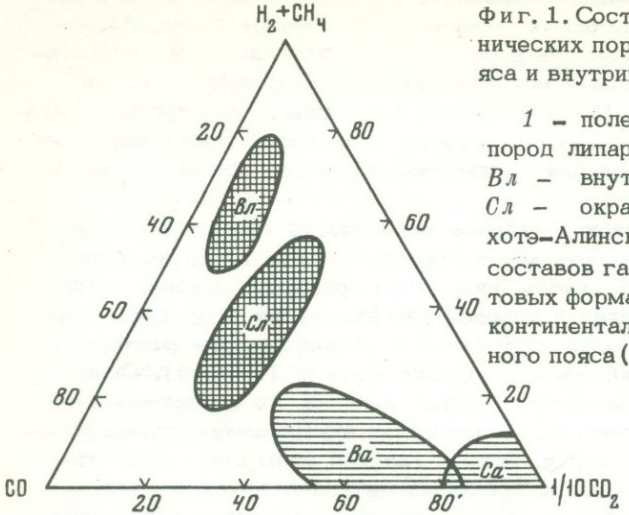
вулканиты и эффузивные образования окраинного пояса характеризуются аномально высокими содержаниями серебра (табл. 3).

Отмечается зональность в размещении типов золотой минерализации. Золото-серебряное оруденение убогосульфидной формации (по классификации Н.В. Петровской [3]) развито в окраинных вулканических поясах, а золотое оруденение малосульфидной формации характерно для внутренних вулканических поясов континентальной Азии.

Общие черты и индивидуальные особенности гидротермальных растворов, формировавших месторождения золота внутриконтинентальных и окраинных поясов, видны при сравнении средних химических составов жидкой и газовой фаз включений в минералах продуктивных стадий. По составу флюиды, формировавшие месторождения обеих формаций, щелочно-бикарбонатные (табл. 4). Основу катионной группы составляют натрий и калий, но в растворах окраинной зоны, по сравнению с таковыми внутриконтинентальной зоны, возрастает роль калия. Основу газовой фазы составляет углекислый газ с постоянной примесью метана и азота, но для месторождений окраинной зоны характерно более высокое процентное содержание окисленной CO_2 и очень низкое восстановленной CH_4 форм углерода (табл. 4).

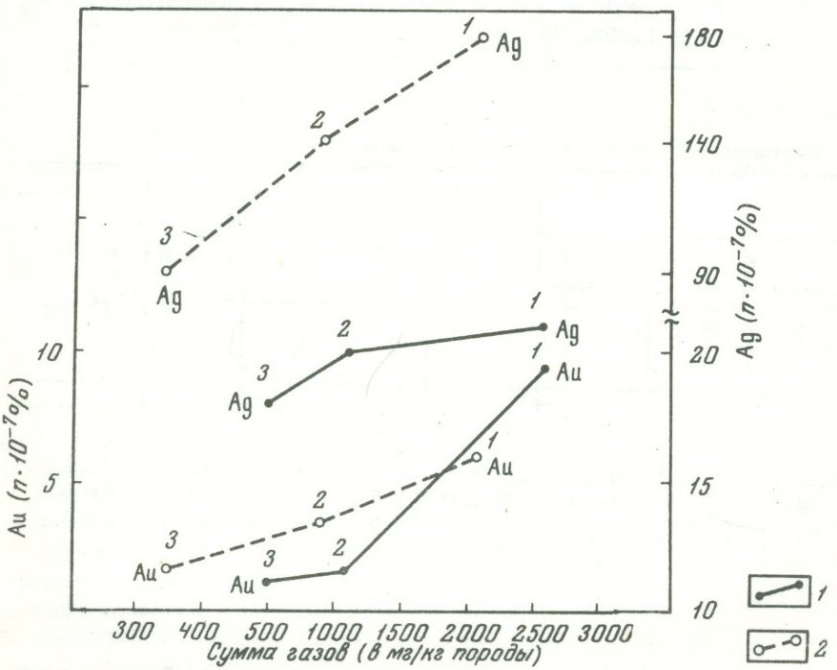
от соотношения щелочей и количества газов

CH_4	CO_2		Сумма газов	Содержание $n \cdot 10^{-7}$ %		$\frac{Au\ 1000}{Au+Ag}$	$\frac{Na_2O\ 100}{Na_2O+K_2O}$
$\frac{мг\text{-}моль}{кг}$	$\frac{мг}{кг}$	$\frac{мг\text{-}моль}{кг}$	$\frac{мг}{кг}$	Au	Ag		
0,20	1926,0	43,8	2035,0	6,1	1,80	32,8	72,5
0,30	718,2	16,32	882,0	3,5	140,0	24,4	66,8
-	303,6	6,90	343,5	1,8	90,0	19,6	48,3
1,66	2057,0	46,7	2516,2	9,5	21,0	311,5	75,8
0,46	846,9	19,25	1081,0	1,7	20,0	78,3	55,2
0,30	339,0	9,07	500,1	1,3	18,0	67,7	53,2



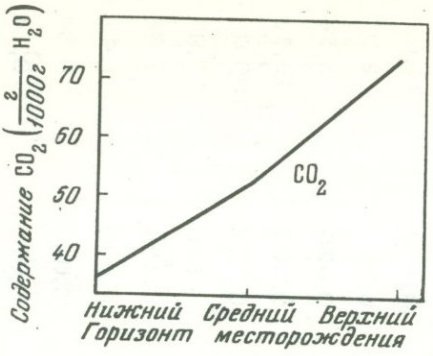
Фиг. 1. Состав газов в вулканических породах окраинного пояса и внутриконтинентальных зон

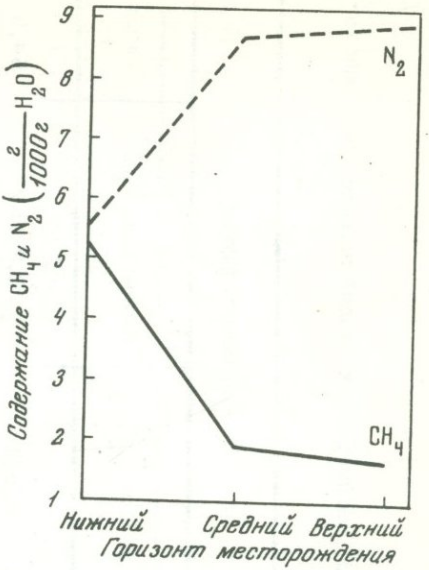
1 – поле составов газов пород липаритовых формаций: *Вл* – внутриконтинентальных, *Сл* – окраинного пояса (Сихотэ-Алинского); *2* – поле составов газов пород андезитовых формаций: *Ва* – внутриконтинентальных, *Са* – окраинного пояса (Сихотэ-Алинского)



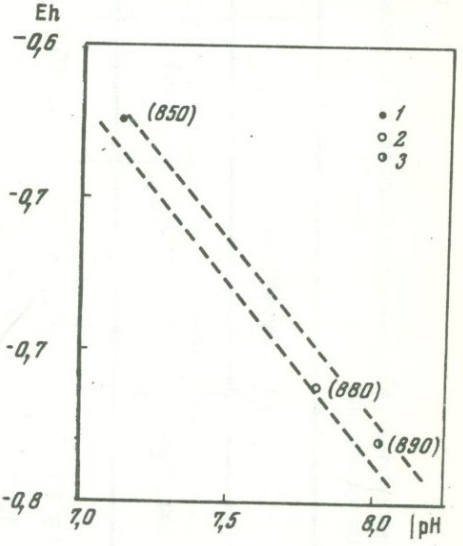
Фиг. 2. Зависимость концентраций золота и серебра в магматических породах от количества газов

1 – содержание золота и серебра в магматических породах Верхне-Селемджинской зоны; *2* – содержание золота и серебра в эффузивных породах Центральной части Сихотэ-Алинского пояса





Фиг. 3. Изменение содержания углекислого газа, метана и азота в гидротермальных растворах при их движении к земной палеоповерхности (Харгинское месторождение)



Фиг. 4. Эволюция флюидов и зависимость пробы золота от Eh–pH гидротермальных растворов в период минералообразования (Харгинское месторождение)

Горизонты месторождения: 1 – верхний, 2 – средний, 3 – нижний

На месторождениях обеих формаций установлена эволюция гидротерм при их движении к земной палеоповерхности. От нижнего горизонта Харгинского месторождения к верхнему в растворах в группе катионов возрастала доля калия и уменьшалась магния (табл. 5). С приближением к палеоповерхности в составе гидротерм увеличивалось количество углекислого газа, азота и уменьшилось содержание метана (фиг. 3). Основное количество самородного золота на этом и других месторождениях Дальнего

Таблица 4

Средний химический состав газово-жидких включений в кварце продуктивных стадий золоторудных месторождений различных формаций

Компоненты	Малосульфидная			Убогосульфидная		
	г/1 кг H_2O	г-экв/1 кг H_2O	экв.%	г/1 кг H_2O	г-экв/1 кг H_2O	экв.%
Na^+	18,730	0,815	52,75	8,849	0,384	54,31
K^+	9,556	0,244	15,79	6,666	0,170	24,05
NH_4^+	1,352	0,075	4,85	0,387	0,021	2,97
Mg^{2+}	0,717	0,059	3,82	0,301	0,025	3,54
Ca^{2+}	6,977	0,352	22,78	2,145	0,107	15,13
Σ катионов	37,332	1,545	100,0	18,348	0,707	100,0
HCO_3^-	74,532	1,210	80,34	32,935	0,540	76,92
Cl^-	9,362	0,264	17,53	4,406	0,124	17,66
F^-	-	-	-	0,196	0,010	1,42
ΣS	1,516	0,032	2,12	1,283	0,027	3,84
ΣB	-	-	-	0,010	0,001	0,14

Σ анионов	085,410	1,506	100,0	38,820	0,702	100,0
Σ анионов + катионов	122,742	3,051		57,168	1,409	
CC_2	117,40	2,668	81,66	332,36	7,554	97,38
CH_4	6,03	0,377	11,54	1,16	0,072	0,93
H_2	6,23	0,222	6,80	3,67	0,131	1,69
Σ газов		3,267	100,0		7,757	100,0
H_2O, вес.%	–	0,114	–	–	0,299	–
pH	–	7,31	–	–	6,63	–
Eh	–	-0,702	–	–	-0,578	–
$\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$	–	76,34	–	–	68,84	–
Проба Au	–	832	–	–	675	–

Таблица 5

Эволюция гидротермальных растворов по горизонтам при формиро

Компоненты	Нижний			Средний
	г / 1кг H_2O	г-экв / 1кг H_2O	экв.%	г / 1кг H_2O
Na^+	45,525	1,980	46,08	42,921
K^+	18,243	0,466	10,84	17,077
NH_4^+	6,908	0,383	8,91	2,720
Mg^{2+}	12,914	1,063	24,74	1,643
Ca^{2+}	8,121	0,405	9,43	6,405
Σ катионов	91,712	4,297	100,0	70,766
HCO_3^-	207,723	3,468	83,01	154,016
Cl^-	23,382	0,659	15,77	12,117
ΣS	2,444	0,051	1,22	-
Σ анионов	233,549	4,178	100,0	166,132
Σ анионов+ катионов	325,262	8,475		236,898
CO_2	40,10	0,911	63,31	51,96
CH_4	5,3	0,330	22,93	1,90
N_2	5,53	0,198	13,76	8,80
Σ газов	-	1,439	100	-
H_2O, вес. %	-	0,084	-	-
pH	-	8,04	-	-
Eh	-	-0,780	-	-
$\frac{Na^+}{Na^+ + K^+} \cdot 100$	-	80,95	-	-
Проба Au	-	890	-	

вании Харгинского месторождения

Средний		Верхний		
г-экв / 1 кг H_2O	экв. %	г / 1 кг H_2O	г-экв / 1 кг H_2O	экв. %
1,867	62,19	15,758	0,685	62,61
0,436	14,52	7,981	0,204	18,65
0,151	5,03	1,165	0,064	5,85
0,135	4,50	-	-	-
0,413	13,76	2,817	0,141	12,89
3,002	100,0	27,721	1,094	100,0
2,182	86,45	37,039	0,607	58,14
0,342	13,55	15,488	0,437	41,86
-	-	-	-	-
2,524	100,0	52,528	1,044	100,0
5,526		80,249	2,138	
1,180	73,17	74,24	1,687	79,61
0,119	7,37	1,77	0,111	5,24
0,314	19,46	9,00	0,321	15,15
1,614	100	-	2,119	100
0,097	-	-	0,128	
7,80	-	-	7,14	
-0,742	-	-	-0,674	
81,07	-	-	77,05	
880	-	-	850	

Востока выпадало из слабо щелочных растворов при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала в сравнительно узком температурном интервале (от 250 до 150°) совместно с поздними сульфидами продуктивных стадий. С уменьшением глубины формирования pH гидротермальных растворов уменьшалось, а окислительно-восстановительный потенциал возрастал и из растворов выпадало золото с более высоким содержанием серебра (табл. 5, фиг. 4).

Полученные данные свидетельствуют о единообразии процессов формирования руд. золота, что согласуется с выводами Л.Н. Овчинникова [2], А.И. Тугаринова, В.Б. Наумова [5] и других исследователей об образовании многих минералов гидротермальных месторождений в сравнительно узком интервале физико-химических параметров рудообразования.

Различия процессов минералообразования месторождений золота определяются прежде всего особенностями генерации щелочноземельных магм и эволюцией глубинных газово-гидротермальных потоков.

ABSTRACT

The Pacific belt is characterized by the relationship between evolution of abyssal fluids forming gold and gold–silver deposits and development of volcanicity. Gold and gold–silver mineralization is related to differentiated magmatic complexes of increasing basicity. Gold deposits are more often associated with rocks of sodic series, gold–silver – with those of potassic one. According to average data for both formations the microinclusion fluid composition is mainly alkali–bicarbonate. Potassium and sodium form the main part of cation group, though sodium prevailed in solution forming gold deposits, and potassium was more important in solutions of gold–silver deposits. Gas phase is mainly composed of carbonic acid with constant impurities of methane and nitrogen. The distinctions of formation processes of gold ores are due to peculiarities of genesis of alkaline–earth magmas and evolution of abyssal fluids.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.Г. Моисеенко, М.А. Михайлов, В.Г. Сахно. Поведение золота и серебра при осадконакоплении, вулканизме и метаморфизме. М., "Наука", 1974.
2. Л.Н. Овчинников. Плутонические гидротермальные месторождения. – В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., "Недра", 1968.
3. Н.В. Петровская. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР. – В сб.: Доклады сов. геол. на XXI сессии Международного геол. конгресса. М., ГОНТИ, 1960.

4. В.Г. Сахно. Основные черты магматизма, геохимии и металлогении вулканических зон Дальнего Востока. – В сб.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
5. А.И. Тугаринов, В.Б. Наумов. Термобарометрические условия формирования гидротермальных урановых месторождений. – Геохимия, 1969, № 2.
6. В.В. Щербина. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия и натрия. – Геохимия, 1963, № 3.
7. Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии, масштаб 5 000 000). Под ред. А.Л. Яншина. М., "Наука", 1966.

В. В. ЩЕРБИНА

ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Химические процессы, протекающие в зоне окисления сульфидных месторождений, отличаются большим разнообразием [1, 2].

1. Окисление сульфидов (PbS, ZnS) с образованием только сульфатов, других сульфидов (FeS_2, $FeAsS$, $CoAsS$, Cu_3AsS_4) с образованием не только сульфатов, но и арсенатов и свободной серной кислоты:

$$2Cu_3AsS_4 + 17\frac{1}{2}O_2 + 5H_2O = Cu_3(AsO_4)_2 + 3CuSO_4 + 5H_2SO_4,$$

$$FeAsS + H_2O + 3\frac{1}{2}O_2 = FeAsO_4 + H_2SO_4.$$

2. Выщелачивание и вынос легкорастворимых соединений – сульфатов меди, цинка, железа и накопление более труднорастворимых:

$PbSO_4$, $FeAsO_4$, Sb_2O_3 и т.д.

3. Реакции растворенных окисленных продуктов с неокисленными:

$$11CuSO_4 + 9CuFeS_2 + 8H_2O = 4Cu_5FeS_4 + 5FeSO_4 + 8H_2SO_4,$$

халькопирит — борнит

а также с жильными минералами или с вмещающими породами:

$$2CuSO_4 + 2CaCO_3 + H_2O = Cu_2CO_3(OH)_2 + 2CaSO_4 + CO_2.$$

4. Реакции минералов зоны окисления с рудничными водами:

$$PbSO_4 + Ca(HCO_3)_2 = PbCO_3 + CaSO_4 + CO_2 + H_2O$$

или двух более растворимых минералов зоны окисления с образо-

ванием из этих же компонентов более труднорастворимых соединений [3]:

$$Cu_4H_4(Si_4O_{10})(OH)_8 + 4ZnCO_3 = 2Cu_2CO_3(OH)_2 + Zn_4(OH)_2Si_2O_7H_2O +$$

хризоколла смитсонит малахит гемиморфит

$$+ 2H_2SiO_3 + 2CO_2.$$

5. Реакции перехода ионов низших валентностей Fe^{2+}, Mn^{2+}, V^{3+}, $VO^{2+}Cr^{3+}$, Co^{2+}, Pb^{2+} в труднорастворимые соединения высших валентностей [4], что достигается в результате ощелачивания среды (нейтрализация кислых растворов карбонатами при доступе кислорода, при отсутствии органических веществ и хлоридных растворов преимущественно в аридных условиях жаркого климата) и соответствующим понижением окислительно-восстановительного потенциала.

Такими окисленными труднорастворимыми соединениями являются минералы: гётит, – FeO_2H, пиролюзит – вад – MnO_2, ванадаты, крокоит – $PbCrO_4$, гетерогенит – $Co_2O_3 \cdot H_2O$, платтнерит – PbO_2.

Как и во всех гипергенных процессах, важнейшими факторами служат величины pH и Eh, которые зависят от химического состава растворов и от концентрации растворенных веществ. Сильная обводненность месторождения благоприятствует растворению и выносу даже и не очень растворимых веществ, а с другой стороны – усиливаются процессы гидролиза и легкорастворимые соли железа, сурьмы, висмута превращаются в соответствующие труднорастворимые гидроокислы.

Но не только концентрация H^+ или OH^- ионов и ионы, определяющие Eh системы (Fe^{3+}, MoO_4^{2-}, VO_4^{3-} и т.д.), определяют химический состав минералов зоны окисления и их парагенетические соотношения, но и такие элементы, как кальций (заимствуемый из кальцита рудных жил или из карбонатных толщ, скарнов и т.д.), фосфор, обычно заимствуемый из апатита вмещающих пород, также ванадий и хром, присутствующие в виде изоморфной примеси в минералах вмещающих пород, но в зоне окисления они образуют самостоятельные минералы: вокелинит – $Pb_2Cu(OH)(CrO_4)(PO_4)$, деклуазит – $Pb(Zn, Cu)(OH)VO_4$ и другие [5].

Некоторые элементы: титан, цирконий, редкие земли, бор, отчасти алюминий (последний образует цианотрихит – $Cu_4Al_2(OH)_{12}SO_4 \cdot 2H_2O$ и аллофаноидные минералы) – в зоне окисления себя заметно не проявляют, в составе характерных минералов зоны окисления эти элементы не фигурируют.

Из галогенов больше других накапливаются бром и иод [1], образующие соединения с серебром, медью, ртутью, и сравнительно отчетливо хлор (кераргирит – AgCl, пироморфит – $Pb_5(PO_4)_3Cl$ и минералы его группы) и заметно меньшую роль играет фтор, несмотря на то, что в сульфидных жилах флюорит встречается достаточно часто.

Роль кальция в химических процессах зоны окисления существеннее, чем это принято считать на том основании, что он не входит в состав сульфидных минералов, элементы которых (Cu, Pb, Zn, Fe, As, Sb,..,) образуют все многообразие минералов зоны окисления. Источниками кальция могут служить: жильный кальцит сульфидных жил, известняки и доломиты, если ими представлены вмещающие породы, кальциевые минералы скарнов или кальций плагиоклазов и роговых обманок, в случае вмещающих пород гранитоидного состава и, наконец, подземные воды, обогащенные $Ca(HCO_3)_2$, которые образуются в большинстве случаев, проникающие в зону окисления и сильно преобразующие минеральный состав зоны окисления.

Так, под воздействием бикарбонатно-кальциевых вод многие из сульфатных или арсенатных минералов становятся неустойчивыми, участвуя в следующих реакциях.

Англезит превращается в церуссит [2]:

$$PbSO_4 + Ca(HCO_3)_2 = PbCO_3 + CaSO_4 + CO_2 + H_2O.$$

Бёдантит превращается в церуссит, скородит, гётит или гидрогётит, образуется гипс и освобождаются CO_2 и H_2O:

$$\underset{\text{бедантит}}{PbFe_3^{3+}(OH)_6(AsO_4)(SO_4)} + Ca(HCO_3)_2 + H_2O = \underset{\text{церуссит}}{PbCO_3} + \underset{\text{скородит}}{FeAsO_4} \cdot$$

$$\cdot 2H_2O + \underset{\text{гётит}}{2FeO_2H} + \underset{\text{гипс}}{CaSO_4} \cdot 2H_2O + CO_2.$$

Под воздействием тех же бикарбонатно-кальциевых растворов адамин [7] может перейти в аустинит с выносом половины цинка в виде бикарбоната:

$$Zn_2(OH)(AsO_4) + Ca(HCO_3)_2 = ZnCa(OH)AsO_4 + Zn(HCO_3)_2.$$

Но не только бикарбонатно-кальциевые растворы способны реагировать с минералами зоны окисления: на это способны и сульфатно-кальциевые растворы. Например, в результате реакции соединения брошантит способен перейти в девиллин:

$$Cu_4(OH)_6SO_4 + CaSO_4 + 3H_2O = CaCu_4(OH)_6(SO_4)_2 \cdot 3H_2O$$

По степени известковистости минералы зоны окисления (и, в частности, арсенаты) по возрастанию содержания кальция могут быть расположены в такой ряд [8]:

$$\underset{\text{гернезит}}{Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O} - \underset{\text{талмесит}}{Ca_2Mg(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O} - \underset{\text{владимирит}}{Ca_3(AsO_4)_2 \cdot 4H_2O}.$$

Разное содержание кальция в этих арсенатах соответствует различной степени известковистости зон окисления, что в значитель-

ной степени обусловлено составом вмещающих пород и жильных минералов. При этом большое количество пирита в первичных рудах при его окислении приводит к образованию свободной серной кислоты, которая, взаимодействуя с карбонатом кальция (известняки или кальцит), образует гипс, выносимый поверхностными водами в условиях гумидного климата.

Карбонатная вмещающая среда в условиях аридного климата способствует развитию щелочной реакции с возникновением не только кальцита, но и карбонатов тяжелых металлов: свинца, меди, цинка, висмута и др. Наряду с малахитом $Cu_2(OH)_2CO_3$ в более щелочной среде образуется азурит $Cu_3(OH)_2(CO_3)_2$ наряду с кальцитом (ромбоэдрический) происходит образование арагонита (ромбический) и изоморфный с ним карбонат свинца способен растворяться в арагоните до 18% по весу, образуя минеральную разновидность, носящую название тарновитцит – $(Ca, Pb)CO_3$ [3]. Смитсонит $ZnCO_3$ при этом также обогащается или $FeCO_3$ (монгеймит) или $FeCO_3$ и $MnCO_3$.

Избыток кальция в зоне окисления приводит к образованию более богатых кальцием минералов. В менее известковой среде образуются: гайдингерит $CaHAsO_4\ 1/2\ H_2O$; арсеносидерит $Ca_3Fe_4(OH)_9(AsO_4)_3$, клиноклаз $Cu_3(OH)_3AsO_4$; адамин $Zn_2(OH)AsO_4$, эритрин $CO_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$. В более известковой среде образуются: владимирит $Ca_3(AsO_4)_2 \cdot 4H_2O$; дюссертит $Ca_3Fe_3(OH)_9(AsO_4)_2$; конихальцит $ZnCa(OH)AsO_4$; аустинит $ZnCa(OH)AsO_4$; β – розалит $Ca_2(Co, Mg)(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$. Этот список можно было бы продолжить.

При рассмотрении химических составов этих минералов (в основном образованных в менее известковой среде) привлекает внимание широкая распространенность в зоне окисления арсенатов кальция при почти полном отсутствии его фосфатов. Апатит вмещающих пород, разлагаясь кислыми растворами, служит источником фосфора для образования таких минералов зоны окисления, как пироморфит $Pb_5(PO_4)_3Cl$, либетенит $Cu_2(OH)PO_4$, гопеит $Zn_3(PO_4)_3 \cdot 4H_2O$ и другие, которые в свою очередь разлагаются арсенатными анионами по схеме [12]:

$$Pb_5(PO_4)_3Cl + 3AsO_4^{-3} = Pb_5(AsO_4)_3Cl + 3PO_4^{-3}.$$

Таким образом, присутствие пироморфита вместо миметизита может служить геохимическим индикатором возможного отсутствия мышьяковых минералов в первичных рудах.

Из других анионов, фиксируемых кальцием в зоне окисления, в первую очередь должен быть назван важнейший продукт окисления сульфидов – сульфатный анион. Нейтрализуя свободную серную кислоту или отнимая сульфатный анион от солей, образованных слабыми основаниями (например, окисным железом, цинком и т.п.), карбонат кальция (или его бикарбонатные водные растворы) превращается в гипс, устойчивый как в кислых, так и в слабоще-

лочных растворах и отсутствующий только в присутствии большого количества влаги, из-за его относительно легкой растворимости. Таким образом, присутствие гипса может указывать либо на очень высокую концентрацию сульфата кальция в рудничных водах, либо на достаточную сухость климата.

В этих условиях преобладает щелочный тип выветривания и за счет щелочной среды и поглощенной щелочными растворами углекислоты из воздуха, гипс переходит в более труднорастворимый карбонат. Для аридных зон [13] очень характерен окисно-карбонатный тип зоны окисления с образованием FeO_2H, MnO_2, других окисленных минералов железа и марганца, а также с малахитом, смитсонитом, церусситом, бисмутитом - $(BiO)_2CO_3$ и т.п. В этой обстановке кальций фиксирует еще один характерный для него анион - MoO_4^{2-}, образуя при этом повеллит $CaMoO_4$, тогда как в кислой среде, вместо повеллита, образуется ферримолибдит $Fe_2(MoO_4)_3 \cdot 7H_2O$, а в присутствии скородита и избытка молибденовой кислоты образуется минерал бетпакдалит:

$$CaMoO_4 + 2FeAsO_4 \cdot 2H_2O + 4MoO_4H_2 + 6H_2O = CaFe_2(As_2Mo_5O_{24}) \cdot 14H_2O.$$

Другим реагентом, препятствующим существованию повеллита, служат соединения свинца:

$$CaMoO_4 + PbSO_4 = PbMoO_4 + CaSO_4.$$

повеллит англезит вульфенит гипс

Аналогичная реакция протекает и с карбонатом свинца - церусситом, несмотря на очень малую растворимость церуссита; в этом случае вместо гипса образуется кальцит.

В ходе эволюции зоны окисления сульфидных месторождений вульфенит является одним из наиболее поздних минералов. Те небольшие количества молибдена, которые присутствуют в первичных сульфидных рудах, как в виде молибденита, так и в виде примесей молибдена в других минералах, при окислении переходя в MoO_3, фиксируются свинцом в форме вульфенита (подобно VO_4^{3-}, CrO_4^{2-} и т.д.). Хотя кёхлинит $(BiO)_2MoO_4$ труднее растворим, чем молибдат свинца, но в зоне окисления он известен только в очень немногих месторождениях [14], что может объясняться легкой гидролизуемостью растворимых соединений висмута и присутствием подвижных соединений висмута и молибдена на разных этапах развития зоны окисления.

Одной из важных причин, ограничивающих распространение молибдатов в зоне окисления, является сильный вынос соединений молибдена (возможно, в пятивалентной форме!) на ранних стадиях окисления сульфидного месторождения, когда еще многие элементы не полностью окислились и в виде Fe^{2+}, VO^{2+}, MoO_2^+ образуют более легкорастворимые и подвижные соединения [13].

Среди химических элементов, сильно влияющих на поведение других элементов в зоне окисления, большую роль играет окисное железо. Находящееся в рудничных водах $Fe_2(SO_4)_3$ способствует поддержанию кислотности среды (pH гидролиза 0,1n-раствора $NH_4Fe(SO_4)_2$ = 2,48) согласно уравнениям:

$$Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2O = 2Fe(CH)SO_4 + H_2SO_4;$$

$$Fe(OH)SO_4 + H_2O = \underset{\text{гетит}}{FeO_2H} + H_2SO_4;$$

а с другой стороны гидроокислы железа, частично нейтрализуют свободную серную кислоту согласно той же реакции, протекающей в обратном направлении.

Минерал ярозит $KFe_3^{3+}(OH)_6(SO_4)_2$, являющийся основным сульфатом железа, образуется при pH около 4,5 и представляет собой одно из звеньев целой цепи минералов – основных солей окисного железа в многокомпонентной системе, которые в последовательности понижения кислотности могут быть представлены таким рядом минералов [15]:

$$\underset{\text{питтицит}}{Fe_2(OH)SO_4(AsO_4)\cdot 6H_2O} - \underset{\text{плюмбоярозит}}{PbFe_6(OH)_{12}(SO_4)_4} - \underset{\text{ярозит}}{KFe_3(OH)_6(SO_4)_2} -$$

$$- \underset{\text{бёдантит}}{PbFe_3(SO_4)(AsO_4)(OH)_6}.$$

Наряду с этим и питтицит и бёдантит служат своеобразным геохимическим индикатором недостатка свинца в окружающей среде (особенно питтицит) – в противном случае ионы свинца отняли бы от них арсенатный анион с образованием миметезита, причем, видимо, эта реакция сильно зависит от pH среды и от присутствия других анионов. Так, в присутствии избытка арсенатных анионов по данным М.Э. Мрозе и др. [16] в одном из мексиканских месторождений наряду с миметезитом, скородитом, арсениосидеритом образуется основной арсенат – карминит $PbFe_2^{3+}(OH)_2(AsO_4)_2$ [17].

Ф.В. Чухров [18] на основании личных наблюдений на месторождениях брошантита в Казахстане и, ссылаясь на эксперименты американских исследователей Позняка и Тунела, отмечает, что присутствие ионов Fe^{3+} затрудняет образование брошантита $Cu_4(OH)_6SO_4$ и антлерита $Cu_3(OH)_4SO_4$. Химия этого процесса не вполне ясна, возможно, образование этих основных сульфатов меди требует более высоких значений pH среды, чем те, при которых существуют ионы окисного железа.

При отсутствии (или недостатке) других катионов широко распространенные в зоне окисления гидроокислы железа служат энергичным поглотителем многих анионов с дальнейшим переходом хемосорбции в образование химических соединений. Так, при взаимо-

действии гидроокиси железа с SO_4^{2-}, AsO_4^{3-}, PO_4^{3-}, VO_4^{3-}, MoO_4^{2-}, TeO_3^{2-} образуются: батлерит $Fe(OH)(SO_4)\cdot 2H_2O$, скородит $FeAsO_4\cdot 2H_2O$, штренгит $FePO_4\cdot 2H_2O$, ферванит $FeVO_4\cdot 2H_2O$, ферримолибдит $Fe_2(MoO_4)_3\cdot 7H_2O$, эммонсит $Fe_2(TeO_3)_3\cdot 2H_2O$ и целый ряд других соединений. Таким образом, в геохимических процессах зоны окисления сульфидных месторождений гидроокись железа является важным поглотителем, осадителем и концентратором многих химических элементов, которые с рудничными водами могли быть вынесены из зоны окисления сульфидного месторождения.

Наконец, гидроокись железа – типичное соединение зоны окисления – представляет собой максимально окисленное соединение железа и, в свою очередь, взаимодействуя с восстановленными соединениями V^{3+}, U^{4+}, Mo^{5+}, переводит их в VO^{2+} или даже VO_4^{3-}, в UO_2^{2+}, в MoO_4^{2-} и т.д. При этом нужно помнить, что окислительно-восстановительные реакции в водной среде очень сильно зависят от величины pH и с ее значительным изменением могут протекать в противоположном направлении.

Рассмотренные выше химические ракции зоны окисления сульфидных месторождений, среди которых больше внимания уделено кальцию, железу, мышьяку, молибдену, позволяют судить о сложной многокомпонентной физико-химической системе в координатах pH – Eh, характеризующейся стадийностью своего развития, проходящей сложную эволюцию и сменяющуюся мозаичными равновесиями в отдельных частях системы и изменяющимися во времени, в ходе своего развития.

Процессы выноса или удаления из системы одних компонентов и концентрация или накопление других [13] вызывает многочисленные сопряженные химические реакции, сущность некоторых из них была показана в настоящей статье.

Химическая интерпретация процессов зоны окисления позволяет нам понять характер первичной минерализации месторождения и дать оценку глубоких невскрытых еще частей месторождения.

ABSTRACT

Chemical processes in the oxidation zone are: oxidation of sulfides to sulfates; leaching of easily soluble sulfates and accumulation of hardly soluble minerals; interaction of oxized products with monoxized ones; reactions of secondary minerals with mine waters; transition of elements of lower valencies into hardly soluble compounds of highest valencies. As most important factors of mineral formation serve pH and Eh as well as chemical environment. The processes of mineral formation are characterized by stages being reflected in the vertical and horizontal zoning of the deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. С.С. Смирнов. Зона окисления сульфидных месторождений. М.–Л., Изд–во АН СССР, 1955.
2. В.В. Щербина. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. – Сов. геол., 1955, № 43.
3. Н.Зидаров, Б.Кальковски. Особенности на окислителната зона на оловно–цинковите месторождения от Маданския руден район. – Трудове върху геологията на България, серия геохим., минер. и петрогр., 1963, кн. IV.
4. В.В. Щербина. Концентрация и рассеяние химических элементов в результате окислительных и восстановительных процессов. – Докл. АН СССР, 1949, 67, № 3.
5. И.М. Голованов. Минералогия и геохимические особенности зоны гипергенеза полиметаллического месторождения Кургашинкан (Узб. ССР). Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1961.
6. Б.Г. Кальковски. Вторична зоналност в олово–цинковато месторождение Върба (Маданси руден район). – Трудове върху геологията на България, серия геохим., минер. и петрогр., 1966, кн. VI.
7. А.А. Кухаренко. Адамин из месторождения Гульшад (Сев.–зап. Прибалхашье). – Записки Всес. мин. об–ва, 1939, 68, № 4.
8. Л.К. Яхонтова. Минералогия и генезис зоны окисления арсенидных никель–кобальтовых месторождений (на примере Ховуаксинского рудного поля). Автореф. докт. дисс. МГУ, 1972.
9. W.Chesworth. Thermodynamic stady of stability the relative of malachite and azurite in soils.– Soil Sci., 1972, 113, N 5.
10. P. Schindler, M. Reinert, H. Gamsjäger. Löslickeits-konstanten und freie Bildungsenthalpien von $Cu_2(OH)_2CO_3$(Malachit) und $Cu_3(OH)_2(CO)_3)_2$Azurit) bei 25 °C. – Helvetica Chim. Acta, 1968, 51, N 8.
11. C.H. Wayman. The malachite – azurite equilibrium in soil profils. – Soil Sci., 1963, 95, N 2.
12. Ф.В. Чухров. Пироморфит в степной части Казахстана. – Труды Мин. музея, 1952, вып. 4.
13. В.В. Щербина. Интенсивность миграции рудных элементов в зонах окисления сульфидных месторождений. – Труды I Международного геохимического конгресса, т. IV, ч. 1. М., ВИНИТИ, 1973.
14. Н.П. Юшкин. Кёхлинит. Первая находка в СССР. – Докл. АН СССР, 1969, 189, № 4.
15. Ф.В. Чухров. Бёдантит в степной части Казахстана. – Докл. АН СССР, 1950, 72, № 1.
16. M.E. Mrose, D.E. Mayers, F.A. Wise, Adamite from the Ojuella mine, Mapini, Mexico. – Amer. Miner, , 1948, 33, N 7/8.
17. W.F. Foshag. Carminite and associated nunerals from Mapini, Mexico. – Amer.Mineral., 1937, 22.
18. Ф.В. Чухров. Брошантит в месторождениях степной части Казахстана.– Докл. АН СССР, 1950, 73, № 5.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ, С. В. ГРИГОРЯН

О МЕТОДИКЕ ЛИТОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АРИДНЫХ РАЙОНАХ

В настоящее время при поисках рудных месторождений наиболее широко используются вторичные ореолы элементов-индикаторов. С помощью этого метода, зародившегося в СССР в тридцатых годах, уже открыто множество месторождений.

Как известно, метод поисков рудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов успешно применяется только для обнаружения месторождений и рудных тел, вскрытых современной эрозионной поверхностью. В связи с этим в районах с высокой степенью геологической изученности (это в основном районы, уже освоенные горнорудной промышленностью) результативность рассматриваемого метода резко снижается, так как в подобных районах фонд вскрытых эрозией и легкооткрываемых по вторичным ореолам месторождений практически исчерпан, и основным источником прироста запасов минерального сырья остается скрытое оруденение. Это означает, что повышение эффективности метода поисков рудных месторождений по их вторичным литохимическим ореолам возможна прежде всего на основе резкого увеличения его глубинности, что позволит с помощью этого метода открывать не только вскрытые эрозией, но и скрытые на глубине рудные залежи.

В настоящее время благодаря успехам, достигнутым в изучении и практическом использовании первичных геохимических ореолов, появилась возможность существенного повышения геологической эффективности поисков рудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния элементов-индикаторов. Это может быть достигнуто, если вторичные ореолы рассеяния элементов-индикаторов рассматривать в качестве поисковых признаков не только выходящих на поверхность, но и скрытых на глубине (слепых) рудных тел. Практическая реализация подобной постановки проблемы предполагает выявление и изучение вторичных ореолов рассеяния элементов-индикаторов, образовавшихся в результате гипергенного разрушения не только рудных тел, но и постоянно сопровождающих их первичных геохимических ореолов.

Исследованиями, выполненными авторами и их сотрудниками в различных районах СССР, установлено, что в результате гипергенного разрушения выходящих на поверхность первичных ореолов скрытых на глубине рудных залежей обычно формируются слабо контрастные вторичные ореолы рассеяния типоморфных для данного типа оруденения элементов-индикаторов, которые могут быть использованы для поисков скрытых рудных тел и месторождений.

Следует, однако, отметить, что вовлечение в сферу поисковых работ слабо контрастных аномалий (к числу которых относятся и надрудные ореолы скрытого оруденения) существенно осложняет про-

цедуру интерпретации выявленных геохимических аномалий, поскольку большая часть слабо контрастных аномалий, как показывает практика работ в СССР, относится к числу не представляющих промышленного интереса зон рассеянной рудной минерализации, а также подрудных ореолов уничтоженных эрозией рудных скоплений.

Выполненными в СССР исследованиями доказано, что задача разбраковки слабо контрастных экзогенных геохимических аномалий может быть успешно решена, если при их интерпретации использовать особенности развитых в коренных рудовмещающих породах эндогенных геохимических аномалий – родоначальника экзогенных.

Постоянно сопровождающие рудные месторождения эндогенные геохимические аномалии представлены первичными ореолами, окаймляющими рудные тела, и зонами рассеянной рудной минерализации. Рассмотрим их основные геохимические особенности.

Прежде всего следует отметить, что первичные ореолы по размерам значительно превосходят рудные тела: протяженность ореолов над рудными телами обычно превышает сотни метров и в отдельных случаях достигает 1 км. Это обеспечивает значительную глубинность прогнозирования скрытого оруденения по первичным ореолам.

Первичные ореолы некоторых типов рудных месторождений являются слабо контрастными, что затрудняет их эффективное использование при поисках скрытого оруденения. В подобных случаях для усиления ореолов рекомендуется использование метода построения суммарных ореолов. Существуют две модификации суммарных ореолов: аддитивные и мультипликативные.

Аддитивные ореолы строятся путем суммирования в каждой пробе содержаний группы элементов-индикаторов, выраженных (нормированных) в единицах геохимического фона. Мультипликативные ореолы строятся по результатам перемножения в каждой пробе содержаний группы элементов-индикаторов данного типа оруденения. Благодаря направленному суммированию коррелирующихся в ореолах содержаний элементов-индикаторов (в отличие от фона, где корреляция содержаний элементов обычно отсутствует) суммарные ореолы отличаются от моноэлементных большими размерами и высокой контрастностью. Для иллюстрации этого положения на фиг. 1 в разрезе через кварц-золоторудные жилы изображены моноэлементные и суммарные ореолы некоторых элементов-индикаторов данного типа оруденения. Сравнение этих ореолов показывает, что суммарные ореолы являются более интенсивными и контрастными.

Одной из важнейших особенностей первичных ореолов является их зональность. Для различных по составу гидротермальных рудных месторождений установлена качественно близкая зональность, которая выражается следующим рядом типоморфных элементов-индикаторов (в направлении движения рудоносных растворов – от подрудных сечений ореолов к надрудным): W–Be–Sn–Mo–Co–Ni–Cu–Zn–Pb–Ag–As–Sb–Ba–Hg–J. Зональность ореолов используется для оценки уровня эрозионного среза аномалий и в частном случае – для

отличия надрудных ореолов от подрудных (при поисках скрытого оруденения).

Отметим, что в данном случае подразумевается уровень эрозионного среза первичных ореолов относительно рудного тела. Нетрудно убедиться, что этот уровень в общем случае не будет совпадать с абсолютным уровнем эрозионного среза участков исследований: из-за кулисного расположения рудных тел в пределах глубоко эродированных участков могут быть выявлены менее эродированные надрудные первичные ореолы и наоборот (фиг. 2).

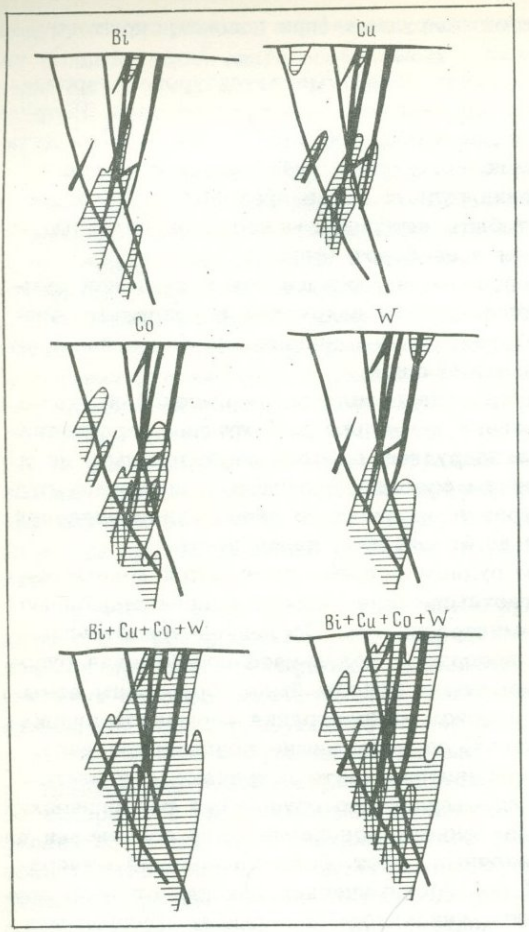
Благодаря большей интенсивности зональность в строении суммарных ореолов (если строить ореолы надрудных и подрудных элементов) по сравнению с моноэлементными является более контрастной и, что особенно важно, стабильной.

Зональность суммерных ореолов в силу своей высокой контрастности может быть использована не только для отличия перспективных на скрытое оруденение надрудных ореолов от подрудных, но и для дифференциации по уровням ореолов, развитых в интервале рудных тел, т.е. для оценки уровня эрозионного среза рудопроявлений, где рудные тела выведены на эрозионную поверхность.

Известно, что в каждом рудном районе встречаются многочисленные рудопроявления и геохимические аномалии, представленные зонами рассеянной рудной минерализации. Последние представляют собой участки, в пределах которых в результате воздействия рудообразующих флюидов на вмещающие породы были образованы зоны повышенных по сравнению с фоном концентраций элементов-индикаторов данного типа оруденения, не содержащие концентрированное оруденение. Подобные рудопроявления часто встречаются в благоприятных для локализации промышленного оруденения геологических условиях, что в ряде случаев служит основанием для постановки детальных поисковых и разведочных работ. Зоны рассеянной минерализации особенно "опасны" при геохимических поисках слепого оруденения. Как уже отмечалось, индикаторами скрытых рудных тел и месторождений являются их надрудные ореолы, которые, как и зоны рассеянной минерализации, характеризуются низкими, обычно субкларковыми концентрациями элементов-индикаторов, а также сходством ряда других особенностей.

Сравнительное изучение геохимических особенностей зон рассеянной рудной минерализации и первичных ореолов промышленного оруденения позволило установить ряд их различий, которые могут быть использованы при интерпретации результатов литохимического опробования.

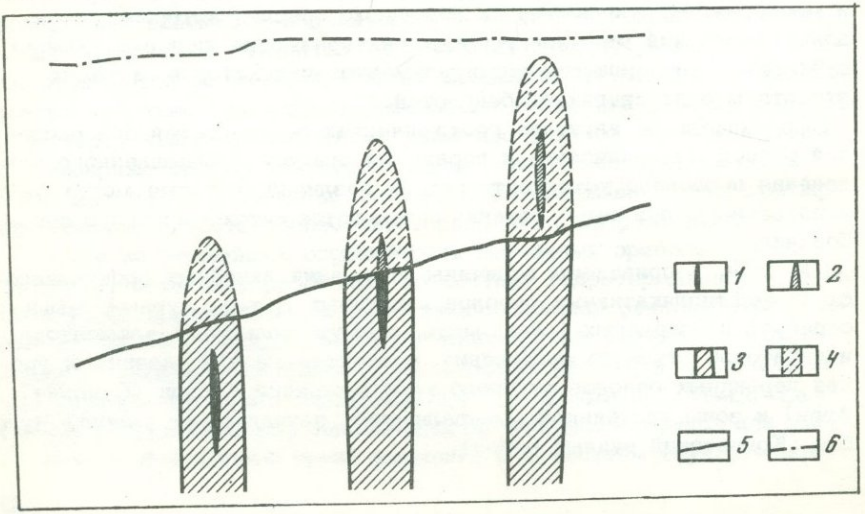
В табл. 1 приведены величины отношения линейных продуктивностей мультипликативных ореолов надрудных (ртуть, сурьма, мышьяк, серебро) и подрудных (цинк, медь, висмут, вольфрам) элементов-индикаторов ртутного оруденения, рассчитанные для различных уровней первичных ореолов ртутного месторождения Кончоч (Средняя Азия) и зоны рассеянной минерализации, изученной на участке Чульбои (Кончочский рудный район).



Фиг. 1. Моноэлементные, аддитивные и мультипликативные ореолы кварц-золоторудных жил. Квадратной штриховкой показаны поля повышенных содержаний элементов в ореолах

Фиг. 2. Уровни эрозионного среза первичных ореолов

1 – рудное тело в коренных породах; *2* – эродированная часть рудных тел; *3* – первичные ореолы в коренных породах; *4* – эродированная часть первичных ореолов; *5* – линия эрозионной поверхности; *6* – линия поверхности, существовавшей в момент формирования месторождения



Как следует из приведенных в табл. 1 данных, в отличие от первичных ореолов промышленного оруденения, в строении зоны рассеянной минерализации отчетливой зональности не установлено: вариации индикаторного отношения не являются закономерными и не выходят за пределы точности его расчета.

Сравнительное изучение геохимических первичных ореолов концентрированного оруденения и зон рассеянной минерализации в настоящее время с той или иной степенью детальности выполнено для полиметаллических, колчеданно-полиметаллических, оловорудных, ртутных и золоторудных месторождений и во всех случаях без исключения были подтверждены рассмотренные выше специфические особенности зон рассеянной рудной минерализации.

Установлено, что в строении зон рассеянной минерализации отсутствует контрастная геохимическая зональность (имеется в виду зональность в строении суммарных аномалий).

Благодаря отсутствию отчетливой геохимической зональности вариации индикаторного отношения укладываются в сравнительно узкий интервал значений, который соответствует нижней части промышленного оруденения.

Изложенное позволяет рекомендовать в качестве критерия разбраковки зон рассеянной минерализации характер зональности и величину ее оценки – отношения линейных продуктивностей суммарных аномалий: если значение этого отношения отвечает первичным ореолам, развитым на уровне средних (нижних) частей промышленного оруденения, то выявленная аномалия может быть отнесена в разряд зон рассеянной минерализации (если в ее пределах, естественно, отсутствуют выходы промышленного оруденения).

Очевидно, что отмеченные выше особенности эндогенных аномалий могут быть привлечены для интерпретации экзогенных аномалий лишь при условии адекватности этих двух типов аномалий. В связи с этим приобретает особую актуальность проблема сравнительного

Таблица 1

Величины отношения линейных продуктивностей мультипликативных ореолов

Зона рассеянной минерализации (участок Чульбои)			Первичные ореолы промышленного оруденения (Кончоч)		
Горизонты опробования	$\frac{Hg \cdot Sb \cdot As \cdot Ag}{Zn \cdot Cu \cdot Bi \cdot W}$	Глубина изучения аномалий, м	Уровни ореолов	$\frac{Hg \cdot Sb \cdot As \cdot Ag}{Zn \cdot Cu \cdot Bi \cdot W}$	Глубина изучения ореолов, м
I	6		Надрудный	500	
II	9	200	Надрудный	300	210
III	7		Среднерудный	80	
			Нижнерудный	5	

изучения эндогенных и экзогенных аномалий с целью установления степени их адекватности в различных ландшафтно-геохимических условиях. Подобными исследованиями установлено, что в аридных районах между эндогенными и экзогенными аномалиями выявляется тесная связь, в этих условиях для обнаружения скрытых рудных тел и месторождений наряду с первичными ореолами (в районах с удовлетворительной обнаженностью) могут быть использованы также экзогенные аномалии (в районах, где рудовмещающие коренные породы перекрыты элювиально-делювиальными отложениями).

Установлено, что степень адекватности суммарных экзогенных и эндогенных литохимических аномалий по сравнению с моноэлементными выше, что позволяет рекомендовать широкое использование при оконтуривании геохимических аномалий методов построения суммарных аномалий и в первую очередь мультипликативных, как наиболее контрастных.

ABSTRACT

It is shown that the summary (additive) aureoles are more intensive and contrasting than the monoelemental ones; more contrasting and stable is also the zonong of the first aureoles. In distinction from primary aureoles of commercial ores in zones of scattering mineralization variations of the indicator ratio are not regular and do not exceed the range of calculation error. It has been established that in aridic areas between endogenic and exogenic anomalies a close a connection exists, the adequacy degree of the summary exogenic and endogenic lithochemical anomalies being higher in comparison with monoelemental ones.

А. П. СОЛОВОВ

ПРОГНОЗ МАСШТАБА ОРУДЕНЕНИЯ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

Высокая геологическая эффективность геохимических методов поисков рудных месторождений в настоящее время не вызывает сомнений. С помощью этих методов в многих странах в различной геологической и ландшафтной обстановке были открыты многие, в том числе очень крупные месторождения и перечень промышленных открытий продолжает расти. Достигнутые результаты, при относительно малых затратах на производство работ, определили широкое применение геохимических методов поисков во всем мире.

Промышленные открытия являются наиболее очевидным, но далеко не единственным результатом поисковых геохимических работ. Важнейшие значения имеют геохимические данные для анализа гео-

лого-структурных и литолого-стратиграфических закономерностей локализации оруденения, для оценки уровня его эрозионного среза, зональности и генетических особенностей, применительно к отдельным объектам и целым рудным районам. Успешное развитие теории литохимических поисков рудных месторождений позволило создать в СССР специальные методы количественной оценки по геохимическим данным ожидаемых локальных и региональных запасов металла. Последнее имеет первостепенное значение для повышения общей эффективности геологопоисковых и разведочных работ в рудных районах.

Геохимические поиски на обширных рудоперспективных территориях обычно начинаются с опробования аллювиально-пролювиальных отложений современной гидросети. Плотность геохимического опробования при этих работах чаще всего принимается 1-4 пробы на 1 км^2 площади. По советским стандартам это отвечает съемкам соответственно в масштабах 1:200 000 (сеть 2 ×0,5 км) и 1:100 000 (сеть 1× 0,25 км). Поисковые литохимические съемки этого типа, в условиях хорошо расчлененных горных районов, с высокой надежностью обеспечивают обнаружение всех относительно крупных рудных месторождений, выходящих на уровень современного эрозионного среза. Именно эти месторождения являются наиболее доступными для первоочередной разведки и эксплуатации и поэтому литохимические поиски по отложениям временной и постоянной гидросети являются самым эффективным методом ведения на обширных, менее изученных территориях. Литохимические поиски рудных месторождений по их потокам рассеяния проводятся на площадях, измеряемых десятками и сотнями тысяч квадратных километров, с последующим выборочным переходом к более детальным литохимическим съемкам на ограниченных участках. Подобные литохимические съемки получили распространение в рудных районах Северо-Востока СССР, в частности, в районах, тяготеющих к строящейся Байкало-Амурской магистрали (БАМ), в Канаде, в развивающихся странах Азии, Африки и Латинской Америки и в ряде других стран.

При широком и успешном производстве этих работ, количественной интерпретации литохимических аномалий, выявляемых в отложениях гидросети, часто не уделяется необходимого внимания. Между тем, анализ показывает, что в зависимости от положения рудного месторождения в бассейне водосбора образуются совершенно различные литохимические аномалии. В частности, небольшое по масштабу рудопроявление, расположенное в вершине русла первого порядка, способно образовать поток рассеяния большой протяженности с высокими содержаниями металла. В отличие от него, даже крупное месторождение, расположенное в среднем или нижнем течении сравнительно большой реки, создает только небольшую аномалию, с бедными содержаниями металла в аллювии. При чисто качественном подходе к результатам литохимических поисков предпочтение отдается первой аномалии, что снижает эффективность работ.

Для преодоления этого затруднения автором было предложено, помимо содержаний металла в пробах, рассматривать показатель продуктивности потока рассеяния:

$$P'_x = S_x (C'_x - C'_0), \quad (1)$$

где S_x – площадь водосборного бассейна, отвечающая точке опробования, C'_x – содержание металла в этой точке и C'_0 – местное фоновое содержание данного металла в аллювиально-пролювиальных отложениях. Теоретически продуктивность потока рассеяния равна площадной продуктивности P (в тех же $м^2\%$) вторичных ореолов рассеяния оруденения, развитого в этом бассейне водосбора, в природных условиях между ними существует пропорциональная зависимость. В интервале привноса металла в русло величина P'_x растет, ниже теоретически остается постоянной или

$$P'_x = k'P = \text{const}, \quad (2)$$

где $k' \gtrless 1$ – местный коэффициент пропорциональности, зависящий от режима твердого стока и свойств рудного элемента, определяемый из опыта работ. Таким образом, анализ графиков P'_x позволяет прогнозировать ожидаемую продуктивность вторичных ореолов рассеяния, которая в свою очередь для месторождений, вскрытых эрозионным срезом, пропорциональна масштабу коренного оруденения $P_р$ согласно зависимости

$$P = k P_р, \quad (3)$$

где $k \gtrless 1$-местный коэффициент пропорциональности.

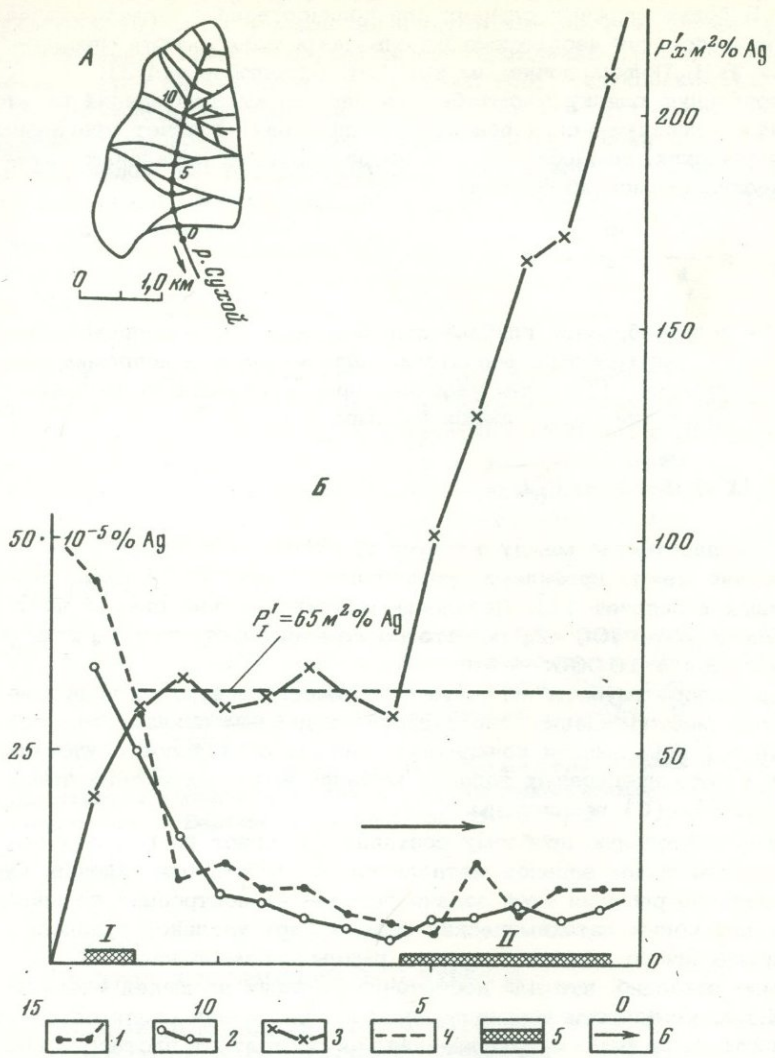
На рисунке по графику P'_x отчетливо обнаруживается существование двух интервалов оруденения, определяющих формирование потока рассеяния серебра в русле ручья Сухого, из которых второй по величине продуктивности более чем в два раза превышает первый. Сделать эти важные выводы по графику содержаний металла в пробах C'_x не удается.

В общем случае потоки рассеяния месторождения развиваются в нескольких смежных руслах и оценка масштаба коренного оруденения определяется суммой их продуктивностей

$$P_р = \frac{1}{k'k} \sum_{i=1}^{m} P'_i, \quad (4)$$

где m – число смежных русел, в которых обнаружены аномальные содержания металла. Этот важный признак аддитивности оценок продуктивностей потоков рассеяния на содержание металла в аллювии не распространяется.

Опыт показывает, что в горных районах для русел первых порядков простейшие зависимости (1)-(4) соблюдаются достаточно хо-



Расчет продуктивности потока рассеяния. Руч. Сухой, Магаданская область

А – план бассейнов водосбора для точек опробования 1–13. *Б*: *1* – график наблюденных содержаний серебра в аллювии; *2* – осредненные значения C'_x (за вычетом фона); *3* – график продуктивности P'_x; *4* – уровень устойчивых значений P'_x; *5* – I и II – интервалы привноса металла в русло и роста P'_x; *6* – направление стока

рошо. В более сложных случаях для количественной интерпретации потоков рассеяния необходимо использовать зависимости, предложенные В.В. Поликарпочкиным или А.Н. Боголюбовым [2].

Уточненную оценку масштаба выявляемых месторождений на втором этапе геохимических поисков обеспечивает подсчет прогнозных (геологических) запасов металла по результатам детальных литохимических съемок по формуле

$$Q_H = a \cdot \frac{1}{k} \cdot \frac{P}{40} \cdot H, \qquad (5)$$

где H – целесообразная глубина подсчета и $a < 1$ – поправочный множитель, учитывающий вероятную долю металла в непромышленных содержаниях. При этом величина продуктивности вторичных ореолов рассеяния определяется из выражения

$$P = \Delta X \cdot l \left(\sum_{x=1}^{n} C_x - nC_0 \right), \qquad (6)$$

где ΔX – расстояние между точками пробоотбора по профилю, l – расстояние между профилями прямоугольной сети и n – число точек, вошедших в подсчет [2]. Детальные литохимические съемки часто ведутся по сети 100×20 м, что по советским стандартам отвечает масштабу 1:10000.

При выборе глубины подсчета H учитывается вероятный эрозионный срез месторождения по заранее найденным показателям геохимической зональности конкретных генетических типов оруденения. Для подсчета прогнозных запасов металла в слепых рудных телах формулы (5)–(6) непригодны.

Самостоятельную проблему составляет прогноз по геохимическим данным общих запасов металла для целых рудных районов. Один из вариантов решения этой задачи основан на построении по результатам поисковых литохимических съемок карт удельной рудоносности территорий со снятым покровом рыхлых образований [3].

Было показано, что для достаточно больших площадей оценки общей продуктивности вторичных ореолов рассеяния сходятся по вероятности, и, в первом приближении, на зависят от плотности поисковой сети опробования. С учетом этого и средневзвешенного коэффициента остаточной продуктивности вторичных ореолов рассеяния $k \gtrsim 1$ удельное количество металла Δq_p т/м/км^2 допустимо рассматривать в качестве объективного параметра, характеризующего рудоносность выбранной площадки. При мелкомасштабном обобщении найденные значения удельной рудоносности для трапеций допустимо интерполировать на закрытые участки, с последующим подсчетом суммарной продуктивности $(\Sigma q_p)_{\text{общ.}}$ для рудного района в целом или для его отдельных крупных участков. Задаваясь соотношениями между численностью объектов в десятичных классах крупности и минимальным масштабом обнаруживаемых объектов, можно прибли-

женно оценить резервные запасы металла, возможность нахождения в районе крупных месторождений и вероятные промышленные запасы в различных классах крупности месторождений. Альтернативные решения этой задачи были рассмотрены Е.М. Квятковским [1].

Предложенные методы количественной оценки прогнозных запасов металла в отдельных объектах, выявляемых при геохимических поисках, и в целом для рудных районов имеют важное значение для выбора направления дальнейших работ и обоснования целесообразных затрат на их проведение.

ABSTRACT

Methods of estimation of the expected mineralization scale by the way of a quantitative interpretation of dispersion flows at the stage of prospecting of lithochemical surveys, methods of specification of this estimation at the stage of detailed lithochemical surveys according to parameters of secondary dispersion haloes and methods of a prognostical estimation of metal reserves within the ranges of ore region are examined.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е.М. Квятковский, Г.Ф. Новиков. Некоторые количественные литохимические критерии прогнозной оценки рудоносных площадей на различных этапах исследования. – Записки ЛГИ, 1974, XVII, вып. 2.
2. Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, Изд-во "Наука" Каз.ССР, 1972.
3. А.П. Соловов, Б.А. Досанова, И.А. Кошелева. Анализ результатов поисковых литохимических съемок при прогнозно-металлогенических исследованиях. – Вестник МГУ, геология, 1970, № 4.

Ф. В. ЧУХРОВ, Л. П. ЕРМИЛОВА, В. С. ЧУРИКОВ

О ВОЗМОЖНОМ ЗНАЧЕНИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ ДЛЯ ФИТО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ СУЛЬФИДНЫХ РУД

Сера горных пород и руд, поступающая в почвенные растворы, попадает в растения. Так как они не фракционируют изотопы серы, то по значениям $\delta^{34}S$ растений можно судить об изотопном составе серы (обычно сульфатной) почвенных растворов. Возможность использования этих данных для суждения о сере горных пород или руд, залегающих под почвой, зависит от того, как и насколько значительно изменяется изотопный состав серы в почвах до ее поступления в растения. Эти изменения в основном обязаны проявлению в поч-

венных растворах двух бактериальных процессов – сульфатредукции и регенерации сульфата из сероводорода.

Сульфатредукция с различной интенсивностью протекает во всех почвах. Ее главная предпосылка – содержание в них свободной влаги, органического вещества и растворенного сульфата.

В хорошо аэрируемых почвах над зоной сульфатредукции располагается зона, где действие окислительных процессов вызывает превращение серы образовавшегося при сульфатредукции сероводорода в сульфатную форму. А так как этот сероводород обогащен изотопом ^{32}S, то им же обогащена и регенерируемая сульфатная сера. Таким образом, в ниже расположенных горизонтах почвы, где идет сульфатредукция, сульфатная серы утяжеляется, в нисходящих водах она в том или ином количестве мигрирует в ниже расположенные породы и в конечном счете поступает в воды верхнего водоносного горизонта. Что же касается регенерированного сульфата, сера которого облегчена, то он смешивается с поступающим с поверхности сульфатом атмосферных вод; поэтому в зону сульфатредукции попадает более легкий исходный сульфат; его значения $\delta^{34}S$ могут быть как низкими положительными, так и отрицательными. Вследствие этого в почвенных профилях значения $\delta^{43}S$ сверху вниз возрастают. Для иллюстрации (табл. 1) приводим значения $\delta^{34}S$ по профилям солончаковых почв района гор Кызылрай в степной части Казахстана (данные авторов), а также почв районов Дона и Манычской низменности.

Помимо проб из гор Кызылрай, авторами изучены пробы солончаков из других районов степной части Казахстана [2]. Вариации значений $\delta^{34}S$ солончаков от +5,5 до –4,4% ; характерное для многих из них обогащение изотопом ^{34}S указывает на проявление сульфатредукции с регенерацией сульфата. Так как положение зоны сульфатредукции и регенерации сульфата по отношению к корневой системе растений в профиле почв может меняться, то следует ожидать и вариаций изотопного состава поступающей в растения серы в разные вегетационные сезоны и их периоды.

Для конкретизации представлений об изотопном составе серы растений обратимся к фактическим данным, которые получены авторами. Для анализов использовалась зола растений и их частей (органов). Изученные пробы происходят из гор Кызылрай и из района сопки Жосалы в степной части Казахстана.

Горы Кызылрай характеризуются повышенным количеством атмосферных осадков в сравнении с окружающей степью, значительной расчлененностью рельефа и обилием растительности (травы, кустарники, деревья), особенно в долинах. Водное питание растений осуществляется в основном за счет стекающих в долины талых и дождевых вод. Наименьшее количество влаги доступно растениям, произрастающим на скальных выходах гранитов (арча, сосна); в наиболее увлажняемых частях долин произрастают лиственные, древесные и кустарниковые растения, а в пойменной зоне ручьев и речек обильны травы. Содержание SO_3 в сухой золе изученных рас-

Таблица 1

Изменение изотопного состава сульфатной серы по почвенным профилям

Район, глубина от поверхности почвы, см	$\delta^{34}S$,‰
Горы Кызылрай	
у сопки Карашоко	От +4,1 до +4,9
0–8	+5,2
25	
В Центральной долине	3,9
0–2	4,3
8	
Нижний Дон	От +5,0 до +6,4
0–150	+7,0
150–200	+8,0
200–250	
Манычская низменность	От +2,8 до +5,4
0–82	От +7,5 до +7,8
150–400	

тений Кызылрая от 0,55 до 4,75% . В табл. 2 приведены данные об изотопном составе серы золы некоторых растений со скальных выходов гранитов и из долин. Вариации значений $\delta^{34}S$ являются наименьшими у произрастающих на гранитных скалах арчи и сосны: во всех изученных пробах эти значения низкие положительные (от +0,7 до +3,0%). У растений долин колебания величин $\delta^{34}S$ значительно больше. Для объяснения различий и вариаций изотопного состава серы в растениях Кызылрая обратимся к определяющим их факторам.

По данным авторов, значения $\delta^{34}S$ изученных проб атмосферных осадков в степной части Казахстана составляют от +2,1 до +3,7‰. В питающихся атмосферными водами родниках Кызылрая с чистой проточной водой, в которой бактериальная сульфатредукция не происходит, как показали пробы, взятые в 1969, 1970, 1971 и 1973гг., значения $\delta^{34}S$ варьируют в очень узких пределах от +0,3 до +3,2‰. Подобные же пределы колебания величин $\delta^{34}S$ характерны для арчи и сосны со скальных выходов гранитов, где процессы бактериальной сульфатредукции в питающих растения водах практически не проявляются, так как почвенный слой с необходимым для сульфатредукции количеством органического вещества здесь отсутствует: в растения на скальных выходах гранитов поступает сера, не отличающаяся сколько-нибудь значительно по изотопному составу от атмосферного сульфата.

В долинах, где имеется почвенный покров, условия для сульфатредукции несравненно более благоприятны, изотопный состав посту-

Таблица 2

Изотопный состав серы растений Кызылрая

Участки, отличающиеся по увлажнению	Растения, их части	$\delta^{34}S$, ‰	Участки, отличающиеся по увлажнению	Растения, их части	$\delta^{34}S$, ‰
	Арча (1969)			ветки (1969)	-2,9
	ствол	+2,4		ветки (1970)	+1,7
	хвоя	+2,2		ветки (1971)	+4,7
Скальные выходы гранитов	Арча (1969)			листья (1969)	-0,7
	ствол	+0,9	Долины	листья (1969)	-6,2
	хвоя	+1,6		листья (1969)	+4,4
	Арча (1973)			листья (1970)	-5,4
	ствол	+2,1		листья (1970)	+2,7
	хвоя	+0,7		листья (1971)	-0,3
	Сосны разные		Ивы разные		
	ствол (1969)	+1,6		ствол (1969)	-1,8
	ствол (1970)	+2,2		ствол (1969)	-2,8
	ствол (1971)	+3,0		ствол (1973)	-5,5
	хвоя (1969)	+1,6		ветки (1969)	-2,0
	Береза			ветки (1969)	-2,7
	ствол (1973)	-2,0		ветки (1069)	-2,0
	сук (1973)	-1,3		ветки (1970)	+0,1
	ветки (1969)	-3,3		ветки (1971)	-0,4
	ветки (1970)	-2,5		листья (1969)	-1,0
	ветки (1970)	-2,3		листья (1970)	-0,2
	ветки (1971)	-2,4		листья (1970)	+1,2
	листья (1969)	+1,4		листья (1970)	0,0
	листья (1970)	0,0		листья (1970)	+5,3
	листья (1971)	-2,6		листья (1971)	+5,7
	листья (1973)	-0,7		листья (1971)	-3,8
Долины	Береза (1970)			листья (1971)	-4,7
	ветки	-0,4	Травы разные	проба 1	+2,9
	листья	-1,4		проба 2	+1,1
	Береза (1970)			проба 3	-0,7
	ветки	-0,7		проба 4	+4,4
	листья	+0,7	Ковыль		
	Березы разные			проба 1	+2,2
	ствол (1969)	-2,2		проба 2	+3,3
	ствол (1970)	+1,4			
	ствол (1970)	-0,3			

пающей в растения серы зависит от соотношения интенсивности процессов сульфатредукции и регенерации сульфата. Там, где не происходит существенного обновления насыщающей почву влаги, создаются условия для заболачивания, особенно во второй половине лета, что может приводить к очень резкому возрастанию значений $\delta^{34}S$ почвенной влаги. В качестве примера укажем, что на одном из пониженных участков Центральной долины Кызылрая значения $\delta^{34}S$ почвенной влаги составляют (в ‰): сентябрь 1969 г. 0; июль 1970 г. +26,6; 20 августа 1970 г. +29,6, 24 августа 1970 г. +25,5; август 1971 г. + 5,1; август 1973 г. +14,8 (у H_2O из той же пробы $\delta^{34}S = -3,3$). Эти данные весьма показательны. Наиболее интенсивному течению сульфатредукции в застойной среде с обилием органического вещества при отсутствии значительного влияния регенерации сульфата из сероводорода отвечает резкое утяжеление сульфатной серы почвенных растворов ($\delta^{34}S$ до +29,6‰); сульфатредукция с умеренной регенерацией сульфата приводит к значительно более низким значениям $\delta^{34}S$ этих растворов (+5,1‰), а ее повышенная интенсивность вызывает еще большее понижение содержания в сульфате изотопа $\delta^{34}S$ ($\delta^{34}S$ до 0‰). Среднее значение ^{34}S у растений долин, по данным табл. 2, составляет -0,9‰, а у растений выше расположенной зоны скальных выходов гранитов +1,7 ‰.

Повышенные значения $\delta^{34}S$ растений долин (до +5,7‰) обязаны пониженной интенсивности регенерации сульфата в сравнении с сульфатредукцией, тогда как пониженные и низкие (до -6,2‰) значения этого показателя являются результатом усиления роли активности регенерирующих сульфат бактерий в почвах долин.

Привлекают внимание вариации изотопного состава серы в одинаковых частях разных индивидов отдельных растений и в частях одного и того же растения. В первом случае причиной этих вариаций следует считать особенности микроусловий, определяющих ход сульфатредукции и регенерации сульфата, а во втором – изменение этих условий в течение вегетационного сезона. Значения $\delta^{34}S$ веток и особенно стволов являются средними для серы, поступавшей в растения в течение ряда вегетационных сезонов.

Район сопки Жосалы представляет значительный интерес для сопоставления с Кызылраем по изотопному составу серы растений. Сопка сложена окварцованными девонскими туфогенно-осадочными породами, из которых с глубины около 100 м поступает кислая железистая вода (pH около 3). Источником серной кислоты и железа является пирит туфогенно-осадочных пород. На сопке и у ее подножия много деревьев. Прилегающая к сопке площадь обильно орошается водами из скважин; для сульфатной серы этих вод определены значения $\delta^{34}S$ от -3,9 до -7,1‰. Данные об изотопном составе серы растений из района сопки Жосалы приведены в табл. 3. Особенностью поступающих в растения района сопки Жосалы почвенных растворов, особенно на ее склоне и в прилегающей долине, является их кислая реакция, исключающая проявление сульфатредукции с

регенерацией сульфата, а следовательно, и понижение значений $\delta^{34}S$ сульфатной серы в сравнении с атмосферным сульфатом. Поэтому низкие значения $\delta^{34}S$ растений района сопки Жосалы (до −6,9‰) отражают поступление в почвы сульфатной серы, образующейся при выветривании пирита. Характерно, что, как и в Кызылрае, в районе сопки Жосалы значения $\delta^{34}S$ варьируют не только в сопоставимых частях разных индивидов одного и того же растения, но и в различных частях каждого растительного индивида.

Важнейший вывод из сопоставления данных по горам Кызылрай и району сопки Жосалы состоит в том, что значения $\delta^{34}S$ серы растений, питающихся атмосферными водами, могут быть столь же низкими отрицательными, как и значения $\delta^{34}S$ растений, в которые поступает сера вод, содержащих свободную серную кислоту с более низкими (отрицательными) значениями $\delta^{34}S$. Однако если сульфатная сера из зоны гипергенеза руд с отрицательными значениями $\delta^{34}S$ будет содержаться в слабокислых до слабощелочных растворах, то следует ожидать, что вследствие сульфатредукции и довольно интенсивной регенерации сульфата в растения может поступать еще более легкая сера, т.е. сера с пониженными и очень низкими значениями $\delta^{34}S$.

Таблица 3

Изотопный состав серы растений района сопки Жосалы

Места взятия проб	Растения, их части	$\delta^{34}S$, ‰
Вершина сопки	Береза (1971)	− 4,7
	ветки	+ 3,0
	листья	
	Осина (1971)	+ 1,8
	ветки	− 3,0
	листья	
	Осина (1973)	+ 1,3
	ветки	
Лог на склоне сопки	Береза (1971)	− 5,4
	ствол	− 3,1
	листья	
Участок к северо-западу от сопки	Береза (1971)	− 3,5
	ветки	− 5,2
	листья	
	Травы (1973)	− 4,2
	проба 1	− 4,1
	пробы 2	
Участок за плотиной, периодически заливаемый водой из скважины	Береза (1971)	− 6,9
	ветки	− 3,5
	листья	

Таблица 4

Содержание цинка в золе растений Кызылрая и Жосалов (в %)

Растения, их части	Кызылрай	Жосалы
Березы		
стволы, ветки	0,147–0,345	0,301–0,537
листья	0,036–0,192	0,043–0,318
Разные травы	0,015–0,032	0,033–0,035

Несомненный интерес представляет сопоставление поисково-оценочного значения данных по изотопному составу серы растений и содержанию в их золе цинка – характерного элемента гидротермальной сульфидной минерализации. В табл. 4 приведены данные о содержании цинка в золе растений из долин Кызылрая и района сопки Жосалы, произрастающих в сопоставимых условиях водного питания.

Общей особенностью растений Кызылрая и района сопки Жосалы является падение содержания металлов в золе по мере возрастания зольности. Поэтому в золе трав, которые содержат особенно много зольных элементов, содержание металлов ниже, чем в золе древесных растений. У последних наибольший выход золы и соответственно наиболее низкое содержание металлов отмечаются для листьев. В отличие от гор Кызылрай, содержание цинка в золе растений из района сопки Жосалы выше, что согласуется с поступлением в эти растения вод из зоны гидротермальной пиритизации.

Выполненные авторами исследования приводят к выводу о возможности использования изотопного состава серы растений при проведении фитогеохимических поисков сульфидных руд. Несомненно также, что для оценки применимости изотопно-фитогеохимической методики обнаружения скрытых под поверхностью руд в районах, отличающихся по климатическим и физико-географическим условиям, необходимы дополнительные исследования.

ABSTRACT

According to the $\delta^{34}S$ of sulfur of plants it may be judged of the isotopic composition of sulfur, usually sulfate one, of soil solutions. It is shown that in zones of hypergenisis of sulfide ores with a hegative $\delta^{34}S$ value in the presence of weakly acid-alkalescent waters, in which sulfate reduction and sulfate regeneration are intensely developed, sulfur with strongly lowered $\delta^{34}S$ values in comparison to atmospheric sulfate may enter the plants. A conclusion about the possibility of using the isotopic composition of the sulfur of plants during phythogeochemical searches for sulfide ores is drawn.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Л. Рабинович, Н.В. Веселовский. Вариации величин $\delta^{34}S$ в почво-грунтах на территории Нижнего Дона и Манычской низменности. – В сб.: Тезисы докладов 5-го Всес. симпозиума по геохимии стабильных изотопов, ч. 1. М., ГЕОХИ, 1974.
2. Ф.В. Чухров, В.С. Чуриков, Л.П. Ермилова, Л.П. Носик. О вариациях изотопного состава серы некоторых природных вод. – Геохимия, 1975, № 3.

Ю. Е. САЕТ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕРЕКРЫТЫХ АЛЛОХТОННЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ, ПО ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ РАССЕЯНИЯ

Наибольшие перспективы для выявления новых месторождений и даже рудных районов имеются на закрытых территориях, где рудовмещающие породы фундамента перекрыты молодыми толщами аллохтонных отложений.

Опыт исследований последних лет во многих рудных районах показывает, что над погребенными месторождениями или их первичными ореолами в перекрывающем аллохтонном чехле и в современных почвах обычно устанавливаются отчетливые геохимические аномалии.

Для перекрытых месторождений возможны только эпигенетические ореолы рассеяния. Они образуются в результате диффузионно-фильтрационной миграции газов и вод, осуществляющих в той или иной степени геохимическую связь между коренными породами (вмещающими рудные тела и первичные ореолы рассеяния), перекрывающими рыхлыми толщами, и современным ландшафтом.

Как показывают расчеты В.С. Голубева [1], дальность фильтрационно-диффузионной миграции может достигать нескольких сотен метров.

Исследования А.И. Перельмана [2] показывают, что степень концентрации рудных элементов в ходе эпигенетических процессов может быть весьма значительной. Однако для эпигенетических ореолов в рыхлых аллохтонных толщах наиболее вероятно появление небольших абсолютных концентраций элементов-индикаторов перекрытого оруденения. Это вытекает из следующих положений: 1) абсолютные содержания большинства элементов в современных гидрохимических ореолах обычно невелики (мкг или доли мкг в литре); 2) геологическое время образования наложенных ореолов для большинства практически интересных случаев (перекрывающий покров представлен кайнозойскими, а чаще четвертичными отложениями) сравнительно небольшое; 3) возможные объемы вод,

мигрирующих через рыхлые отложения и связанных с месторождением, также невелики; 4) рыхлые отложения и почвы промываются агрессивными атморсферными осадками. В результате появление эпигенетического ореола может слабо отразиться на валовом содержании элементов. Это приводит к необходимости фазового извлечения эпигенетической аномальной составляющей рассеяния, что повышает чувствительность и контрастность выявления ореолов.

Закрепление элементов в ореолах происходит в ходе эпигенетических преобразований перекрывающих аллохтонных толщ на геохимических барьерах. Низкие концентрации элементов-индикаторов позволяют для большинства случаев предположить их дефицитность в химических реакциях при процессах эпигенетических преобразований пород. В связи с этим в ходе вторичного минералообразования элементы-индикаторы не могут взаимодействовать со всеми элементами и соединениями, имеющимися в водах и вмещающих породах, и способными (химически) вступить в реакцию с этими элементами-индикаторами.

В соответствии с принципом торможения химических реакций [2] в условиях дефицита реагентов будут реализовываться лишь те, для которых характерны наименьшие изобарные потенциалы и в ходе которых образуются с наименьшими произведениями растворимости. Эти процессы резко сокращают список вероятных форм нахождения элементов в ореолах в аллохтонных отложениях.

Можно предположить, что во многих случаях распределение и формы нахождения элементов-индикаторов будут обусловлены особенностями распределения и минералого-геохимическими формами проявления эпигенетических новообразований макроэлементов. В частности, наиболее распространенными формами нахождения элементов в этих процессах являются воднорастворимые соединения (сульфаты и хлориды), сорбированный комплекс, карбонаты и воднонерастворимые сульфаты, органо-минеральные соединения, гидроокислы и окислы железа и марганца, глинистые минералы.

На основе сопоставления ряда известных схем фазового химического анализа и проведенных экспериментов группой сотрудников под руководством автора предложена технологическая схема извлечения из пород и почв важнейших фаз, определяющих формы нахождения микроэлементов в эпигенетических ореолах. Схема предусматривает последовательную обработку проб следующими растворителями: 1) воднорастворимые соединения – водноспиртовой раствор; 2) обменно-сорбированный комплекс – спиртовой раствор хлористого калия; 3) карбонаты и сульфаты – ацетатно-буферная смесь; 4) органо-минеральные соединения – обработка перекисью водорода с выщелачиванием ацетатно-буферной смесью; 5) гидроокислы железа и марганца – смесь гидроксиламина солянокислого и уксусной кислоты; 6) гидроокислы кремния – щелочной содовый раствор; 7) окислы железо – соляная кислота; 8) глинистые минералы – водномеханическое отмучивание [3].

Изучение баланса форм нахождения важнейших элементов-индикаторов (меди, свинца, цинка) в перекрывающих толщах и почвах над рядом перекрытых сульфидных месторождений показало, что основная часть их общего содержания заключена в гидроокислах, окислах и глинистых минералах. Однако контрастность эпигенетических аномалий в этих формах нахождения невелика. Контрастные аномалии связаны с карбонатно-сульфатными формами, органо-минеральными соединениями и сорбированным комплексом, которые играют небольшую роль в общем балансе форм нахождения элементов (фиг. 1, 2).

Экспериментальные данные показали, что трудоемкие определения отдельных элементов для практических целей могут быть заменены определением суммы тяжелых металлов. Все это позволило разработать и внедрить в производственную практику экспрессную методику выявления эпигенетических аномалий.

В настоящее время проведены исследования эпигенетических ореолов тридцати перекрытых месторождений меди, молибдена, никеля, свинца и цинка (по литературным источникам и собственным материалам). Во всех случаях с применением той или иной методики фазового химического анализа ореолы были выявлены и, следовательно, они являются закономерным и широко распространенным геохимическим признаком перекрытых месторождений (табл. 1).

На фиг. 3-6 приведены типичные разрезы эпигенетических ореолов четырех перекрытых сульфидных месторождений, расположенных в различных ландшафтных условиях и отличающихся по мощности и литологическим характеристикам перекрывающего покрова и особенностям гидрогеологического режима.

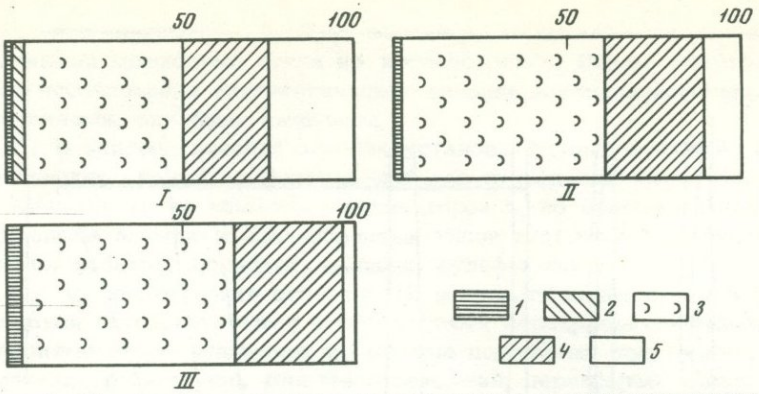
Общий анализ материалов, имеющихся по эпигенетическим экзогенным ореолам рассеяния, позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Эпигенетические ореолы наблюдаются в широком диапазоне стратиграфических характеристик перекрывающего чехла рыхлых образований (от палеогеновых до четвертичных) и во всех случаях проявлены в современных почвах. Таким образом, достаточно контрастные ореолы успевают сформироваться за довольно ограниченное геологическое время.

2. Ореолы фиксируются при разнообразных литолого-фациальных особенностях перекрывающего покрова: песчаный аллювий, супесчано-суглинистая морена, существенно глинистые осадочные образования (озерные, лагунные и морские), сложнопостроенные разрезы с переслаиванием осадочных пород различного литологического типа, пострудные четвертичные базальты.

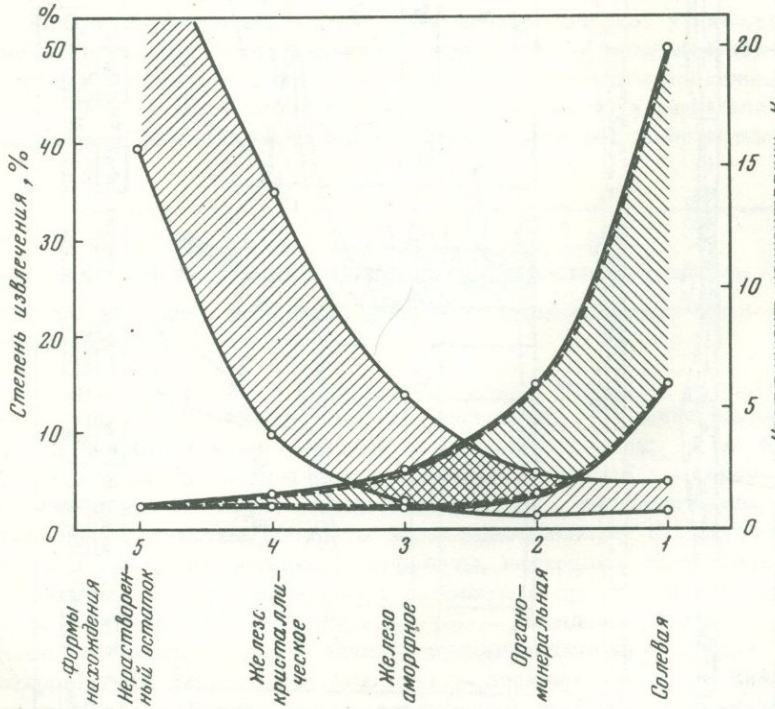
3. Ореолы выявлены в разнообразных ландшафтно-геохимических условиях, и соответственно, в различных типах почв: от тундровых и таежных (мерзлотных и немерзлотных) до степных, сухостепных и пустынных.

4. Ореолы развиваются и устаналиваются в почвах при весьма значительных мощностях перекрывающего покрова. Максимальная

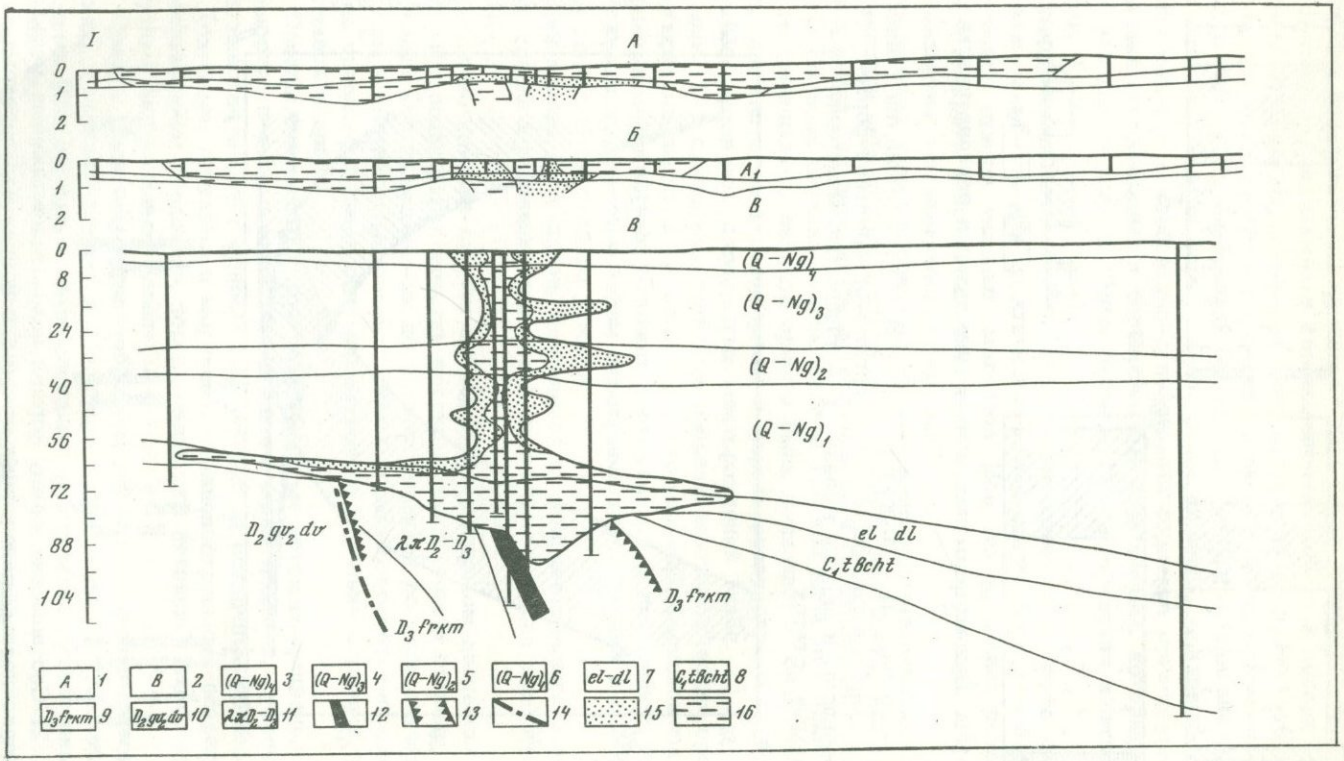


Фиг. 1. Баланс форм нахождения элементов в эпигенетических ореолах

I – почва, II – аллохтон песчаный, III – аллохтон глинистый. *1* – карбонатная форма; *2* – органо-минеральная форма; *3* – гидроокислы и окислы железа; *4* – глинистые минералы; *5* – неразлагаемый остаток



Фиг. 2. Соотношение между формой нахождения тяжелых металлов и контрастностью наложенных ореолов в почвах над перекрытым месторождением


I
А
Б
В
0
1
2
0
8
24
40
56
72
88
104
A_1
B
$(Q-Ng)_4$
$(Q-Ng)_3$
$(Q-Ng)_2$
$(Q-Ng)_1$
$D_2 gv_2 dv$
$\lambda\pi D_2-D_3$
$D_3 frkm$
el dl
$C_1 tBcht$
A 1
B 2
$(Q-Ng)_4$ 3
$(Q-Ng)_3$ 4
$(Q-Ng)_2$ 5
$(Q-Ng)_1$ 6
el-dl 7
$C_1 tBcht$ 8
$D_3 frkm$ 9
$D_2 gv_2 dv$ 10
$\lambda\pi D_2-D_3$ 11
12
13
14
15
16

известная мощность – 130 м, вероятно, не предел, так как объекты с большей мощностью чехла не исследовались. Везде, где проводились исследования эпигенетических ореолов над перекрытыми месторождениями, они были выявлены.

5. В эпигенетических ореолах установлен очень широкий спектр химических элементов, включающий для сульфидных месторождений большую часть их элементов–индикаторов и, во всяком случае, все важнейшие элементы исследованных типов руд: медь, свинец, цинк, никель, кобальт, молибден, мышьяк, сульфат–ион.

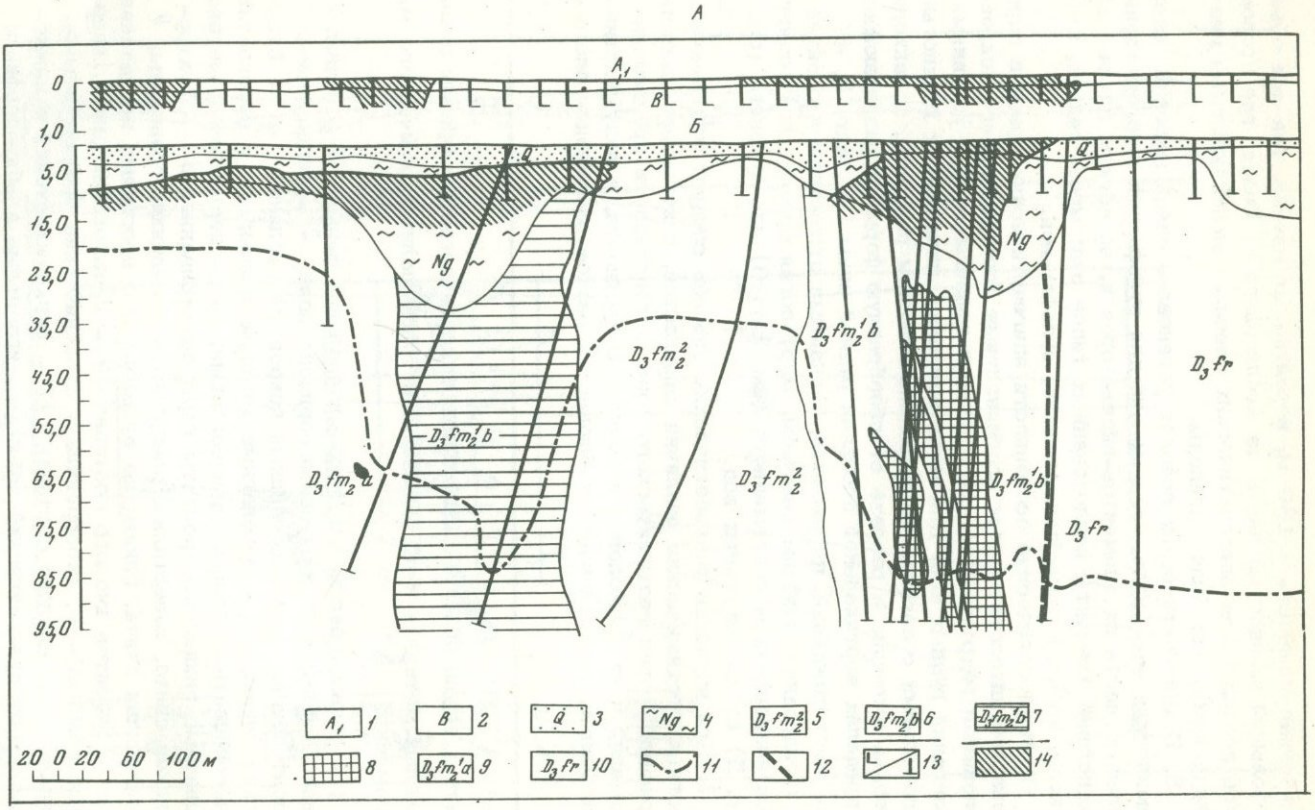
6. Морфологические особенности эпигенетических ореолов определяются литологическими особенностями перекрывающего покрова, условиями гидродинамического режима подземных вод, условиями залегания рудных зон. Для месторождений, перекрытых глинистыми отложениями с пассивным гидродинамическим режимом, характерны ореолы, имеющие в резрезе столбообразную форму и развивающиеся в пределах вертикальной проекции рудной зоны (см. фиг. 3, 4). Для месторождений, перекрытых песчаными отложениями с активным гидродинамическим режимом, морфология ореолов контролируется направлением современного (см. фиг. 6) или древнего (см. фиг. 5) стока подземных вод.

7. При изучении эпигенетических ореолов следует учитывать местные геохимические различия ландшафтов, с которыми связаны вариации уровня геохимического фона, интенсивности проявления аномалий и их морфология в почвах. В частности, в аккумулятивных формах рельефа часто наблюдается резкое расширение площади

←

Фиг. 3. Рудный Алтай. Эпигенетические экзогенные ореолы суммы тяжелых металлов в перекрывающей толще полиметаллического месторождения

А – почвы, ореолы в органо–минеральной форме; *Б* – почвы, солевые ореолы; *1* – гумусовый горизонт почв; *2* – минеральный горизонт почвы; *3* – лессовидный покровный суглинок; *4* – бурые легкие глины; *5* – шоколадные тяжелые глины; *6* – сероцветные и зеленоцветные глины, загипсованные; *7* – переотложенные пестроцветные глинистые продукты коры выветривания; *8* – бухтарминская свита, известняки, алевролиты, песчаники, гравелиты; *9* – каменевская свита, глинистые алевролиты с прослоями песчаников, туфов и туффитов кислого состава; *10* – давыдовская свита, кварцевые альбитофиры, лавобрекчии и вулканические брекчии альбитофиров, туфы кислого состава; *11* – верхнеживетский – нижнефранский субвулканический комплекс; кварцевые альбит–порфиры; *12* – окисленное рудное тело; *13* – зона развития первичных ореолов; *14* – тектоническое нарушение; *15* – ореолы с 85% вероятностью; *16* – ореолы с 99% вероятностью


А
А1
В
Б
Г
Д
0
1,0
5,0
15,0
25,0
35,0
45,0
55,0
65,0
75,0
85,0
95,0
Ng
D3fm2'b
D3fm2a
D3fm2²
D3fr
20 0 20 60 100 м
А1 1
В 2
Q 3
Ng 4
D3fm2² 5
D3fm2'b 6
D3fm2'b 7
8
D3fm2'a 9
D3fr 10
11
12
13
14

ореола по сравнению с размерами вертикальной проекции рудной зоны. Здесь же в некоторых случаях (например, в солончаках) происходит значительное усиление интенсивности аномалий в верхних горизонтах почв.

Теоретические аспекты механизма миграции элементов при образовании эпигенетических ореолов пока еще изучено плохо. До недавнего времени возможность образования таких ореолов при сколько-нибудь значительных мощностях перекрывающего аллохтонного покрова (бóльших, чем мощность капиллярной каймы трещинных вод, т.е. 5–7 м) вообще представлялась маловероятной. Можно предположить, что столь интенсивная миграция химических элементов в перекрывающих месторождения толщах большой мощности связана с особенностями миграции ионов в капиллярных и пленочных водах и с естественными электрическими полями, характерными для сульфидных месторождений.

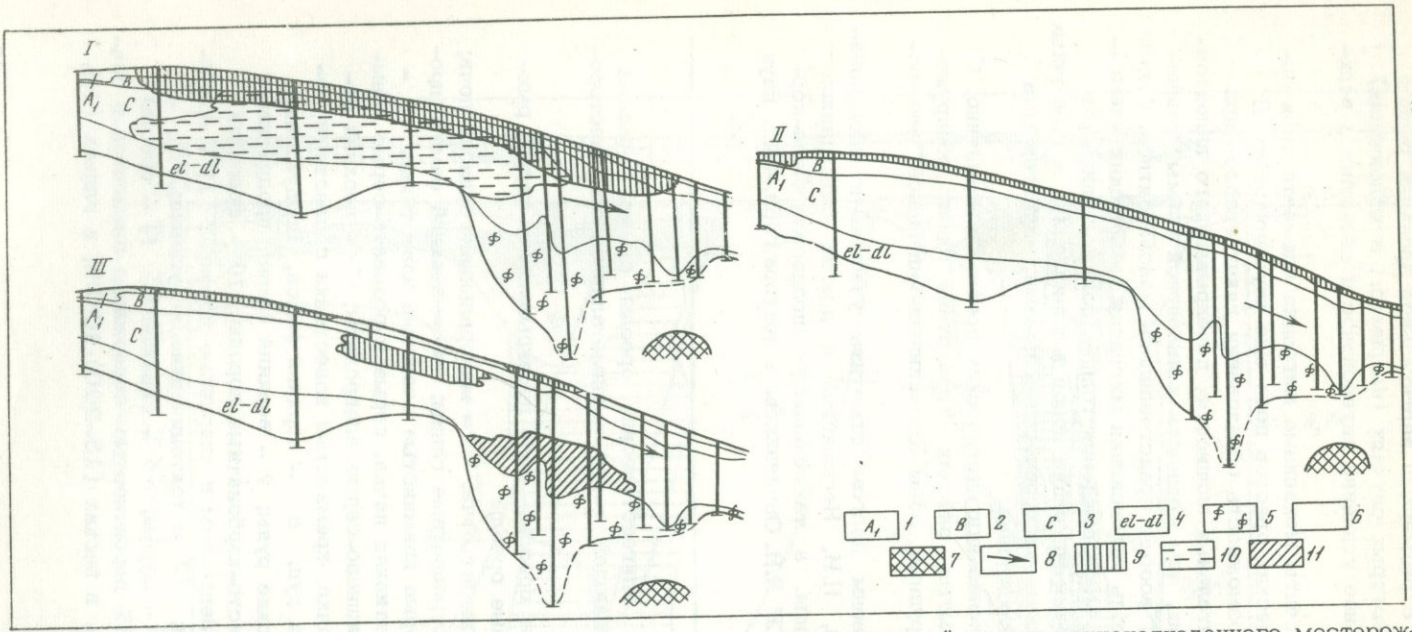
Практическое значение эпигенетических ореолов несомненно. С их помощью в закрытых районах Казахстана были обнаружены перспективные рудные зоны со свинцово-цинковой минерализацией.

Автор считает своим долгом отметить участие в исследованиях Р.И. Ефимовой, Н.И. Несвижской и других сотрудников руководимой им группы, а также большую поддержку члена-корреспондента АН СССР Л.Н. Овчинникова и доктора геол.-мин. наук С.В. Григоряна.

Фиг. 4. Казахстан. Эпигенетические ореолы суммы тяжелых металлов в перекрывающей толще полиметаллического месторождения

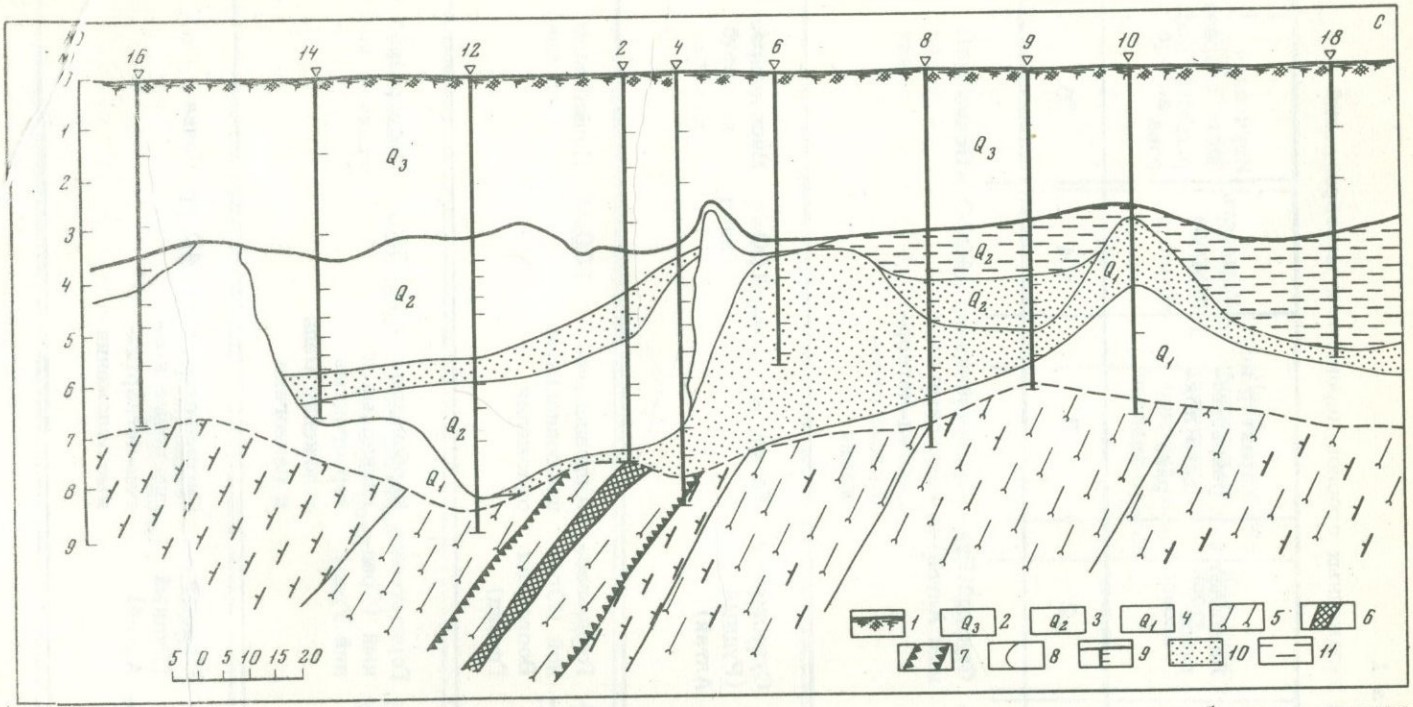
А – почвы, солевые ореолы; *Б* – перекрывающая толща рыхлых отложений, солевые ореолы

1 – гумусовый горизонт почв; *2* – минеральный горизонт почв; *3* – пески; *4* – пестроцветные глины; *5* – верхний фамен, промежуточная пачка, серые кремнистые слоистые известняки; *6* – верхний фамен, продуктивная пачка, серые и розовато-серые кремнистые известняки, вишнево-серые алевролиты; *7* – верхний фамен, продуктивная пачка, кремнистые известняки с пластами железных и марганцевых руд; *8* – верхний фамен, продуктивная пачка, полиметаллические руды; *9* – верхний фамен, продуктивная пачка, углисто-кремнисто-карбонатные породы; *10* – франский подъярус, вишневые алевролиты и кварцевые порфиры; *11* – граница коры выветривания; *12* – тектонические нарушения; *13* – горные выработки: *а* – шурфы; *б* – скважины; *14* – ореолы суммы металлов с 85% вероятностью содержания элементов в почвах $(40–400)\cdot10^{-5}$%, в песках $(15–200)\cdot10^{-5}$%; в глинах $(15–125)\cdot10^{-5}$%



Фиг. 5. Мугоджары. Эпигенетические экзогенные ореолы в перерывающей толще медноколчеданного месторождения

I – ореолы цинка; II – ореолы кобальта; III – ореолы мышьяка: *1* – гумусовый горизонт почв; *2* – минеральный горизонт почв; *3* – рыхлые песчано-глинистые аллохтонные отложения; *4* – переотложенная щебнистая кора выветривания; *5* – остаточные коры выветривания; *6* – палеозойские вулканогенные породы фундамента; *7* – окисленное рудное тело; *8* – направление движения грунтовых вод; *9* – ореолы элементов-индикаторов, связанные с органо-минеральными соединениями с 99% вероятностью; *10* – ореолы элементов-индикаторов, связанные с карбонатами с 99% вероятностью; *11* – ореолы элементов-индикаторов, связанные с окислами и гидроокислами железа с 99% вероятностью



Фиг. 6. Кольский полуостров. Эпигенетические экзогенные ореолы суммы меди, никеля и кобальта в перекрывающей толще медно-никелевого месторождения

1 – мох; *2* – торф; *3* – глина озерная сизая; *4* – песок с гравием и валунами, водоносный; *5* – плагио-микроклиновые граниты и гнейсо-граниты; *6* – медно-никелевые руды; *7* – эндогенный ореол; *8* – геологические границы; *9* – скважины и интервалы опробования; *10* – ореолы с 85% вероятностью; *11* – ореолы с 99% вероятностью

Таблица 1

Примеры наложенных ореолов перекрытых месторождений

Тип месторождений	Ландшафт и район	Характер перекрывающего покрова	Мощность покрова, м	Изученная часть разреза рыхлого покрова	Метод выявления ореола	Комплекс элементов в ореоле	Наиболее приближенный к поверхности горизонт выявления ореола	Контрастность ореола	Литературный источник
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Полиметаллическое (эродированное)	Степной (Рудный Алтай)	Существенно глинистые палеоген-четвертичные отложения	120	Почва	Пирофосфатная вытяжка	Свинец, цинк	Гумусовый горизонт почв	До 10	Антропова и др., 1971
Полиметаллическое (эродированное)	Сухостепной (Рудный Алтай)	То же	100	Весь разрез	Ацетатно-буферная вытяжка	Медь, свинец, цинк	То же	До 6	Данные автора
Медноколчеданное (эродированное)	Горно-лесной (Юго-Восточная Грузия)	Аллювиально-пролювиальные отложения	100	Почва	Валовый анализ	Медь	"	2,5	Пурик и др., 1972
Медноколчеданное (скрытое)	Горно-таежный (Средний Урал)	Карбонатно-глинистые и терригенные отложения мела и палеогена	55	Весь разрез	Солянокислая вытяжка	Медь, цинк	Минеральный горизонт почв	2	Вострокнутов, Юшков, 1972
Полиметаллическое (эродированное)	Степной (Рудный Алтай)	Суглинисто-глинистые неоген-четвертичные отложения	40	Почва	То же	То же	Гумусовый горизонт почв	2,5	Баранов и др., 1972

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
Свинцово-цинковое (эродированное)	Сухостепной (Центральный Казахстан)	Песчано-глинистые неоген-четвертичные отложения	35	Почва
Свинцово-цинковое (эродированное)	То же	То же	30	Почва и верхняя часть рыхлого разреза
Свинцово-цинковое (эродированное)	"	"	30	Весь разрез
Золото-сульфидное (эродированное)	Таежный (Забайкалье)	Современный аллювий	30	То же
Медно-молибденовое (эродированное)	Сухостепной (Узбекистан)	Лёссовидные суглинки	25	Почва
Медноколчеданное (скрытое)	Сухостепной (Мугоджары)	Переотложенные продукты глинистой коры выветривания, осадочные глины и пески	25	Весь разрез
Медноколчеданное (скрытое)	Горно-таежный (Средний Урал)	Четвертичные глины и суглинки	20	Почва
Ртутное (скрытое)	Пустынный (Узбекистан)	Четвертичные суглинки	20	Почва

6	7	8	9	10
Пирофосфатная вытяжка	Свинец, молибден	То же	До 20	Антропова и др., 1972
Солянокислая вытяжка	Медь, цинк, марганец, йод, барий	Глубина 1,5-2 м (испарительный барьер верхнего водоносного горизонта)	До 5	Виноградов, Ларионов, 1972
Ацетатно-буферная вытяжка	Свинец, цинк	Гумусовый горизонт	До 16	Данные автора
Валовый анализ	Мышьяк, цинк	Почва	2	Заворотных, 1972
Уксусно-кислая вытяжка	Медь, молибден, цинк	Почва	До 20	Албул и др., 1966, Баденков, 1970
Перекисно-ацетатно-буферная вытяжка и ацетатно-буферная вытяжка	Медь, цинк, мышьяк, кобальт, молибден	Гумусовый горизонт почв	До 18	Данные автора
Валовый анализ	Цинк, медь, молибден	Почва	2	Баранов и др., 1972
Уксусно-кислая вытяжка	Ртуть	Почва		Баденков и др., 1973

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Медно-никелевое (эродированное)	Таежно-болотный (Кольский полуостров)	Морена	17	Почвы	Пирофосфатная вытяжка	Никель, медь	Гумусовый горизонт почв	4	Антропова и др., 1971
Полиметаллическое (эродированное)	Эстония	"	15	Почвы	Солянокислая вытяжка	Цинк	Почва	2	Миллер и др., 1963
Олово-сульфидное	Таежно-мерзлотный (Якутия)	Мерзлый аллювий	15	Весь разрез	То же	Сульфат-ион	"	4	Иванов, 1969
Медноколчеданное (скрытое)	Горно-таежный (Средний Урал)	Глинистые рыхлые образования	12	Весь разрез	"	Медь, цинк	Минеральный горизонт почв	8	Вострокнутов., Юшков, 1972
Медно-никелевое (эродированное)	Таежно-болотный	Песчанистая морена	10	Весь разрез	Валовый анализ глинистой фракции	Медь, никель, сульфатная сера	То же	До 10	Майоров, 1972
Медно-никелевое (эродированное)	Таежно-болотный	Торф, озерная глина	10	Весь разрез	Ацетатно-буферная вытяжка из осадочных отложений и валовый анализ золы торфа	Медь, свинец, цинк, никель, кобальт	Озерные глины на глубине 4 м	До 6	Данные автора
Золото-сульфидное (эродированное)	Сухостепной (Казахстан)	Четвертичные суглинки	10	Почва	Солянокислая вытяжка	Медь, мышьяк, молибден	Почва		Иванова, 1968
Свинцово-цинковое	Нигерия	Аллювий	8	Разрез	Кислотная вытяжка из глинистой фракции	Свинец, цинк	Верхняя часть разреза	4	Фултон, Хокс, Уэбб, 1964
Молибденовое	Армения	Базальты	10	Почва	Водная вытяжка	Молибден	Почва		Капланян, 1962

Примечание. Материалы, систематизированные в таблице, и необходимая библиография рассмотрены детально в работе Ю.Е. Саета и Н.И. Несвижской (1974).

A B S T R A C T

Over overlapped deposits epigenetic dispersion galoes are widely developed which are revealed with the aid of chemical phase analysis. Data on the regularities of development of such haloes and on the balance of occurrence forms of elements – indicators allow to work out express field methods of their revelation whose efficiency has been proved by experimental industrial work.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.С. Голубев, А.А. Гарибянц. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., "Недра", 1968.
2. А.И. Перельман. Геохимия эпигенетических процессов. М., "Недра", 1968.
3. Ю.Е. Сает, Н.И. Несвижская. Изучение форм нахождения элементов во вторичных ореолах рассеяния. М., Изд-во ОЦНТИ ВИЭМС, серия 3, 1974.

Е. П. АКУЛЬШИНА

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОТ РИФЕЯ ДО МЕЗОЗОЯ

Эволюция глинообразования в данной статье рассматривается как часть сложного процесса осадкообразования. Изучение минерального, химического составов и соотношения некоторых компонентов в глинистом веществе проводилось автором на 3000 образцах, отобранных из отложений верхнего протерозоя, палеозоя и мезозоя Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты. Учитывались опубликованные данные о составе глинистой фракции пород Русской платформы и других регионов [1].

Минеральный состав. Рентгенографическое определение минерального состава глинистого вещества пород показало, что от рифея до мезозоя в составе глинистой части осадочных пород заметно уменьшается содержание гидрослюды. Рассматриваемый интервал делится на три этапа: 1) рифейский – вендский этап характеризуется преобладанием гидрослюды, на некоторых стратиграфических уровнях присутствует значительное количество каолинита, хлорит является второстепенным минералом; 2) на нижне-среднепалеозойском (кембрий – силур) этапе гидрослюда остается главным компонентом, в областях аридного климата хлорит составляет значительную, иногда большую часть глинистой фракции, усиливается роль смешаннослойных минералов; 3) верхнепалеозойский – мезозойский (девон – мел)

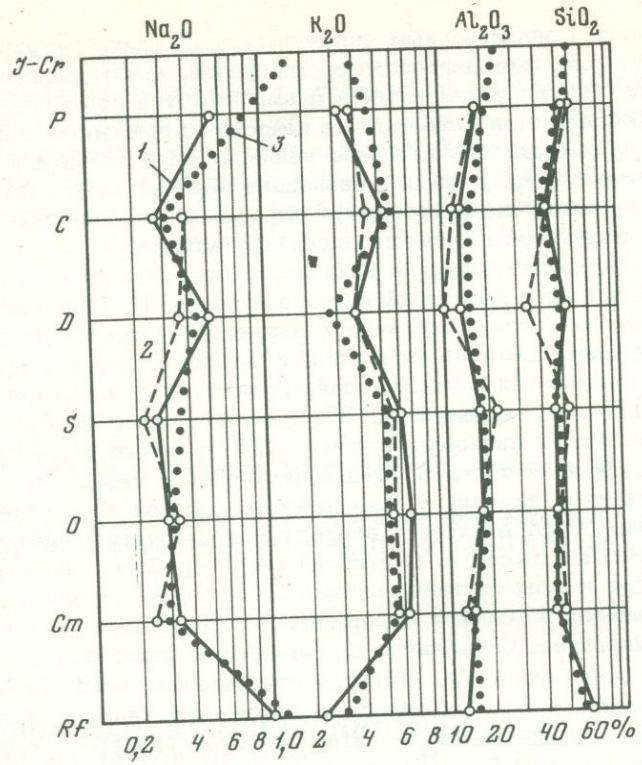
этап отличается значительным снижением содержания гидрослюды и увеличением доли смешаннослойных минералов, монтмориллонита, вермикулита. Между указанными этапами имеются переходные периоды. Рифейский этап завершается вендским переходным периодом, в котором происходит значительное усиление роли хлорита и смешаннослойных минералов. В конце девонского периода наблюдается переход от второго этапа к третьему, выражающийся в обильном появлении монтмориллонита и смешаннослойных минералов.

Изучая минеральный состав глинистого вещества древних и молодых осадочных толщ Австралийского континента, И. Ван Моорт [22] также установил, что в отложениях нижнего и верхнего протерозоя глинистая фракция сложена гидрослюдой (мусковитом) и хлоритом. В кембрии появляются смешаннослойные минералы, в ордовике содержание последних повышается. В девоне и нижнем карбоне иллит и смешаннослойные минералы присутствуют примерно в равных соотношениях, а начиная с перми смешаннослойные минералы преобладают. Отмеченные изменения минерального состава глинистого вещества И.Ван Моорт объясняет постседиментационными процессами.

Химический состав. Статистическая обработка аналитических данных о химическом составе глинистого вещества показала, что от рифея до мезозоя изменение содержания главных компонентов имеет различный характер. Содержание кремнезема и глинозема в глинистом веществе в этом интервале меняется относительно мало. На этапе рифей – кембрий в глинистом веществе содержание калия увеличивается, натрия – уменьшается. На этапе кембрий – карбон содержание калия уменьшается, натрия – увеличивается. На этапе карбон – мел сохраняется тот же характер изменения содержания щелочей, но интенсивность этого процесса возрастает (фиг. 1).

Полученный автором материал об изменении содержания калия и натрия от рифея до мезозоя согласуется с данными для осадочных пород А.П. Виноградова, А.Б. Ронова и А.А. Мигдисова [4, 11]. В течение рифея, палеозоя и мезозоя в глинистом веществе пород происходило уменьшение содержания железа от 5 до 10% в рифее, до 2,5–4% в верхнем палеозое и 5,5% в мезозое. Содержание магния уменьшалось от 3–8% в рифее до 2,5–4% в верхнем палеозое и до 3% в мезозое (фиг. 2, 3). По данным А.Б.Ронова, А.А. Мигдисова [11] от раннего протерозоя до мезокайнозоя в глинистых осадках Русской и Северо-Американской платформ произошло уменьшение содержания железа почти в два раза. Содержание железа в водах верхнего протерозоя было значительно бо́льшим, чем в фанерозое, вследствие более интенсивной его химической мобилизации, отсутствия организмов, потребляющих железо, и нахождения его в растворимых минералогических формах [20].

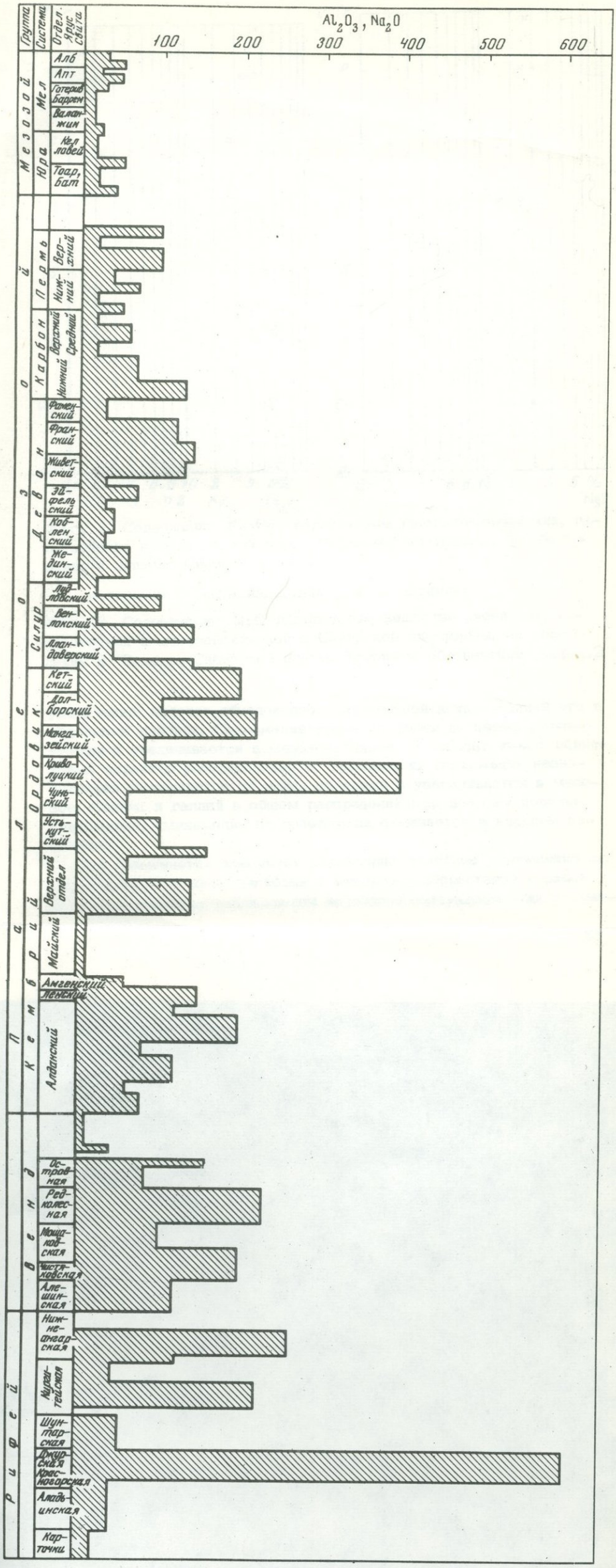
Определение содержания малых элементов в глинистом веществе пород количественным спектральным методом свидетельствует, что содержание Ti, Zr, V, Cr, Ga, Ni в глинистой фракции мало зависит от петрографического типа породы. Несколько в большей мере эта зависимость наблюдается для Mn, Ba, Pb, отчасти Zn.



Фиг. 1. Содержание Na_2O, K_2O, Al_2O_3, SiO_2 в глинистом веществе рифейских, палеозойских и мезозойских пород Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты

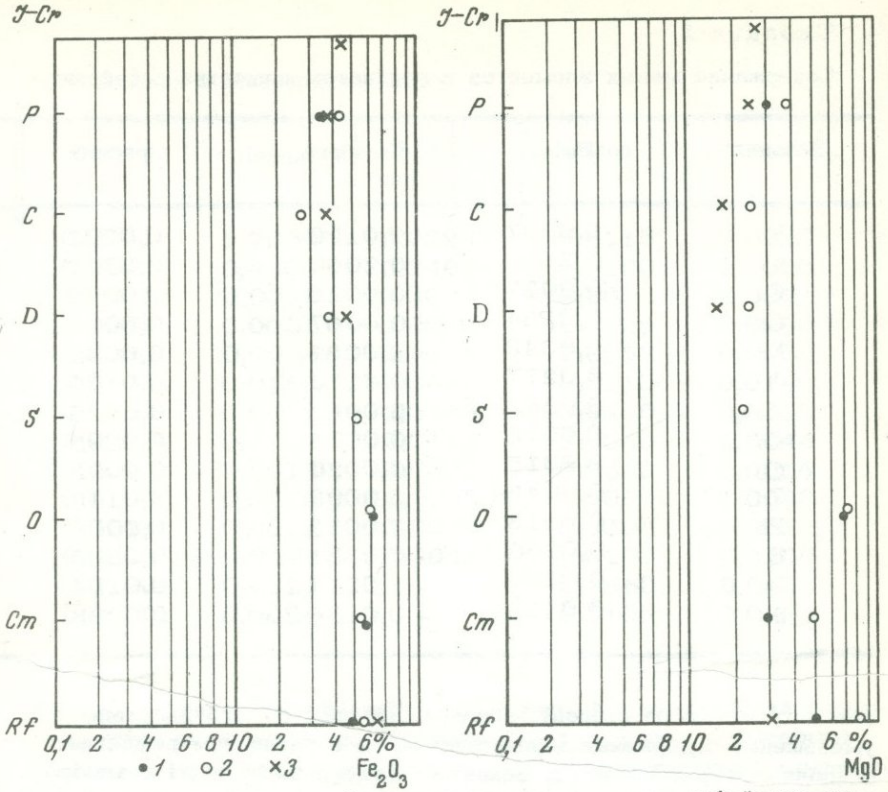
1 – известняк, *2* – доломит, *3* – аргиллит

Среднее содержание титана в глинистом веществе пород от рифея до перми находится в узких пределах. Оно относительно постоянно в палеозое и мезозое, и несколько увеличивается в рифее (табл. 1). Содержание бора имеет тенденцию увеличения от рифея до ордовика и понижается от силура до перми. Доля ванадия постепенно и незначительно уменьшается от рифея до перми. Марганец примерно в равных количествах содержится в осадках всех возрастов, но резко увеличивается в девоне за счет повышения его в аргиллитах. Содержание цинка понижается в верхнем палеозое и мезозое. Содержание стронция нарастает к ордовику, достигая здесь максимума, затем уменьшается в силуре и девоне и снова увеличивается в мезозое. Незначительно и постепенно увеличивается содержание меди от рифея до перми и понижается в мезозое. Начиная от кембрия и до перми также постепенно возрастает содержание циркония, в рифейских отложениях отмечается резкое относительно кембрия



Фиг. 4. Схема изменения величины $Al_2C_3 : Na_2O$ в глинистом веществе пород от рифея до мезозоя

Зак. 1087



Фиг. 2. Содержание Fe_2O_3 в глинистом веществе рифейских, палеозойских и мезозойских пород Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты

1 – доломит, *2* – известняк, *3* – аргиллит

Фиг. 3. Содержание MgO в глинистом веществе рифейских, палеозойских и мезозойских пород Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты. Условные обозначения см. рис.2

увеличение, которое обусловлено значительной концентрацией его в отдельных районах. Содержание хрома от рифея до перми уменьшается и увеличивается в мезозое. Никель и кобальт имеют одинаковый характер распределения во времени, их содержание незначительно уменьшается от рифея до перми и увеличивается в мезозое. Свинец и галлий в общем распределены во времени довольно равномерно, уменьшение их содержания отмечается в верхнем палеозое.

Для большинства элементов характерно заметное уменьшение их содержания в верхнем палеозое и мезозое и возрастание в рифее. В нижнем палеозое наблюдаются колебания содержания этих элемен-

Таблица 1

Содержание малых элементов в глинистом веществе рифейских,

Элементы	Рифей	Кембрий	Ордовик
Mn	0,0337	0,0120	0,0202
Ti	0,7640	0,2064	0,2700
Ga	0,0027	0,0026	0,0020
Cr	0,0164	0,0067	0,0083
Ni	0,0043	0,0081	0,0048
V	0,0277	0,0170	0,0170
Zr	0,0242	0,0062	0,0075
Cu	0,0076	0,0078	0,0098
Co	0,0015	0,0020	0,0023
Zn	0,00464	0,0098	0,0110
Pb	0,0013	0,0013	0,0008
B	0,0230	0,0331	0,0380
Ba	0,0380	0,0214	0,0164
Sr	0,0114	0,0154	0,0298

тов в ту и другую сторону. Главной причиной общего направленного уменьшения содержания малых элементов в глинистом веществе осадочных пород является, вероятно, изменение Eh и pH в атмосфере и гидросфере, связанное с необратимыми физико-химическими процессами на поверхности Земли. Доказательством этому служит довольно постоянное содержание малых элементов относительно друг друга на всем протяжении от рифея до мезозоя. В табл. 2 показаны ряды последовательности элементов по их содержанию. Минимальное количество в глинистом веществе всегда составляет свинец или кобальт, максимальное – титан.

Из приведенных данных следует, что в диапазоне от рифея до мезозоя свинец, кобальт, галлий, никель, цирконий, хром составляют группу элементов низкого содержания. Титан, бор и марганец занимают другой конец спектра и являются элементами высокого содержания в глинистом веществе. Промежуточную группу или среднюю часть спектра составляют медь, цинк, ванадий и стронций, содержания которых колеблются в более широком диапазоне.

Анализ распространения малых элементов в глинистом веществе показал, что от рифея до мезозоя содержание малых элементов менялось направленно. По содержанию последних в глинистом веществе пород выделяются три главных этапа: 1) рифейский характеризуется пониженным содержанием никеля, стронция, бора и повышенным содержанием хрома, циркония, цинка, ванадия, магния и титана; 2) нижне-среднепалеозойский характеризуется неравномерным со-

палеозойских и мезозойских пород

Силур	Девон	Карбон, пермь	Юра	Мел
0,0141	0,2030	0,0294	0,0115	0,0220
0,2600	0,4400	0,2400	0,3100	0,3000
0,0020	0,0030	0,0016	0,0025	0,0021
0,0046	0,0031	0,0070	0,0125	0,0180
0,0032	0,0034	0,0024	0,0052	0,0056
0,0170	0,0160	0,0069	0,0210	0,0180
0,0083	0,0112	0,0185	0,0130	0,0135
0,0128	0,0147	0,0150	0,0049	0,0044
0,0013	0,0013	0,0009	0,0010	0,0014
0,0130	0,0210	0,0085	0,0077	0,0063
0,0014	0,0011	0,0004	0,0008	0,0012
0,0325	0,0176	0,0041	0,0207	0,0200
0,0120	0,0121	-	0,0860	0,0450
0,0070	0,0054	-	0,0105	0,0282

держанием элементов; 3) верхнепалеозойский – мезозойский характеризуется пониженным содержанием некоторых малых элементов.

Характер и причины эволюции состава глинистого вещества. На основе современных представлений об изменении физико-химических условий на поверхности Земли [18, 20], имеющихся данных о составе атмосферы [2, 3, 18, 6, 16, 12, 19, 13], эволюции состава материнских пород [13], а также материалов автора о составе глинистого вещества, характеристика этапов эволюции глинообразования представляется следующей. В рифейско-вендский этап в атмосфере присутствовали углекислый газ, азот, кислород. Выветриванию подвергались различные изверженные, метаморфические и осадочные породы, преобладал гумидный климат. Вследствие этого продукты выветривания имели каолинит-гидрослюдистый состав. Хлориты и монтмориллониты возникали главным образом в областях распространения продуктов основного вулканизма. Содержание калия и некоторых малых элементов в глинистом веществе было максимальным.

В самом начале кембрийско-силурийского этапа, вследствие байкальской складчатости, образовались гумидные и аридные климатические области, которым соответствовало кислое и щелочное выветривание. Продуктами выветривания наряду с гидрослюдой и каолинитом являлись хлориты и смешаннослойные минералы. Образование последних, вероятно, определялось составом атмосферы, климатом, продуктами вулканизма и появлением наземной расти-

Таблица 2

Порядок элементов по содержанию их в глинистом веществе

Мел	Co	Pb	Ni	Zn	Cr	Ga
Юра	Co	Pb	Ga	Ni	Cu	Cr
Пермь, Карбон	Pb	Co	Ga	Ni	B	Cr
Девон	Pb	Co	Ga	Cr	Ni	Sr
Силур	Pb	Co	Ga	Ni	Cr	Sr
Ордовик	Pb	Co	Ga	Ni	Zr	Cr
Кембрий	Pb	Co	Ga	Zr	Cr	Cu
Рифей	Pb	Co	Ga	Ni	Cu	Sr

тельности в силуре. Содержание калия в глинистом веществе на данном этапе понижалось, натрия – нарастало.

В девонский – меловой этап заселение суши растениями в среднем палеозое изменило состав атмосферы, приблизив его к современному. Поступление в зону выветривания большого количества органического вещества обусловило большее разнообразие по составу продуктов выветривания пород. Произошло замещение гидрослюды смешаннослойными минералами и монтмориллонитом. С конца девона, с появлением лиственной растительности, затем в карбоне и особенно в мезозое выветривание приобрело современный характер. Начиная с карбона происходило дальнейшее и более интенсивное понижение содержания калия и малых элементов и увеличение содержания натрия.

Приведенное выше позволяет сделать вывод, что изменения в составе глинистого вещества в значительной мере связаны с изменениями состава атмосферы, которыми могут быть объяснены особенности развития процессов выветривания и глинообразования. Так, повышенному содержанию углекислого газа в рифейской атмосфере соответствуют в основном гидрослюдистый иногда каолинит-гидрослюдистый состав глинистого вещества и многочисленные признаки интенсивного химического выветривания [8, 14, 5].

Экспериментальными исследованиями Д.Б. Хавкинса и Р.Роя [21, 10] установлено, что в присутствии CO_2 создается кислая среда выветривания и неизменно образуется иллит. Показано также, что углекислый газ является активным фактором аллитизации. Следовательно, экспериментальные данные также подтверждают вывод о том, что состав атмосферы в рифее оказывал существенное влияние на состав образующегося глинистого вещества.

На рубеже позднего протерозоя и раннего палеозоя произошло увеличение содержания кислорода в атмосфере [12]. Этому моменту соответствует увеличение содержания хлорита и смешаннослойных минералов. Начиная с девона с развитием наземной расти-

пород

V	B	Cu	Ba	Mn	Sr	Ti
Zn	Mn	V	B	Sr	Ba	Ti
V	Zn	Cu	Zr	Mn	Ba	Ti
Zr	V	Cu	B	Zn	Mn	Ti
Zr	Zn	Cu	Mn	V	B	Ti
Cu	Zn	V	Mn	Sr	B	Ti
Ni	Zn	Mn	Sr	V	B	Ti
Cr	Zn	Zr	V	B	Mn	Ti

тельности в составе атмосферы количество кислорода приблизилось к современному. Соответственно процессы выветривания и минеральный состав глинистого вещества приобрели современный облик, – увеличилось содержание монтмориллонита, вермикулита, смешанно-слойных минералов и уменьшилось количество гидрослюды.

Эволюция химического состава глинистого вещества особенно четко проявляется по содержанию в нем калия, натрия, железа и магния. Более высокое содержание калия в глинистом веществе пород рифея и нижнего палеозоя коррелируется с его содержанием в осадочных породах. Накоплению калия на данном этапе способствовал характер выветривания пород, протекавшего при повышенном содержании CO_2 в атмосфере и обусловивший гидрослюдистый состав глинистого вещества. Гранитизация и последующий размыв этих пород, происходившие в этот период, так же способствовали накоплению калия. Дальнейшее изменение минерального состава глинистого вещества привело к уменьшению содержания калия в нем.

Увеличение содержания натрия, заключенного в структурной решетке глинистых минералов, определялось изменением состава атмосферы и гидросферы. Кроме того, развитие платформ, замыкание геосинклиналей и затухание вулканизма также оказывали влияние на ход этого процесса. Уменьшение содержания железа и магния в составе глинистого вещества, в интервале от рифея до мезозоя, согласуется с изменением содержания углекислоты и кислорода в атмосфере и гидросфере, а также уменьшением доли участия эффузивно-осадочного материала в процессах выветривания.

В эволюции содержания малых элементов, входящих в структурную решетку глинистых минералов, как и в эволюции макрокомпонентов, выделяются три этапа. Совпадение этапов эволюции содержания малых и "больших" элементов в глинистом веществе объясняется тем, что главной причиной этих процессов является химическая трансформация атмосферы и гидросферы, отразившаяся на повы-

шении Eh и pH среды и подвижности многих элементов. На водосборных площадях это привело к меньшему перемещению в виде растворов таких элементов, как Mn, Cu, Ni, Co, Fe и др. [18, 20] и, следовательно, уменьшению адсорбции их глинистыми минералами.

Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя является необратимым процессом, выражающимся в убывании или возрастании того или иного химического компонента, и в увеличении многообразия его минеральных форм. Этапы эволюции состава глинистого вещества совпадают с этапами осадкообразования, выделенными А.П. Виноградовым [2], Н.М. Страховым 17, 18, А.Б. Роновым и др. [11, 12], Ф.В. Чухровым [20]

Детальное исследование состава глинистого вещества пород позволило автору в пределах протерозойско-рифейского и новейшего (исторического) этапов, по Н.М. Страхову, установить более дробные деления развития процесса глинообразования. Выделены рифейский этап с переходным периодом в венде, нижне-среднепалеозойский с переходным периодом в конце девона и верхнепалеозойский-мезозойский этапы. Выявлена также особенность эволюции состава глинистого вещества, выражающаяся в периодическом изменении соотношения химических компонентов ($Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$). Соотношение алюминия и натрия, калия и натрия в глинистом веществе показывает степень дифференциации пород суши и продуктов их разрушения. В глинистом веществе от верхнего протерозоя до мезозоя в пределах Сибирской платформы, ее обрамления и Западно-Сибирской плиты величины $Al_2O_3 : Na_2O$, $K_2O : Na_2O$ периодически возрастают и понижаются, свидетельствуя о многократном усилении и ослаблении процессов химического выветривания в течение рифея, палеозоя и мезозоя.

Показано, что развитие химического выветривания делится на периоды (циклы) разных порядков. В строении периодов выделяются "трансгрессивные" и "регрессивные" их части. Трансгрессивная часть периода высшего порядка состоит из периодов низшего порядка, в которых каждый последующий (более поздний) характеризуется более высокими значениями параметров $Al_2O_3 : Na_2O_3$, $K_2O : Na_2O$. В регрессивной части периода высшего порядка, каждый последующий период меньшего порядка характеризуется более низкими значениями этих параметров. Таким образом, периоды низкого порядка создают генетически направленный ряд, являющийся периодом высшего порядка.

Границы периодов высшего порядка отражены максимальной химической дифференциацией глинистого вещества на следующих стратиграфических уровнях: 1) низы лахандинской свиты (Учуро-Майский район), вильская свита (Юдомо-Майский район), красногорская, джурская свиты (Енисейский кряж); 2) мошаковская, редколесная свиты (Приангарье); 3) верхи алданского яруса, ленский ярус и низы амгинского (Иркутский амфитеатр, Туруханский, Игарский

район, Нижнее Приангарье); 4) средний, частично верхний ордовик (Юго-Западное Приангарье, Тунгусская синеклиза); 5) средний и верхний девон (Норильский район); 6) верхи верхней перми (Тунгусская синеклиза).

Необратимое направленное изменение состава глинистого вещества, разделяясь на этапы, имеет также циклы периодического изменения, выражающиеся сменой повышения и понижения степени химической дифференциации глинистого вещества. Последние измеряются соответственно увеличением или уменьшением значений Al_2O_3 : Na_2O, K_2O : Na_2O. О необратимости и направленности сложного процесса глинообразования, состоящего из периодических процессов, свидетельствует уменьшение абсолютных значений величины Al_2O_3 : Na_2O от рифея до мезозоя. На рифейском этапе максимальные значения данной величины колеблются в пределах 300-600, на нижнесреднепалеозойском 200-300, верхнепалеозойском-мезозойском 80-140 (фиг. 4). Уменьшение абсолютных значений величины Al_2O_3:Na_2O от рифея до мезозоя согласуется с существующими представлениями о возрастании скоростей осадконакопления и абсолютных амплитуд вертикальных движений в этом интервале времени [7, 15, 9], а также о более интенсивном химическом выветривании в докембрии [20].

Таким образом, эволюция глинообразования является сложным процессом, состоящим из необратимого изменения химического и минерального состава глинистого вещества и периодического изменения степени его химической дифференциации. Глинообразование является частью более сложного процесса осадкообразования. Поэтому движущими силами необратимой эволюции глинообразования, как и осадкообразования, являются изменение содержания углекислого газа и кислорода в атмосфере и гидросфере, развитие органической жизни, а также изменение состава пород, подвергавшихся выветриванию. Эти факторы необратимо изменяли физико-химическую обстановку на поверхности Земли и вызывали необратимое изменение состава глинистого вещества. Циклический или периодический характер процесса глинообразования обусловливался тектоническим режимом земной коры, который предопределял благоприятные и неблагоприятные условия для интенсивного химического выветривания в отдельные моменты геологической истории.

Эволюция состава глинистого вещества, проявившаяся в интервале от рифея до мезозоя, не связана с эпигенетическими изменениями пород, о чем свидетельствует следующее: а) эволюция состава глинистого вещества выявлена на отложениях, постседиментационные изменения которых одинаковы и находятся на стадии начального катагенеза; б) характер изменения содержания калия в глинистых минералах рифея, палеозоя и мезозоя не соответствует степени постседиментационных преобразований; в) периодичность изменения состава глинистого вещества не коррелируется с изменениями степени его эпигенетических преобразований.

ABSTRACT

In clays of the Siberian platform, of its fram and of the Western-Siberian platform from the Upper Proterozoic to the Mezozoic a decrease of the share of hydromicas and on increase of the share of mixe-layred minerals is observed; the potassium content slightly increase (from the Rifean to the Cambrian) and is them lowered (the Cambrian-Carboniferous-Cretaceous). A contrary behaviour is characteristic of sodium. The content of iron, chromium, nickel and cobalt slightly decreases from the Rifean to the Upper Paleozoic and increases during the Mezozoic; in this direction occurs a lowering of the magnesium concentration. A convlusion is drawn that the change in the composition of the argillaceous matter is to a considerable extent connected with the change of the atmosphere composition. On the backgraund of irrevershble changes periodical variations of the degree of the argillaceous matter chemical differentiation are observed.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е.П. Акульшина, Ю.П. Казанский. Основные этапы глинообразования при выветривании в истории Земли. – В сб.: Изучение и использование глин. Минск, 1971, вып. 3.
2. А.П. Виноградов. Химическая эволюция земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
3. А.П. Виноградов. Газовый режим земли. – В сб.: Химия земной коры. Т. 2. М., "Наука", 1964.
4. А.П. Виноградов, А.Б. Ронов. Эволюция химического состава глин Русской платформы. – Геохимия, 1956, № 2.
5. В.В. Жабин, Ю.П. Казанский. Главнейшие уровни кор выветривания в докембрии Сибири. – Труды СНИИГГИМС, 1971, вып. 126.
6. Ю.П. Казанский, В.Н. Катаева, Н.А. Шугурова. Опыт изучения состава газовой и жидкой фаз включений как реликтов древних атмосфер. – Геол. и геофиз., 1969, № 11.
7. Б.М. Келлер. Сравнение скоростей осадконакопления рифея и фанерозоя в свете данных абсолютной геохронологии. – В сб.: Литология и осадочная геология докембрия. Тезисы докл. X Всесоюзн. литологического совещания. М., 1973.
8. Ф.П. Кренделев. О поисках бокситов в докембрии. – Труды СНИИГГИМС, 1967, вып. 66.
9. А.Е. Михайлов. Космос и движения земной коры. – Природа, 1973, № 8.
10. Ж. Педро. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., "Мир", 1971.
11. А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4.
12. А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов, А.А. Ярошевский. К геохимической истории внешних оболочек земли. – В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972.
13. А.Б. Ронов. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. – В сб.: Докл. I Международного геохимического конгресса, т. IV кн. 1. М., ВИНИТИ, 1973.

14. А.В. Сидоренко, В.М. Чайка. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выветривания в истории докембрия. – В сб.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М., "Наука", 1970.
15. В.М. Синицын. Введение в палеоклиматологию. М., "Недра", 1967.
16. В.М. Синицын. Фоссилизация газов в осадочной оболочке и ее значение для эволюции атмосферы Земли. – Вестн. МГУ, геология, 1970, № 6.
17. Н.М. Страхов. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
18. Н.М. Страхов. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
19. Г. Холланд. Содержание CO_2 в атмосфере Земли в геологической истории. – В сб.: Распространенность элементов в земной коре. М., "Мир", 1972.
20. Ф.В. Чухров. Об эволюции минерального состава осадочных железных руд. – Сов. геол., 1973, № 7.
21. D.B. Hawkins, R. Roy. Experimental hydrothermal studies on roks alteration and clay minerals formation. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, 27, N 10.
22. I.C. Van Moort. Mineralogy of some Australian shales. International clay conference. Additional contribution. Madrid, 1972.

С. Л. ШВАРЦЕВ

ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ЛАТЕРИТНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ

Латериты, являющиеся одним из наиболее ценных продуктов коры выветривания, изучаются в течение более полутора веков. Однако геохимия процессов, приводящих к формированию этих интересных природных образований, остается пока еще во многих своих положениях спорной и недостаточно изученной. Так, широко распространено мнение о том, что латериты представляют собой остаточный продукт разложения алюмосиликатов, из которых вынесены щелочи, щелочные земли и кремнезем, но сохранились окислы железа, алюминия и некоторых других малоподвижных элементов [2]. В то же время существуют неопровержимые доказательства того, что процессы латеритизации сопровождаются привносом малоподвижных элементов и, в частности, железа и алюминия в профиль выветривания. В этой связи возникает проблема источников этих элементов, а также проблема перевода их вначале в подвижное состояние, а затем – из подвижного в неподвижное.

Латериты – это практически бескремнистые образования, поэтому необходимо объяснить, в каких условиях происходит вынос этого, в целом не отличающегося высокой подвижностью, элемента. Принято считать, что в профиле выветривающихся пород на том или ином этапе формируется щелочная обстановка, благоприятствующая высо-

кой подвижности кремнезема. В то же время щелочная обстановка, как известно, способствует формированию кор выветривания гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, которые в последующем должны быть преобразованы в латериты. Отсюда кажущаяся необходимость признания стадиального (поэтапного) пути формирования латеритов. Однако такой точке зрения противоречат факты развития латеритных образований непосредственно по коренным породам без видимых переходных зон [11, 4, 10], а также отсутствие в профиле латеритного выветривания щелочных вод [7, 21].

Все эти, а также многие другие трудности заставляют некоторых исследователей считать, что современный климат тропических областей не позволяет развитию процессов латеритизации, которые по их мнению требуют формирования еще более теплого и более влажного климата [5].

Автору представилось возможным в течение двух лет изучать характер современных процессов выветривания горных пород на территории Гвинеи – этого уникального бокситоносного региона не только Африки, но и одного из крупнейших в мире. В результате собран фактический материал, который позволяет рассматривать латериты как естественный продукт сопряженного и взаимообусловленного развития компонентов ландшафтов тропической саванны: горных пород, органического вещества и подземных вод. Не анализируя существующих взглядов по тому или иному вопросу, что не позволяет сделать небольшой объем статьи, и не рассматривая в деталях имеющийся фактический материал, который в значительной мере уже опубликован [6, 10], автор попытается изложить собственный подход к решению проблемы латеритизации горных пород, который позволяет избежать упоминавшихся выше противоречий.

Среда латеритного выветривания. Исследователей, проводивших изучение геохимии подземных работ в районах с латеритным покровом, обычно удивляют низкие значения pH, наблюдаемые по всему профилю выветривания. Причем кислые воды встречаются не только в пределах коры выветривания, но и коренных пород (таблица), хотя естественно с глубиной pH вод несколько возрастает. В чем причина такого в общем необычного явления?

Анализ имеющихся материалов показывает, что низкие значения pH не могут быть обусловлены ни серной кислотой, которой в воде нет, ни азотной, якобы образующейся при газовых разрядах в тропиках, хотя бы уже потому, что атмосферные осадки, как правило, имеют более высокие значения pH, чем подземные воды [21,7]. Причина низких значений pH рассматриваемых вод кроется в высоком содержании угольной кислоты, что отражается на значениях парциального давления CO_2 [1, 22, 7]. Угольная же кислота – следствие высокой степени минерализации органического вещества в условиях повышенных среднегодовых температур воздуха при наличии длительных сухих сезонов года.

В самом деле, расчеты показывают, что подземные воды Западной Африки выносят в растворенном состоянии 50 – 120 т/год·км^2

углекислого газа (в различной форме), что соответствует 80 – 200 т/год·км^2 минерализуемого органического вещества. Кроме того, необходимо учесть, что значительная часть CO_2 участвует в следующих циклах биологического круговорота, а также, видимо, выделяется в атмосферу. Высокой степени минерализации органического вещества в тропических саваннах в немалой степени способствует то обстоятельство, что опад зеленой массы большинства растений приурочен к началу сухого сезона, когда большая часть органики сгорает в прямом и переносном смысле этого слова. Все это хорошо увязывается с известной низкой гумусностью тропических ферраллитных почв [13, 17].

Итак, подземные воды, начиная с почвенного горизонта, несут в своем составе большие количества угольной кислоты и поэтому являются кислыми. В кислых же водах по сравнению со щелочными соотношение выноса кремния относительно катионов увеличивается. Последнее положение подтверждено не только экспериментальными работами [19, 20], но и полевыми наблюдениями (таблица). В кислых условиях термодинамическое равновесие реакций вторичного минералообразования сдвигается в сторону формирования гиббсита и каолинита, а при наличии высоко-железистых разностей пород – и гетита, т.е. продуктов латеритного выветривания [10].

Основные факторы латеритизации. Термодинамический анализ устойчивости продуктов химического выветривания показывает, что их состав определяется не только характером среды, но и концентрацией в растворе кремнезема, являющейся одним из основных параметров, контролирующих минеральный состав образующихся при выветривании глин: низкие концентрации кремнезема обеспечивают формирование гиббсита, средние – каолинита, а высокие – монтмориллонита (фигура).

Следовательно, латеритный процесс развивается не только, когда в условиях щелочной среды подземные воды выносят в больших количествах кремнезем, но и в том случае, если в профиле выветривания беспрерывно сохраняется слабокислая и кислая среда, а в растворе – низкие концентрации кремнезема. В каких случаях возможно появление и развитие указанных условий?

Одно из главных условий мы уже рассмотрели: это высокая биологическая продуктивность ландшафта и большие масштабы минерализации органического вещества.

Второе условие – это большое количество атмосферных осадков, обеспечивающих крайне высокую степень интенсивности водообмена. Например, на территории Гвинеи по нашим данным значения модуля подземного стока в отдельных случаях превышают 20 л/сек.км^2 [6]. Такой высокий водообмен обеспечивает быстрое прохождение воды через горные породы, ограничивает время контакта твердой и жидкой фаз, и, что самое главное, обеспечивает формирование ультрапресных вод с исключительно низкими содержаниями в них кремнезема и других элементов. А это, в свою очередь, обеспечивает образование небольших объемов ще-

Таблица

Некоторые данные по составу грунтовых вод Западной Африки

Исследуемая территория	Вмещающие породы	pH	
		от–до	среднее
Гвинея	Железистые латериты	4,6–6,6	5,6
	Нефелиновые сиениты и продукты их выветривания	4,5–6,4	5,3
	Кварцевые песчаники	4,5–6,3	5,4
	Гранито–гнейсы	5,0–6,4	5,5
Берег Слоновой Кости, район Корхого	Граниты	–	5,6
Берег Слоновой Кости	Щелочные граниты	–	5,2
	Гранито–гнейсы	–	5,8
	Гранодиориты	–	–
	Сланцы	–	5,3
Габон	Песчано–глинистые	6,2–6,6	6,4
Дагомея	?	3,5–5,3	5,0

лочности, а следовательно, сохранение в растворе большей части угольной кислоты и естественно кислой среды.

Третье условие – это наличие слабо всхолмленного рельефа, который сокращает пути движения воды от областей питания (водоразделы) к областям разгрузки (местная гидрографическая сеть). На наиболее промываемых водораздельных пространствах подземные воды содержат особенно низкие концентрации элементов и поэтому в этих условиях возможен наиболее сильный (относительно других катионов) вынос кремнезема, что приводит соответственно к формированию гидроокислов железа и алюминия. По мере движения воды к долинам рек концентрации кремнезема в растворе постепенно возрастают, что сдвигает равновесие реакций из области устойчивости гиббсита в область устойчивости каолинита. Именно такая закономерность четко прослеживается на территории Гвинеи, где по долинам рек, как правило, развит каолинит, а на водоразделах – гиббсит.

Общая минерализация, мг/л		SiO_2, мг/л	CO_2	$\frac{SiO_2}{\Sigma катионов}$	Автор
от–до	среднее	среднее	среднее	среднее	
53,2–154	75,6	3,4	$10^{-1,1}$	1,59	Шварцев, 1972
20,9–153	66,3	4,0	$10^{-0,8}$	1,31	
49,3–69,0	60,6	4,4	$10^{-0,9}$	1,12	
46,1–70,8	63,4	–	$10^{-1,0}$	–	
–	30,2	11,0	$10^{-1,5}$	2,32	Tardy, 1969
–	–	13,9	–	–	Rougérie,
–	–	12,8	$10^{-0,7}$	–	1960
–	–	11,3	–	–	
–	–	13,7	–	–	
212–290	252	7,9	$10^{-1,0}$	0,10	Brémont,
40–80	52,6	–	$10^{-0,7}$	–	1965

Следовательно, хорошо известная приуроченность латеритных бокситов к повышенным, часто сглаженным участкам объясняется не разрушением древних пенепленов с бокситоносными горизонтами, как это принято считать, а спецификой геохимической и гидрогеологической обстановок, существующих длительное время на водоразделах и в долинах рек. В этом вопросе мы полностью солидарны с С.А. Нортоном [18], который придает большое значение гидрогеологическим условиям в формировании латеритов.

Четвертое условие связано с типом выветривающихся пород. При прочих равных условиях породы, содержащие больше кремнезема, быстрее обогащают подземные воды этим химическим соединением и соответственно быстрее сдвигают реакции вторичного минералообразования в область устойчивости каолинита. Именно поэтому наиболее часто типичные латериты развиваются на породах, содержащих меньше кремнезема, а железистые их разности связаны с породами, у которых повышенное содержание железа. В этом от-

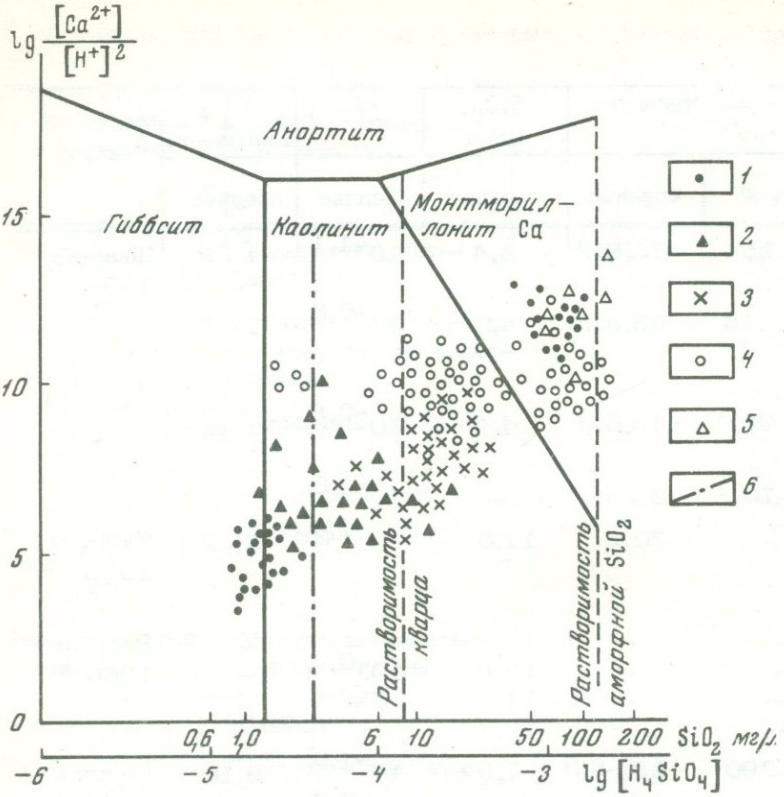


Диаграмма равновесия анортит – гиббсит – каолинит– монтмориллонит при 25°С (Tardy, 1969) с нанесением данных по составу грунтовых вод Западной Африки

1 – Гвинея; *2* – район Корхого; *3* – Берег Слоновой Кости; *4* – Северная Нигерия; *5* – Сенегал; *6* – линия раздела полей каолинита и гиббсита по Хелгесону и др. (Helgeson et al.,1969)

ношении наиболее благоприятными для бокситообразования являются бескварцевые породы: при их выветривании гиббсит образуется быстрее, чем каолинит. Низкие концентрации кремния в водах известняков также являются благоприятным фактором латеритизации контактирующих с карбонатами алюмосиликатных пород.

Все изложенное позволяет нам утверждать, что каолинит – гиббситовые и гетитовые коры выветривания, как правило, формируются при непосредственном разрушении коренных пород без образования промежуточных продуктов выветривания. И только в отдельных случаях или на отдельных участках, когда создаются условия для формирования затрудненного водообмена и щелочной среды, возможно

образование промежуточных продуктов выветривания, которые при соответствующем изменении геохимических и гидрогеологических условий в последующем также могут быть трансформированы в латериты.

Мобилизация и осаждение полуторных окислов. Проведенные нами исследования на территории Гвинеи показали, что латериты – это не только остаточные образования, сформированные в результате выноса подвижных элементов и кремнезема в условиях кислой среды и связанного с этим относительного обогащения продуктов выветривания малоподвижными элементами. Латериты – это гетерогенные образования, для которых характерен абсолютный привнос полуторных окислов в зону выветривания [10]. При этом обогащение профиля выветривания малоподвижными элементами является максимальным в верхних горизонтах и минимальным – в нижних [4], что свидетельствует о миграции приносимого вещества сверху вниз, а не снизу вверх. Откуда же привносятся эти малоподвижные элементы и в каких условиях они становятся подвижными?

Причины мобилизации значительных количеств полуторных окислов кроются в той геохимической обстановке, а именно в кислом ее характере, которая поддерживается в течение всего года в пределах влажных тропических саванн. Как показано в прилагаемой таблице, pH подземных вод в этих условиях опускается до 3,5. При этом наиболее кислые условия встречаются в пределах самого верхнего почвенного горизонта. Известно, что тропические ферритовые, ферралитные и аллитные почвы отличаются высокой кислотностью (pH= =3,5 – 5,0) и поэтому характеризуются значительной выщелоченностью [17]. Нетрудно видеть, что кислотность почв достигает как раз того предела, когда подвижными становятся такие инертные элементы, как алюминий и окисное железо. Последнее убедительно доказано не только полевыми наблюдениями [13, 14, 3], но и экспериментальными исследованиями [16]. Именно в высокой кислотности сообщества тропических почв надо искать причины относительно высокой подвижности многих элементов–гидролизатов.

Таким образом, атмосферные осадки, попадая в почвенный горизонт, становятся кислыми вследствие растворения угольной и частично других органических кислот. Эти кислые растворы обогащаются в той или иной степени не только подвижными элементами, но и малоподвижными и это доказано специальными анализами вод [7]. Перемещаясь затем в зону выветривания пород, подземные воды ввиду некоторого повышения значений pH и окисления органоминеральных комплексов осаждают часть малоподвижных элементов, в первую очередь, железо и алюминий в форме гидроокисных соединений. Другая часть этих элементов выносится грунтовыми водами в область их разгрузки (нижние склоны долин) и там оседает по причине тех же окислительных процессов. В сухую часть года образовавшиеся гидроокислы под воздействием повышенной температуры частично теряют воду и, перекристаллизуясь, образуют горизонт

так называемой кирасы, имеющей гетерогенный состав и отличающейся высокой прочностью каркаса. Возникновение кирасы предохраняет нижележащие горизонты коры выветривания от механического разрушения бурными тропическими ливнями и способствует увеличению их мощности вследствие прогрессирующего развития процессов выветривания коренных пород.

Однако, с другой стороны, возникновение кирасы изолирует почву от коренных пород. Поэтому почва, лишившись источника своего питания, теряет способность к саморазвитию и постепенно деградирует, что приводит к образованию огромных, лишенных почвы, кирасированных пространств. Эрозия почвы лишает кирасу источника ее развития, а следовательно, закладывает основы ее разрушения. Постепенно механическое и тепловое воздействие воды и солнца приводит к раскалыванию монолитного панциря на отдельные куски, которые медленно сползают в пониженные места рельефа и реками переносятся в бассейны седиментации. Обнажившиеся породы, выветриваясь, дают начало новому циклу развития латеритного процесса. Цикличность – один из фундаментальных законов геологии, проявляется исключительно четко и в явлениях латеритизации [8, 9].

Анализ имеющихся материалов позволяет утверждать, что латериты представляют собой продукт двух противоположно-направленных процессов: 1) выноса подвижных элементов, и кремния, с которым связано уменьшение плотности выветривающихся пород; 2) привноса в зону выветривания с грунтовыми водами малоподвижных в обычных условиях элементов-гидролизатов, что ведет к увеличению плотности породы. Соотношение между двумя названными процессами изменяется не только с глубиной зоны выветривания, но и в плане и является поэтому различным на водоразделах, склонах и долинах рек. Все это и определяет то большое разнообразие латеритных образований, которое обычно выявляется при детальных исследованиях и которое в данном случае мы, к сожалению, не можем рассмотреть.

И последний вопрос, на котором нам хотелось акцентировать внимание исследователей, касается возможностей современной латеритизации горных пород. Изучение характера геохимических условий, существующих в тропических областях в настоящее время, показывает, что наиболее благоприятные условия для образования латеритов существуют в тропических саваннах, где имеется большое количество осадков, высокая биологическая продуктивность ландшафтов и интенсивная минерализация органического вещества при благоприятном сочетании характера подстилающих пород, рельефа и тектонических условий. В этом случае современные латериты безусловно формируются и есть много доказательств этому [10]. В то же время расчеты показывают, что на фоне больших скоростей выветривания в тропических странах процессы латеритизации развиваются крайне медленно, всего лишь 5 – 10 мм/тыс лет. Следовательно, образование коры мощностью 10 м требует отрезка времени в 1 – 2 млн. лет, а 50 м (что встречается нередко) – 5 – 10 млн.лет. С учетом

механической эрозии, которая в той или иной мере происходит, приводимые цифры должны быть еще увеличены. Естественно, что в течение всего этого времени область бокситообразования должна оставаться крайне пассивной в тектоническом отношении.

Необычно большая растянутость во времени процессов латеритизации пород и приводит к возникновению споров относительно возраста этих образований и отрицания некоторыми исследователями возможности современного латеритного выветривания горных пород даже в условиях тропических саванн.

ABSTRACT

The laterites are the product of two opposite processes: outflux of mobile (soluble) elements and silica and influx by groundwaters to weathering zone hardly soluble elements-hydrolizates. Relationships between that two processes in the soil profile and plane are a cause of a variety of laterite formation.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.А.Броневой, В.А.Иванов, Ю.И.Ким. Некоторые вопросы формирования и развития латеритных покровов на Либерийском щите (Западная Африка). – Сов. геол., 1970, № 9.
2. Г.И.Бушинский. Геология бокситов. М., "Недра", 1971.
3. С.В.Зонн, Вин Хин Маунг. О формах железа, методах их определения и значении для диагностики тропических почв. – Почвоведение, 1971, № 5.
4. Б.М.Михайлов. Кора выветривания Либерийского щита. – Геохимия осадочных пород и руд. М., "Наука", 1968.
5. В.А.Теняков, С.Т.Акаемов. Латеритные коры выветривания Гвинеи. Некоторые принципиальные вопросы геологии и возраста. – Докл. АН СССР, 1972, 202, № 5.
6. С.Л.Шварцев. Гидрогеологические особенности Гвинеи. – Изв. вузов, серия геол. и развед., 1971, № 8.
7. С.Л.Шварцев. Химический состав грунтовых вод тропических стран (на примере Гвинеи). – Геохимия, 1972, № 1.
8. С.Л.Шварцев. В ландшафтах Гвинеи. – Природа, 1973, № 2.
9. С.Л.Шварцев. Геохимические условия образования кирасы в Западной Африке. – В сб.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Америки, вып. 1. М., Изд-во УДН, 1974.
10. С.Л.Шварцев. Латериты Гвинеи и геохимические условия их образования. Кора выветривания, вып. 16. М., "Наука", 1975.
11. M. Bonifas. Contribution a l'etude geochimique de l'alteration lateritique. Paris, 1959.
12. R. Bremont. Etude de l'influence des caracteristiques technologiques des puits et forages sur leur rendement et leur longevite. 2 patie. Paris, 1965.
13. J. D'Hoor. L'sccumulation des sesquioxydes libres dans les sols tropicaux. Serie sientifique, 1954, N 62.

14. H. Fölster, N. Moshref, A.G. Ojenuga. Ferrallitic pedogenesis on metamorphic rocks, SW-Nigeria. – Redologie, 1971, 21, N 1.
15. H.C. Helgeson, T. H. Brown, R.H. Leeper. Handbook of theoretical activvity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving and aqueous phase at 1 atm. and 0° to 300°C. San-Francisco, 1969.
16. W.H. Huang, W.D. Keller. Geochemical mechanics for the dissolution, transport and deposition of aluminium in the zone of weathering. – Clays and Clay Miner., 1972, 20, N 2.
17. R. Maignien. La cuirassement des en Guinee. Strasburg, 1958.
18. S.A. Norton. Laterite and mauxite formation. – Econ. Geology, 1973, 68, N 3.
19. G.Pedro. Contribution a l'etude experimentale de l'akteration geochemique des roches cristallines. Paris, 1964.
20. R.J. Pickering. Some leaching experiments on three quartz-free silikate rocks and their contribution to an understanding of laterization. – Econ. geology, 1962, 57, N 8.
21. G. Rougerie. Le faconnement des modeles en Côte d'Ivoire forestiere. – Memoires de l'Inslitut d'Afrique Noire. Ifan-Dakar, 1960.
22. Y. Tardy. Geochimie des alterations. Etude des arenes et des eaux quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Strasbourg, 1969.

С. Б. БРАНДТ, В. Н. БОРИСОВ, В. С. ЛЕПИН, И. С. ЛОМОНОСОВ,
Е. В. ПИННЕКЕР, Б. И. ПИСАРСКИЙ, Ю. П. РЖЕЧИЦКИЙ,
В. Н. СОЛОДЯНКИНА

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ СТРОНЦИЯ Sr^{87}/Sr^{86} В НЕКОТОРЫХ ПРИРОДНЫХ ВОДАХ СИБИРИ

Судя по числу публикаций в мировой литературе [1,2], изотопия стронция завоевывает все большее число сторонников и областей применения. Тот факт, что изотопный состав стронция в водах зависит от продолжительности и интенсивности контакта с вмещающими породами, содержащими рубидий и стронций, может быть положен в основу простых моделей, способных дать ответ на вопрос о генезисе и путях миграции вод и вмещающих пород.

В геохимии изотопов стронция установлен ряд значений, которые можно считать надежными. К ним относится минимально возможное в природе значение Sr^{87}/Sr^{86}, характерное для первичного стронция (так называемое BABI) – 0,69899. По-видимому, стронций, растворенный в гипотетической ювенильной воде, впервые поступившей в круговорот природных вод и выделенной грубинной магмой, должен был бы иметь Sr^{87}/Sr^{86}, близкое к BABI. Вхождение же ювенильной воды в качестве примеси к вадозной, должно соответственно снижать Sr^{87}/Sr^{86} последней.

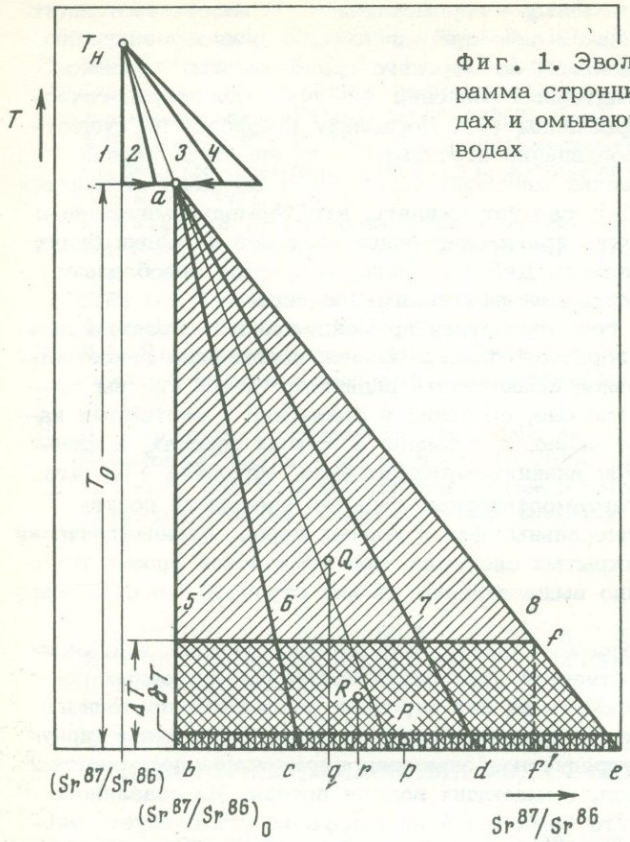
Следующей характерной величиной, обладающей удивительным постоянством в пределах 0,7087 – 0,7095, является Sr^{87}/Sr^{86} в воде всех морей и океанов. Это свидетельствует о действии надеж-

ного естественного механизма перемешивания. Близость изотопного отношения стронция какой-либо природной воды данному значению может считаться признаком ее морского происхождения. Можно назвать еще ряд характерных значений Sr^{87}/Sr^{86} по петрологическим и возрастным признакам [7]. Поскольку в природе не существует газообразных соединений стронция и, кроме того, корень квадратный из отношения массовых чисел 87 и 86 мало отличается от единицы (~ 1,005), следует ожидать, что термодинамические и кинематические эффекты фракционирования изотопов стронция будут пренебрежительно малыми. Действительно, в природе преобладают процессы смешения стронция различного генезиса.

Опыт изотопии в геохронометрии применительно к объектам земного, лунного и метеоритного происхождения несомненно свидетельствует об относительной замкнутости радиохимических систем рубидий – стронций в природе, особенно в сравнении с системами калий – аргон. Тем не менее, и стронций в горных породах, в известной мере, подвержен влиянию метаморфизма. Известно [4], что при изохимическом метаморфическом событии изотопный состав стронция во всех минеральных фазах горных пород барицентрически выравнивается. В открытых системах, при химической эрозии пород, воды преимущественно выщелачивают из них стронций, по сравнению с рубидием [3,5].

Таким образом, можно ожидать, что потоки вадозных вод, омывая в процессе естественной циркуляции некую гамму горных пород, будут ассимилировать из них стронций различного изотопного состава. Следовательно, изотопный состав стронция в конце циркуляции будет иметь усредненное значение, отражающее петрохимические особенности пород, вмещающих водные потоки. Из сказанного логически следует, что наибольшей индивидуальности следует ожидать в значениях Sr^{87}/Sr^{86} для источников, скважин, захороненных вод, меньшей для рек, еще меньшей для озер и, наконец, мировой океан обобщает, интегрирует всю геохимическую историю стронция со времени обособления океана и материков.

Для графоаналитической формализации гидрогеохимии изотопов стронция целесообразно воспользоваться диаграммой Компстона и Джеффери [4]. На фиг. 1 по ординате отложено время, отсчитываемое от современности в прошлое (возраст), а по абсциссе – Sr^{87}/Sr^{86} в соответствующих объектах. Пусть в произвольный начальный момент $T_н$ произошла консолидация некоей интересующей нас системы (например, земной коры), состоящей из нескольких фаз, 1 – 4, и отличающихся между собой различным содержанием радиоактивного рубидия-87. Система унаследовала от прошлого некий начальный состав стронция (Sr^{87}/Sr^{86}) и в процессе существования системы, родившейся в момент $T_н$, в фазах будет происходить накопление радиогенного стронция-87 и увеличение Sr^{87}/Sr^{86}. В силу малой величины постоянной радиоактивного распада рубидия-87, закон изменения Sr^{87}/Sr^{86} можно считать линейным, в



Фиг. 1. Эволюционная диаграмма стронция в горных породах и омывающих их природных водах

масштабах геологического времени. Если, на примере нашего графика, рубидий в фазе 1 отсутствует (апатиты, карбонатиты, плагиоклазы), то стронциевое отношение остается во времени постоянным и равным $(Sr^{87}/Sr^{86})_н$. В фазах же 2 – 4 радиогенный стронций-87 будет накапливаться со скоростью, пропорциональной концентрации рубидия-87 в них.

Для определения предположим теперь, что в момент T_0 произошло исходное изохимическое метаморфическое событие, могущее служить для нас условно началом отсчета возраста мирового океана. Пусть в момент T_0 образовались новые фазы 5 – 8 и при этом изотопный состав в них, по гипотезе Компстона и Джеффери, барицентрически выровнялся и стал равным (Sr^{87}/Sr^{86}). Дальнейшая эволюция изотопного состава стронция происходила по прямым ab..., ae. Если предположить, что фаза 5 обеднена рубидием, аналогично фазе 1, то изотопный состав стронция в ней, испытав скачкообразное изменение в момент T_0, остается в дальнейшем неизменным. Sr^{87}/Sr^{86} в фазах 6-8 будут нарастать по прямым ac... ae.

Если некий водный поток в течение времени циркуляции δT, малого в сравнении с T_0, омывает фазы 5–8, то изотопный состав растворимого в нем стронция, как уже говорили, будет соответствовать смеси составов b...e. Для определенности предположим, что смесь составов будет соответствовать проекции центра тяжести P полоски $be \times \delta T$.

В Мировом океане изотопный состав будет определяться средним значением центров тяжести всех таких полосок, от T_0 до T=0, или, иными словами, проекцией q центра тяжести Q заштрихованного треугольника abe.

В водоеме (озере), имеющем как приток, так и сток, которые обусловливают время задержки вод ΔT, изотопный состав должен соответствовать центру тяжести R трапеции $befg$.

Из построения рис. 1 видно, что в любой момент времени $bq < br < bp$. Иными словами, рост Sr^{87}/Sr^{86} морей и озер отстает от такового в реках.

Кроме того, видно, что со временем стронций во всех водах может только утяжеляться. Ординаты точек PQR дают возможность сопоставить "возрасты" отдельных типов вод.

Нами было предпринято экспериментальное определение изотопного состава стронция в водах Сибири.

Изотопный состав стронция измерялся на масс-спектрометре МИ 1305 методом компенсации с последующей корреляцией по общесоюзному стандарту $SrCO_3$=70 с соотношением Sr^{87}/Sr^{86}=0,7096. Выделение стронция проводилось на колонках со смолой Амберлит $G\phi$ – 120;600 меш. Элюированный стронций переводился в азотнокислую форму и наносился на рениевую ленту однонитиевого ионного источника.

Экспериментальные определения сведены в табл. 1 и сопоставлены с известными реперными значениями [7] на фиг. 2. В основном, измеренные Sr^{87}/Sr^{86} соответствуют ожидаемым и укладываются в систематику фиг. 1.

В пределах точности измерений можно провести параллели с водами Канадского щита. Диапазон изменения величин и их соотношения примерно одинаковые.

Интересно отметить, что Sr^{87}/Sr^{86} в воде нашего уникального закрытого водоема – Каспийского моря – несколько выше, чем у Мирового океана – 0,7103. Изотопное отношение стронция в Б.Соленом озере, Юта, США, озерах Верхнем и Джордж, Канада существенно выше океанского. Относительно повышенного уровня изотопного отношения в этих озерах в настоящее время можно строить лишь догадки (древний возраст, специфика состава поступающих вод и др.). С другой стороны термальные воды Исландии имеют низкое отношение – 0,704, согласующееся с составом стронция в базальтах Исландии. Sr^{87}/Sr^{86} для проточного оз. Байкал аналогично значениям для других пресноводных озер и существенно превышает отношение для Мирового океана. Все это соответствует схеме фиг. 1.

Таблица

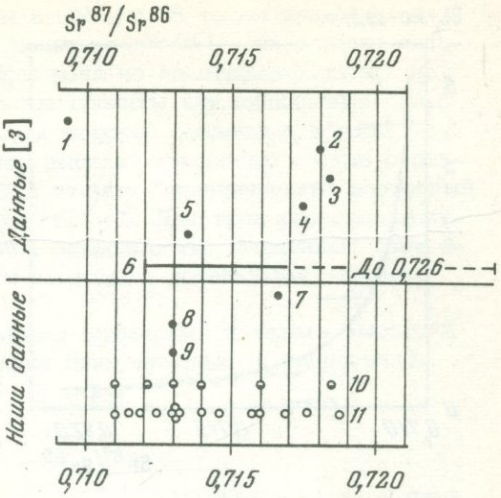
Данные измерения изотопного состава стронция в водах

Местонахождение вод	Минерализация, г/л	rNa/rCl	Sr^{87}/Sr^{86}
Шаргалжут (граниты)	0,26	8,0	0,7184
Нилова пустынь (граниты–базальты)	1,10	15,0	0,7160
Давша (граниты)	0,50	6,2	0,7140
Шумак (карбонаты)	1,30	6,0	0,7130
Жемчуг (граниты)	1,20	5,0	0,7121
Питателевский (граниты)	1,80	2,5	0,7110
Рассолы хлоридные натриево–кальциевые (район реки Н. Тунгуска)			
2 (скважина)	350	0,32	0,7160
3 (скважина)	3,76	0,19	0,7176
6 (родник)	–	0,98	0,7110
8 (скважина)	631	0,02	0,7187
15 (родник)	87,5	1,0	0,7114
39 (скважина)	–	0,39	0,7158
42 (скважина)	318	0,68	0,7132
45 (скважина)	–	0,26	0,7168
48 (родник)	87,5	0,60	0,7139
60 (родник)	7,24	0,49	0,7129
66 (скважина)	–	0,78	0,7131
69 (скважина)	4,22	0,37	0,7124
СТ–1 (скважина)	319	0,33	0,7123
Каспийское море (район Махачкалы)	–	–	0,7103
Оз. Байкал	–	–	0,7129
Ископаемый лед (район реки Н. Тунгуска)	0,08	0,33	0,7130

Примечания. 1. Данные последней колонки нормализованы по отношению $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$.

2. Односигмовый интервал погрешности всех измерений Sr^{87}/Sr^{86} равен 0,0007.

То, что воды несут информацию о породах, с которыми они контактируют, можно проверить на примере гидротерм. На фиг.3 приведены изотопный состав стронция и содержание ионов хлора в 6 проанализированных пробах. Для четырех из них вмещающими породами являются граниты, для одной – граниты и базальты и еще для одной – карбонаты. Поскольку концентрация и изотопный состав связаны между собой гиперболической зависимостью, то на рисунке для иллюстрации приведена гипербола $Y = 0,004/ -0,71$. Мы видим, что экспериментальные данные, исключая гидрокарбонатный источник,



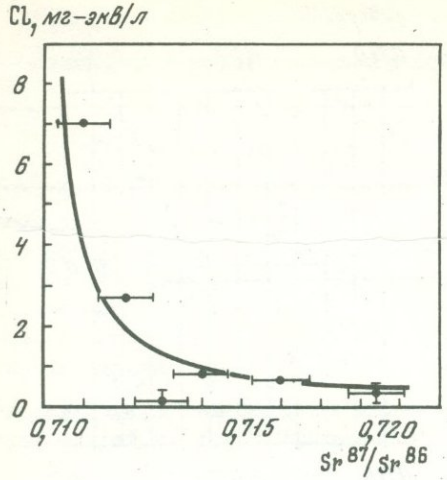
Фиг. 2. Сравнительная схема изотопного состава стронция в некоторых объектах Сибири и Канады

Цифры на фигуре: *1* – Мировой океан; *2* – оз. Верхнее Канада; *3* – оз. Джордж, Канада; *4* – оз. Большое соленое, США; *5* – оз. Бонней, Антарктида; *6* – реки и озера Канадского щита; *7* – Каспийское море; *8* – оз. Байкал; *9* – ископаемый лед, Нижняя Тунгуска; *10* – гидротермы Байкальской рифтовой зоны; *11* – ископаемые рассолы, Нижняя Тунгуска

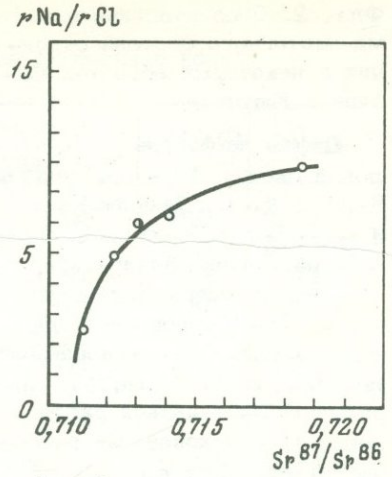
не противоречат гиперболической зависимости [6]. Это позволяет предположить, что изотопный состав стронция формировался под решающим воздействием двух реперов, сильно отличающихся по содержанию хлора и изотопному составу стронция. Репер с высоким содержанием хлора имеет низкое Sr^{87}/Sr^{86} (менее 0,711) и, наоборот, репер с низким содержанием хлора характеризуется высоким отношением Sr^{87}/Sr^{86} (более 0,718). Такими реперами могут быть "ювенильная вода", содержащая HCl и относительно малое количество стронция с низким (базальтовым или мантийным) отношением Sr^{87}/Sr^{86}, и выщелачиваемый этой водой гранит. При этом во всех анализированных пробах преобладает гранитная составляющая стронция.

Термальный углекислый источник "Шумак" связан с карбонатными породами. Точка, отвечающая этому источнику на фиг. 3, находится значительно ниже других, что характерно для выщелачивания из карбонатных пород. Повышенная величина Sr^{87}/Sr^{86} в этой пробе, по сравнению с морскими карбонатами, свидетельствует о том, что воды источника "Шумак" не избежали контакта с гранитами. Если предположить, что при контакте с карбонатными породами произошло пропорциональное снижение долей Na и Cl, то близость точек, отвечающих источникам, связанным с гранитами и карбонатами на фиг. 4, также свидетельствует в пользу присутствия в углекислом источнике гранитной составляющей стронция. Необходимым является и выброс, наблюдаемый на этом рисунке для точки, соответствующей источнику "Нилова пустынь", из-за высокой выщелачиваемости Na из базальтов.

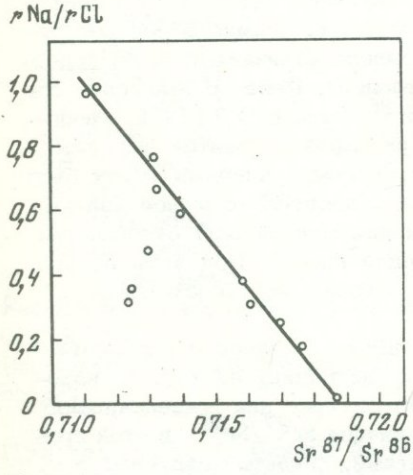
Для рассолов характерны высокая концентрация и длительность контакта с осадочными породами. Поэтому трудно было ожидать четкой зависимости изотопного состава Sr в этих захороненных рассолах от их химического состава. Действительно, если стронций



Фиг.3



Фиг.5



Фиг.4

Фиг. 3. Зависимость между концентрацией хлора и изотопным составом стронция в гидротермальных источниках

Фиг. 4. Зависимость между отношениями $\frac{rNa}{rCl}$ и Sr^{87}/Sr^{86} в гидротермальных источниках

Фиг. 5. Зависимость между отношениями $\frac{rNA}{rCl}$ и Sr^{87}/Sr^{86} в рассолах района Нижней Тунгуски

в них обусловлен растворением морских карбонатов, то отношение Sr^{87}/Sr^{86} должно совпадать с таковыми для океана, а именно 0,7093. Однако измерения изотопного состава стронция в рассолах района реки Нижней Тунгуски опровергли такой прогноз. Фиг. 5 показывает, что для большинства рассолов существует зависимость между отношениями rNa/rCl и Sr^{87}/Sr^{86}, выражаемая прямой линией. Причем в отличие от гидротермальных источников здесь наблюдается обратная зависимость между соответствующими параметрами. Объяснение этого мы находим в предположении существования двух реперов, ответственных за содержание хлора, натрия, стронция и за изотопный состав последнего в рассолах. Эти реперы должны мало отличаться по отношению rSr/rCl, ибо только в этом случае

возможно вырождение гиперболы в прямую. В то же время по изотопному составу стронция и по величине rNa/rCl они должны сильно отличаться. Хотя такие реперы пока не идентифицированы, но весьма вероятно, что ими являются граниты или силикатные илы древнего моря, с одной стороны, и морские осадочные породы, с другой. Первые могли обусловить высокий изотопный состав стронция и низкое отношение rNa/rCl, а вторые "океанический" изотопный состав стронция и отношение $rNa/rCl = 1$. Для трех рассолов получено отклонение от прямолинейной зависимости. Введением третьего репера можно объединить эти рассолы с остальными законом разбавления.

Авторы стремились приведенными примерами показать высокую информативность изотопии стронция применительно к гидрогеологическим проблемам.

ABSTRACT

A model of strontium evolution in waters is suggested which is based on Compton's and Jeffery's diagram. Data of the authors measurements of strontium isotopical ratios in the Caspian Sea, the Baikal Lake, in hydrotherms of the Baikal rift zone, in buried brined of the Lower Tunguska region and in fossil ice are given. The transformation of the dispersed multitude of isotopic data into a causal regularities is demonstrated. The connection between the isotopic composition of strontium in waters and their chemical composition has been revealed. The analysis of mixing regularities allowed to establish that strontium is in hydrothermal sources a mixture of an abyssal and a granite components.

ЛИТЕРАТУРА

1. Изотопы в геохимии. Ежеквартальный библиографический указатель. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972–1974.
2. Abstracts of geochronology and isotope geology Belgian Centre of Geochronology. Belgium, 1972–1974.
3. M. Bottino , P.D. Fullagar. The effect weathering on whole rock Rb-Sr ages. – Amer. J. Sci., 1968, 266.
4. W. Compston, P.M. Jeffery. Metamorphic chronology by the rubidium-strontium method. – Annual New-York Ac. Sci.,1961.
5. E. Dasch. Strontium isotopes in weathering profiles. – Geochim Cosmochim. Acta, 1969, 33.
6. G. Faure, J.B. Bowman, D.H. Ellot, L.M. Jones. Strontium isotopoe compostion and petrogenesis of the Kirkpatrick basalt, Queen Alexandra Range, Antarctica. Abstracts of geochronology and isotope geology. Belgium, 1974, N 1.
7. G. Faure, J.L. Powell. Strontium isotope geology. N–Y, Springer Verlag, 1972.

В. В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ

ГЕНЕЗИС И СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ СОРБИРОВАННОЙ ОКИСИ ЖЕЛЕЗА

Биогеохимические исследования, проведенные автором в экваториальных областях Африки, позволили оценить количество железа, ежегодно поступающего в почву с отмирающей растительной массой. Для высокотравных саванн и муссонных лесов, имеющих пышный травяной покров, годовая продуктивность растительности составляет 100–150 ц/га. Минимальная величина зональности травянистой растительности 2–3% от веса абсолютной сухой растительной массы установлена нами для высокогорных лугов, а для саванн плато эта величина примерно вдвое больше. Химический состав золы приведен в табл. 1, из которой следует, что в биоценозах хорошо увлажненных саванн на каждый гектар площади поступает ежегодно железа не менее 3–6 кг в области распространения метаморфических и осадочных пород и 10–25 кг в области эффузивных пород основного и щелочного составов. Если учесть, что тропические биоценозы оптимального увлажнения занимают территорию более 1 млрд. га, то грандиозность движения железа очевидна.

Почвообразование в этих условиях характеризуется определенными геохимическими показателями. Величина pH близка к нейтральной, изменяясь от 5,8 до 7,4 в разное время года. В составе гумуса преобладают негидролизуемые органические вещества (50–80%), среди растворимых соединений фульвокислоты слабо доминируют над гуминовыми. Эти условия благоприятны для сорбирования катионов минеральной массой. Поглощенные катионы составляют более 50% от емкости поглощения.

При 850–1500 мм атмосферных осадков в год растительные остатки полностью разрушаются, и железо освобождается из мертвого органического вещества. При избыточном увлажнении процессы разрушения растительных остатков подавляются и происходит накопление торфа. Как видно из данных табл. 1, железо не выносится, а задерживается и аккумулируется в торфе. При обильных атмосферных осадках (около 2000 мм/год и больше) образуются в большом количестве агрессивные фульвокислоты, создается кислая среда (pH 5,0–4,0 круглый год), происходит энергичный вынос катионов, которые очень слабо сорбируются (табл. 2).

С областью активной биогеохимической мобилизации железа связано широкое распространение красноцветных образований кайнозоя. Это побудило автора детально изучить формы нахождения железа в указанных образованиях. При этом было обнаружено, что окись железа, наряду с известными минеральными модификациями, может присутствовать в особом состоянии, которое сопровождается поглощением световых волн в длинноволновой части спектра.

Количественное определение цвета осуществлялось при помощи регистрируемого спектрофотометра типа СФ–14. Спектрофотометри-

ческому изучению было подвергнуто более 200 образцов кайнозойских красноцветов Европейской части СССР, Румынии, Болгарии, Чехословакии, Югославии, Кении, Танзании, Уганды. Все изученные образцы обладают очень слабым отражением света в коротковолновой части спектра, где происходит поглощение более 90% световых волн. Длинноволновая часть спектра отражается значительно сильнее. Одновременно определялась цветовая формула по системе Манселла с помощью усовершенствованной стандартной шкалы [9]. Полученные данные отвечают характеристике от 10R до 5 YR. Степень светлости от 4 до 6, яркость цвета высокая, обычно 3, реже 6.

Согласно данным Швертмана и др. [11], цветовые формулы окисно-железистых минералов следующие: гётит 7,5 YR – 10 YR; гематит 7,5 R – 2,5 YR; лепидокрокит 5 YR – 7,5 YR; ферригидрит 5 YR – 7,5 YR. Приведенные данные указывают, что окраска красноцветов не может быть объяснена присутствием какого-либо определенного окисно-железистого минерала.

Общее содержание Fe_2O_3 в кайнозойских красноцветах СССР и Южной Европы составляет 7–8% [5,6], в красноцветах тропической Африки достигает 20 и даже 25% [2]. Однако этими цифрами нельзя объяснить причину окраски красноцветных отложений. Некоторые плейстоценовые суглинки содержат Fe_2O_3 в указанных пределах, но не обладают красным цветом.

Для установления носителя окраски автором был изучен состав и спектрофотометрическая характеристика основных компонентов красноцветных образований [3]. Несмотря на то, что минеральный состав алевритовых и песчаных фракций образцов из разных районов отличается очень сильно, это почти не влияет на окраску. При сопоставлении спектрофотометрических кривых исходных образцов и их фракций ясно видно, что особенности отражения световых волн и яркость окраски связаны не с обломочными, а тонкодисперсными компонентами (фиг. 1). Длинные волны отражаются частицами на 20–30% более интенсивно, чем мелкообломочными.

Существует мнение, что красный или бурый цвет неогеновых и плейстоценовых отложений обусловлен присутствием индивидуализированных железо-окисных минералов, которые можно обнаружить среди алевритовых и тонкопесчаных компонентов [10]. Наши данные свидетельствуют о том, что подобные случаи скорее являются исключением, чем правилом. Алевритовые и песчаные фракции приобретают красный цвет лишь тогда, когда обломочные частицы покрыты тонкими пленками красной глины или состоят из прочных агрегатов глинистых частиц.

Основным хромофором в красноцветных отложениях является фракция частиц < 0,001 мм. На основании многочисленных дифрактометрических анализов можно заключить, что фракция < 0,001 мм сложена преимущественно глинистыми минералами типа несовершенного каолинита и метагаллуазита, смешанослойных и гидрослюдистых минералов. Этим обусловлено значительное содержание Al_2O_3 в хи-

Таблица 1

Содержание химических элементов в золе растительности и мерт

Растительность	Si	Al	Fe	P
Злаковый травяной покров на лавах основного состава, Танзания	30,91	5,67	5,30	0,80
Злаковый травяной покров на метаморфических породах кислого состава, Уганда	23,11	0,81	1,25	1,07
Торфяной горизонт горных злаковых лугов на лавах основного состава, Килиманджаро, Танзания	10,48	18,97	14,57	0,59
Заросли папируса, оз. Альберт, Уганда	10,75	0,13	1,17	1,26
Торф зарослей папируса, оз. Альберт, Уганда	13,42	2,94	7,30	1,85

мических анализах. Железо лишь частично входит в состав глинистых минералов.

Так как дифрактометрическим анализом нельзя определить некристаллические формы Fe_2O_3, то большой интерес представляют результаты дифференциального термического анализа. Кривые ДТА фракции <0,001 мм имеют хорошо выраженные пики, свойственные упомянутым глинистым минералам (фиг. 2). Таковы эндотермические эффекты 120–130° и 540–580°, экзотермический эффект около 950°. Особенно заслуживает внимания то, что все без исключения

Таблица 2

Характеристика гумусового горизонта почв (в %) распространен

Биоценоз	Колич. атмосферных осадков, мм/год	pH	Углерод негидролизуемого орган. вещества
Постоянно влажные леса, Уганда	1900	4,7	12,8
Светлый лес сезонного увлажнения, Уганда	1400	6,9	76,7
Саванна, Танзания	850	7,4	61,3

вого органического вещества экваториальных биоценозов Африки

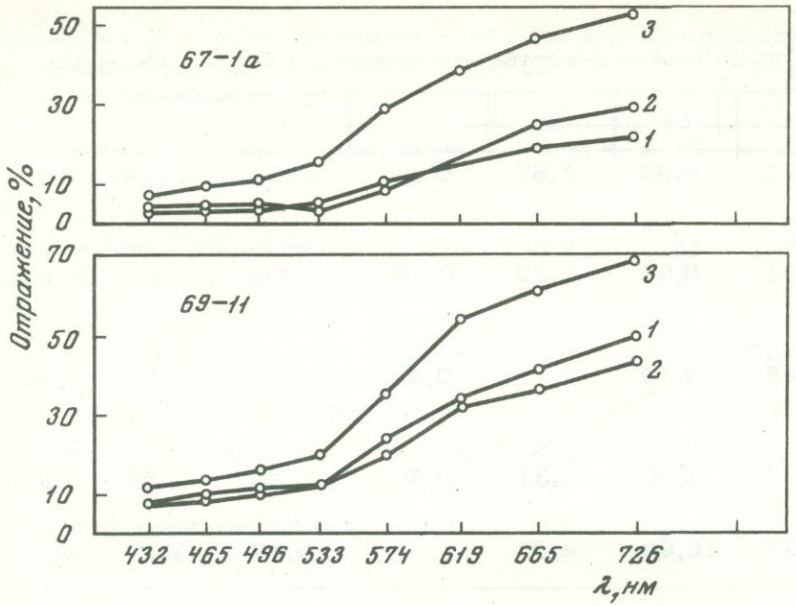
Ti	Ca	Mg	S	Mn	Na	K
0,11	3,33	1,67	0,14	0,09	0,44	2,7
0,01	9,54	6,22	0,10	0,08	0,53	Не опр.
0,65	4,52	2,71	0,42	0,41	0,54	3,36
0,02	1,30	1,31	0,50	0,20	3,48	34,14
0,01	16,96	4,30	0,57	0,10	1,17	9,88

кривые ДТА обладают в той или иной мере выраженным экзотермическим поднятием около 350°. Это отчасти связано с примесью почвенного гумуса, но главным образом с присутствием нераскристаллизованной окиси железа.

Согласно экспериментам Калпа и Трейтса [7], температура 350° экзотермического эффекта аморфной Fe_2O_3 указывает на ее осаждение при pH около 6. Это хорошо согласуется с нашими определениями pH почв саванн и муссонных лесов. В отдельных случаях на фоне экзотермического поднятия имеются небольшие эндотермичес-

ных экваториальных биоценозов Африки

Углерод гуминовых кислот	Углерод фульвокислот	Емкость поглощения, мг-экв/100 г	Сумма поглощенных катионов, мг-экв/100 г
14,2	73,0	20	2,7
10,0	13,3	44	20,0
25,1	13,6	20	19,9

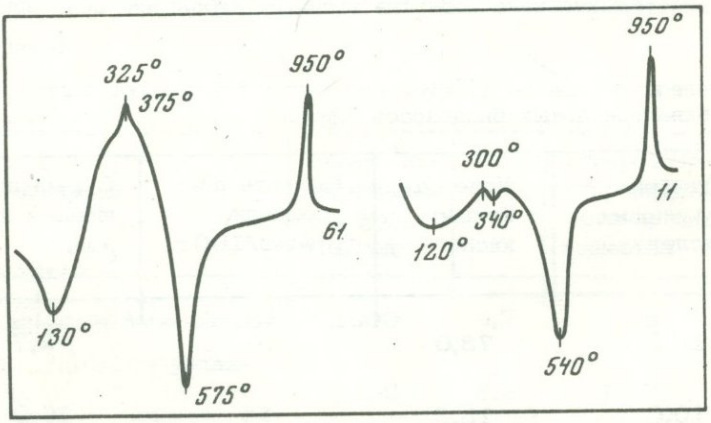


Фиг. 1. Отражение волн видимой части спектра красноцветными отложениями и их гранулометрическими фракциями

Обр. 61-1а – красноцветные плиоценовые глины массива Бучеджи, Южные Карпаты, Румыния

Обр. 69-11 – красноцветные плиоценовые покровные суглинки северного побережья оз. Виктория, Уганда

1 – образец в целом; *2* – фракция 0,01-0,1 мм; *3* – фракция 0,001 мм



Фиг. 2. Типичные кривые ДТА кайнозойских красноцветов Восточной Африки

кие эффекты 360–390°, обусловленные примесью окисно-железистых минералов типа гетита. Их наибольшее содержание приурочено к красноцветным продуктам выветривания эффузивов основного состава. Напомним, что именно на этих образованиях травянистая растительность наиболее обогащена железом.

Для определения количества некристаллической окиси железа, содержащейся во фракции <0,001 мм, были опробованы различные экстракции. Установлено, что полное извлечение аморфной окиси железа без разрушения глинистых минералов достигается методом Мира – Джексона [8]; экстракция смесью лимоннокислого натрия и сульфита натрия в присутствии бикарбоната натрия в качестве буфера с pH около 7,3. Красный цвет при этой обработке совершенно исчезает (табл. 3). Спектрофотометрические кривые резко меняют свой вид: разница поглощения коротких и длинных волн уменьшается и кривые выполаживаются. Если в составе обломочной части красноцветных отложений присутствует в значительном количестве кварц, то после обработки этих образцов сильно увеличивается степень отражения света (рис. 3, образцы 65–4, 67–1а, 68–15, 69–13, 69–131), или обе кривые сближаются в длинноволновой части спектра (образцы 66–7, 65–3). Если в красноцветах отсутствует кварц (например, когда они сложены продуктами выветривания основных или щелочных лав), кривая обработанного материала лишь незначительно поднимается над кривой исходного образца (образец 69–259).

Итак, характерная окраска красноцветов обусловлена некристаллической окисью железа, которая тесно связана с глинистыми частицами величиной менее 0,001 мм. В каком же состоянии находится эта окись железа?

Для ответа на этот вопрос представляют интерес данные кристаллооптических измерений. Светопреломление всех минералов свобод-

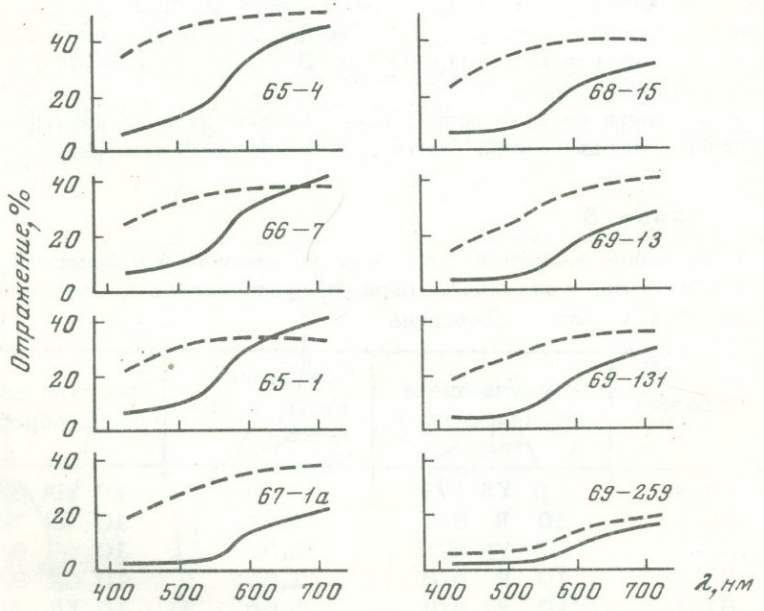
Таблица 3

Содержание аморфной окиси железа, связанной с фракцией <0,001 мм, и изменение окраски красноцветов после обработки по методу Мира – Джексона

Образец	Формула цвета до обработки	Содержание Fe_2O_3 в экстракте, %	Формула цвета после обработки
65–4	5 YR 6/8	1,50	10 GR 8/1
66–7	10 R 5/8	3,61	10 GR 7/1
65–3	5 YR 6/8	2,55	10 GR 6/1
68–15	10 R 4/8	1,62	10 GR 8/1
67–1а	10 R 4/8	3,65	10 YR 7/2
69–13	5 YR 5/8	5,40	10 YR 7/3
69–131	5 YR 6/8	1,96	10 Y 7/1

ной окиси железа, как окристаллизованных, так и аморфных, превышает 2,00 [4]. Если бы на поверхности глинистых частиц находились пленки и скопления окиси железа, то на это указывали бы соответствующие величины светопреломления. Но частицы, слагающие фракцию <0,001 мм красноцветных отложений, имеют величину светопреломления от 1,580 до 1,610, очень редко достигая 1,650. Следовательно, частицы тонкодисперсной красноцветной массы представлены не окисно-железистыми минералами. После обработки фракции <0,001 мм по методу Мира – Джексона и полного исчезновения красного цвета светопреломление тонкодисперсных частиц снижается до 1,545–1,550, т.е. до величины, свойственной присутствующим глинистым минералам. Этот факт дает основание предполагать, что окись железа не образует физически обособленные выделения, покрывающие глинистые частицы, а находится в сорбированном состоянии на поверхности этих частиц.

Такое предположение хорошо согласуется с результатами изучения сорбционной емкости тонкодисперсной части красноцветных отложений. Данные, приведенные в табл. 4, показывают, что емкость поглощения глинистых частиц значительно возрастает после удаления окиси железа методом Мира – Джексона. Конечно, сорбционная способность тонкодисперсной части разных образцов красноцветов будет неодинаковой в зависимости от состава глинистых минералов.



Фиг. 3. Спектрофотометрические кривые красноцветных образований в исходном состоянии (сплошная линия) и после удаления аморфной окиси железа, связанной с фракцией < 0,001 м

Таблица 4

Емкость поглощения фракции < 0,001 мм красноцветных отложений

Образец	Содержание связанной Fe_2O_3, %	Емкость поглощения, мг-экв/100 г	
		до удаления Fe_2O_3	после удаления Fe_2O_3
69-11	8,75	10,20	18,63
69-206	5,76	18,00	22,30
69-209	8,50	20,80	25,00
69-226	5,25	26,75	28,80
69-92	7,35	14,40	36,30
69-131	6,60	34,35	35,00
69-250	9,80	31,20	42,85
69-263	9,65	18,00	21,50

Поэтому в одних образцах после снятия красной окраски емкость поглощения увеличилась больше, чем на 10 мг-экв/100 г (образцы 69-92, 69-250), а в других - всего на 1-2 мг-экв/100 г (образцы 69-226, 69-131).

Процессы сорбции-десорбции регулируются окислительно-восстановительными условиями. Окислительная обстановка, обусловленная свободным доступом кислорода атмосферы в почвенную толщу, способствует связыванию окиси железа. Восстановительные условия, возникающие при насыщении почвы водой, благоприятствуют развитию глеевых процессов и десорбции окиси железа. Поэтому на участках заболачивания красноцветы теряют свою окраску и приобретают серый цвет, который возникает после удаления окиси железа по методу Мира - Джексона.

Закрепление окиси железа из поверхности глинистых частиц представляет собой итог сложного почвенно-биогеохимического процесса. Основными его звеньями являются биогенная концентрация железа травянистой растительностью и последующая трансформация форм этого химического элемента в почвах высокотравных саванн и муссонных лесов. Образование огромной массы красноцветов кайнозоя - еще один пример геологической деятельности живого вещества - наиболее могущественной силы на земной поверхности [1].

A B S T R A C T

It has been established thet in tropical biocenoses of potimum atmospheric humidification iron is accumulated by the hermaceous vegetation. Every year up to 10-25 kg of iron for eache hectare of the orea is supplied to the soil with vegetation residues. After biogeochemical transformations

in the oxidizing mediu, at pH 5,8–7,0 the released ferric iron does not form isolated minerals, but is sorbed by the dispersed phase. This is accompanied by a change of spectropotomettric indices in the long-wave part of the spectrum and by a decrease of absorption capacity with respat to alkaline and alkaline-earth elements. The author grounds the hypothesis of the edaphic-biogeochemical formation of red-coloured deposits of Cenozoic.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.И. Вернадский. Биосфера. Л., Научно-техн. изд-во, 1926.
2. В.В. Добровольский. Коры выветривания Восточной Африки. – Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 12.
3. В.В. Добровольский. Окраска красноцветных отложений плиоцен-нижнеплейстоценового возраста. – Бюлл. Комисс. по изучению четвертич. периода, 1974, № 41.
4. Дж.Д. Дэна, Э.С. Дэна, Ч.Пэлач, Г.Берман, К.Фрондель. Система минералогии. Т.I. ИЛ, 1951.
5. E. Blanck. Die Mediterran-Roterde (Terra-rossa). – Handbuch des Bodenlehre. Bd.III. Berlin, 1930.
6. V.V. Dobrovolsky. Micromorphology and genesis of Terra rossa of the USSR and East Europe. – Soil micromorphology. Warszawa, 1972.
7. J.L. Kulp, A.E. Trites. Differential thermal analysis of natural hydrous ferric oxides. – Amer. Mineralogist, 1951, 36, N 1.
8. O.P. Mehra, M.L. Jackson. Iron oxide removal from soil and clay system buffered with sodium bicarbonate by a dithionite-citrate. –Clays and clay minerals, 1960, N 5.
9. M. Oyama, H. Takehara. Revised standard color charth. Japan, 1967.
10. Scheffer, E. Wolte, F. Ludwieg. Zur der Eisenoxydhydrate im Boden. – Chemie der Erde, 1957, 19, N. 1.
11. U. Schwertmann, W.R. Fischer, R.M. Taylor. New aspects of iron oxide formation in soils. – В сб.: Труды X Международного конгресса почвоведов, т. VI. М., "Наука", 1974.

Ш. Ф. МЕХТИЕВ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕФТЕЙ СРЕДНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Основной нефтегазоносной толщей нефтегазовых и газоконденсатных месторождений Азербайджана является продуктивная толща (средний плиоцен), состоящая из чередующихся пачек песчано-алевритовых и глинистых пород мощностью более 3000 м (местами значительно больше, почти до 4000 м). Она подразделяется на два отдела, ряд свит и горизонтов. В ряде районов добыча нефти производится из отложений верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы), а также палеоген. В районе развития так называемой

третичной моноклинали (Сиазанский район) установлена нефтегазоносность верхнемеловых отложений. Однако около 98% добываемой нефти извлекается из залежей, связанных с продуктивной толщей. Поэтому наиболее изученными оказались нефти, залегающие в различных свитах и горизонтах продуктивной толщи.

Нефти продуктивной толщи Азербайджана относятся главным образом к нефтям нафтенового основания, являются молодыми кайнозойскими по А.Ф.Добрянскому [7], кайнотипными по А.А.Карцеву [8] и их можно отнести к типу Б по Ал. А.Петрову [13]. Они являются малосернистыми и масляными. Наряду с этим преобладающим типом, в ряде залежей присутствуют нефти нафтеново-метановые и метаново-нафтеновые. Среди нефтей Азербайджана, кроме того, следует выделять также нефти нафтеново-ароматического типа. В частности, сураханскую масляную нефть, содержащую во фракциях от начала кипения до 350°С нафтеновых углеводородов – 43,10%, ароматических углеводородов – 30,88% и алканов 26,02%, следует относить к нефтям нафтеново-ароматического типа. К этому же типу относятся и нефти подкирмакинской свиты восточного крыла площади Карачухур. Во фракциях до 300°С содержание цикланов 46,0%, ароматических углеводородов 34,8% и алканов 19,2%. Содержание ароматических углеводородов в более высококипящих фракциях (420–500°С) некоторых нефтей нижнего отдела продуктивной толщи (о.Артема, Локбатан, Пута, Сураханы) варьируют даже в интервале 42–49%. А в бинагадинской нефти в той же фракции ароматических углеводородов около 65%. Совпадение типа нефтей продуктивной толщи по составу всех ее фракций до 550°С отмечается в редких случаях. Поэтому при определении типа нефти мы учитывали соотношение сумм определенных групп углеводородов в возможно больших количествах фракций (до 300, 350°С).

Следует выделить в особую группу так называемую белую почти бесцветную, малосмолистую и беспарафинистую нефть, залегающую в кровле продуктивной толщи месторождений Сураханы и Кала (плотность 0,780–0,803), и залегающую несколько ниже, так называемую красную нафть этих месторождений и месторождений Бибиэйбат, также малосмолистую, но парафинистую (плотность 0,791–0,850).

Мы сопоставили большое число индивидуальных нефтей продуктивной толщи ряда нефтегазовых месторождений и не обнаружили нефтей, идентичных по составу и свойствам. Отличаются нефти не только различных месторождений, но и нефти одной и той же свиты в разных тектонических блоках одного и того же месторождения. Главными причинами разнообразия состава и свойств нефтей могут быть:

1. Условия происхождения самой нефти и формирования нефтегазовых месторождений.

2. Строение нефтегазоносной площади и условия залегания флюидов (тип ловушки, структура месторождения и степень тектонической ее раздробленности, глубина залегания нефтеносного пласта

и литологический состав коллекторов нефти, характер контакта нефти и воды и др.).

3. Последующие процессы и факторы, обусловившие физико-химические превращения нефти в залежах в зависимости от конкретной геолого-геохимической обстановки (метаморфизм нефтей, выветривание, окисление, осернение, физико-химическая дифференциация).

Состав и свойства нефтей продуктивной толщи некоторых месторождений Апшеронской и Нижнекуринской нефтегазоносных областей раздельно по верхнему и нижнему отделам представлены в табл. 1.

Нефти продуктивной толщи претерпевают существенные изменения во времени и в пространстве. В региональном плане в направлении общего погружения отложений продуктивной толщи в сторону Каспия на северо-восток, юго-восток, юг и юго-запад от центра Апшеронского полуострова происходит увеличение газонасыщенности нефтей, убывание их плотности и смена нефтегазовых залежей газоконденсатными. В этом же направлении в составе нефти увеличивается роль нормальных алканов, возрастает количество ароматических углеводородов, уменьшается содержание нафтеновых углеводородов, увеличивается общая газонасыщенность и газоконденсатность залежей, снижается концентрация в целом неуглеводородных компонентов. Кроме того, по разрезу сверху вниз в составе нефти возрастает роль метановых и ароматических углеводородов, уменьшается количество нафтеновых углеводородов, также усиливается газоконденсатный характер залежей. Параллельно сильно возрастает количество асфальтово-смолистых компонентов, при одновременном увеличении плотности нефти.

Нами установлено наличие закономерной связи между свойствами нефти и целым рядом геолого-геохимических факторов. Одним из важнейших факторов, обусловливающих разнообразие состава и свойств нефтей продуктивной толщи, является их взаимосвязь с пластовыми водами, принимающими участие во всех стадиях нефтеобразования и нефтенакопления. Многое зависит от типа, характера, условий залегания пластовых вод. В частности установлено, что воды гидрокарбонатнонатриевого типа, внедрившиеся в отложения продуктивной толщи снизу, сыграли весьма существенную роль в формировании состава и свойств нефтей и контролировали образование скоплений нефти [10]. Установлено, что в ряде месторождений Апшеронской нефтегазоносной области баланс запасов нефти находится в прямой зависимости от стратиграфического уровня внедрения гидрокарбонатнонатриевого типа вод в продуктивную толщу.

В отличие от подавляющего большинства нефтегазовых месторождений мира одной из важнейших особенностей нефтей продуктивной толщи Азербайджана является увеличение плотности нефти по разрезу месторождений сверху вниз. Классическим примером в этом отношении служит известное нефтегазовое месторождение Сураханы, где сверху вниз плотность нефти изменяется от 0,776 (белая сураханская нефть верхов продуктивной толщи до 0,907, нижний отдел продуктивной толщи - подкирмакинская свита). Нами еще в 1955 г.

Таблица 1

Состав и свойства нефтей продуктивной толщи некоторых месторождений Апшеронской и Нижнекуринской нефтегазоносных областей

Месторождение	Плотность	Асфальтены, % вес	Смолы и силикагелевые фракции		Кислотное число, мг, КОН
			содержание, % вес	мол. вес.	
		Верхний отдел			
Кала	0,8389 0,8764	Нет	4,55 6,58	600 619	0,48 0,66
Сураханы	0,8134 0,8647	"	1,5 4,0	523 612	0,28 0,39
Балаханы–Сабунчи–Раманы	0,8644 0,8715	0,007	8,0	–	1,42 1,98
Бибиэйбат	0,8530 0,8697	0,11 0,45	8,0 8,7	694 703	1,21 1,84
Карадаг	0,8960 0,9006	Следы 0,018	10,8 10,42	942,0 976,2	2,00 2,02
Кировдаг	0,9279	7,88	20,0		4,70
Нефтечала	0,9216	3,0	18		2,82
		Нижний отдел			
Кала	0,7778 0,8949	До 0,13	6,53 10,96	695 688	0,26 0,60
Сураханы	0,8728 0,8956	Следы –	5,5 11,0	621 979	0,28 0,97
Бузовны	0,9079 0,9139	0,12 0,16	15,8 17,5	996 1003	0,627 0,766
Балаханы–Сабунчи–Раманы	0,8914 0,9203	0,80 –	14,0 –	– –	1,68 3,80
Бинагады	0,8573 0,9171	До 0,64	7,58 12,53		0,88 2,76
Бибиэйбат	0,8747 0,9110	0,02 0,24	7,9 12,5	1018 1259	0,525 0,97
Карадаг	0,8605 0,9200	До 0,025	8,41 12,44	618,8 963,6	0,42 4,14
о. Артема	0,9189 0,9194	До 1,5	10,0– 14,0		2,3 2,7

Таблица 1 (продолжение)

Месторождение	Нафтеновые кислоты, % вес	Парафин, % вес	Групповой углеводородный состав фракции начала кипения – 350°С,%		
			ароматические	нафтеновые	парафиновые
Верхний отдел					
Кала	0,11 0,21	1,30 1,44	11,08 14,3	52,54 56,30	31,47 35,58
Сураханы	0,10 0,12	1,14 2,58	10,7 11,78	44,32 48,32	40,98 43,90
Балаханы–Сабунчи–Раманы	0,90 1,22	0,30 0,6	13,19 14,80	45,30 58,74	28,07 40,30
Бибиэйбат	0,79 0,87	0,23 0,51	16,87 20,41	47,98 49,88	30,72 33,25
Карадаг	0,96 1,06	0,13 0,25	16,63 17,54	58,33 60,78	22,59 24,13
Кюровдаг	1,10	0,63	21,0	51,5	29,5
Нефтечала	1,19	0,52	18,79	62,68	18,53
Нижний отдел					
Кала	0,15 0,26	0,89 2,92	12,36 15,36	37,55 46,51	39,73 50,09
Сураханы	0,15 0,43	0,96 3,81	11,46 22,02	38,51 55,69	26,31 42,94
Бузовны	0,51 0,57	0,61 0,88	12,42 15,18	52,23 55,21	32,37 32,59
Балаханы–Сабунчи–Романы	1,25 1,88	0,15 0,4	16,15 25,49	52,27 63,25	20,60 29,68
Бинагады	0,38 1,63	0,20 0,46	24,36 29,96	51,71 54,45	16,39 23,93
Бибиэйбат	0,42 0,63	0,25 2,8	20,88 30,68	36,52 39,11	40,01 45,41
Карадаг	0,28 2,00	0,10 3,70	18,72 31,5	41,0 56,31	24,97 27,5
о. Артема	1,1 1,8	0,13 0,66	14,48 17,75	48,22 51,45	30,80 37,30

Таблица 1 (окончание)

Элементарный состав, %					
С	Н	S	N	кислород по разности	золы
Верхний отдел					
85,45 86,46	12,85 14,14	0,13 0,20	0,08 0,11	0,15 0,26	0,01 0,08
85,47 86,12	13,10 14,08	0,06 0,23	0,027 0,083	0,355 0,397	0,011 0,150
85,68 87,33	12,09 13,14	0,12 0,21	0,06 0,14	0,20 0,816	0,044 0,066
86,17 86,57	12,90 12,91	0,17 0,21	0,10 0,12	0,510 0,70	0,028 0,037
85,30 86,35	12,45 12,80	0,18	0,17 0,21	0,73 1,49	0,060 0,080
86,3 86,7	12,4 12,2	0,35 0,34	0,29 0,2	0,6 0,51	
Нижний отдел					
85,55 86,18	12,94 13,46	0,18 0,31	0,17 0,30	0,34 0,43	0,01 0,21
85,84 86,69	12,46 12,79	0,195 0,34	0,076 0,19	0,190 0,793	0,005 0,150
86,60 86,61	12,46 12,66	0,29 0,374	0,22 0,24	0,12 0,25	0,010 0,066
86,73 87,06	11,98 12,21	0,28 0,35	0,12 0,21	0,23– 0,62	0,012 0,150
85,77 86,70	12,19 13,28	0,12 0,32	0,15 0,25	0,430 1,050	0,01 0,11
85,90 86,96	12,88 12,88	0,21 0,33	0,14 0,23	0,230 0,760	0,017 0,08
85,79 86,37	12,04 12,64	0,20 0,33	0,096 0,23	0,85 1,46	0,013 0,051
87,01 87,4	12,05 12,17	0,209 0,299	0,17 0,20	0,42 0,50	0,082 0,13

Таблица 2

Среднее содержание элементов в золах нефтей продуктивной толщи, %

Область	Количество проб	Средняя зольность, %	Fe	Ni	V	Cu	Cr	Mn	Ti
Апшеронская	13	0,044	1,36	0,36	0,06	0,047	0,074	0,060	0,015
Бакинский архипелаг	5	0,088	0,40	0,10	0,02	0,03	0,136	0,083	0,134
Апшеронский архипелаг	1	0,054	5,00	0,06	0,01	0,010	0,200	0,145	0,010
Нижнекуринская	24	0,101	3,11	0,42	0,06	0,148	0,151	0,174	0,134

было отмечено, что увеличение плотности нефти по разрезу месторождений Апшеронского полуострова происходит не постепенно и плавно, а скачкообразно и прерывисто [9]. При этом во всех или почти во всех месторождениях плотность нефти в базисном горизонте продуктивной толщи обычно меньше, чем плотность нефти вышележащего горизонта. Убывание плотности нефти в базисных горизонтах продуктивной толщи почти во всех нефтегазовых месторождениях Азербайджана есть следствие подпитывания базисных залежей внизу легкими нефтями, а большей частью газоконденсатом.

Закономерность увеличения плотности нефти сверху вниз в целом присуща всем нефтегазовым месторождениям Апшеронской области, а также месторождениям других областей Азербайджана. Однако в некоторых месторождениях как Нижнекуринской, так и Апшеронской нефтегазоносных областей эта закономерность не всегда выражена ярко, а в некоторых случаях изменение плотности по разрезу несколько иного характера. Причина этого явления в том, что часть залежей нефти продуктивной толщи приурочена к раскрытым складкам. Следовательно, месторождения являются размытыми и нефть одной и той же залежи в одной части испытывает влияние гипергенных факторов (окисление, осернение, дегазация), а в другой, глубокопогруженной части залежи происходят термокаталитические превращения нефти.

Необходимо отметить, что в нефтегазовых месторождениях Азербайджана, приуроченных к брахиантиклинальным складкам в присводовой части, где залежи нефти сильно обогащены газом, резких изменений плотности с глубиной не наблюдается.

Плотность нефти в пределах одного и того же пласта убывает в направлении регионального погружения пласта и увеличивается ее газонасыщенность. Вверх же по восстанию пласта плотность нефти возрастает. Это особенно характерно для пластов, имеющих выход на поверхность. В частности, в пределах известного нефтяного месторождения Балаханы–Сабунчи–Романы в отложениях подкирмакинской свиты (низы продуктивной толщи), обнажающихся в Кирмакинской долине, на глубинах 250–300 м, плотность нефти достигает значений 0,942 – 0,944. На глубинах же 2400–2500 м плотность нефти данной свиты изменяется в пределах 0,916–0,918. В целом плотность нефти в свите ПК Балаханы–Сабунчи–Романинского месторождения выше плотности нефтей, залегающих в этой свите соседних месторождений Сураханы и Кала (соответственно 0,884 – 897 и 0,885–0,890), расположенных в направлении регионального погружения свиты. Высокие же значения плотности нефти в Балаханах (0,942–0,944) обусловлены тем, что ПК свита в этом месторождении испытывает влияние в основном гипергенных факторов.

По исследованиям М.В. Абрамовича [1], величина градиента изменения плотности нефти по разрезу и по пласту неодинакова для различных нефтей и зависит прежде всего от высоты залежи.

Согласно нашим исследованиям, а также исследованиям других авторов, важнейшим фактором, обусловливающим увеличение плотности нефти сверху вниз от кровли до подошвы продуктивной толщи в среднем от 0,850 до 0,920–0,940, является увеличение в составе нефти асфальтово-смолистых компонентов. Поскольку в составе нефтей Азербайджана асфальтены, как правило, отсутствуют или же редко находятся в весьма незначительных количествах, то по существу изменение смолистости влечет за собой изменение плотности нефти. Смолистость нефтей сверху вниз от кровли продуктивной толщи к ее подошве возрастает с 8 до 35%. Установлена закономерная связь между плотностью нефти и литологическим составом вмещающих ее пород. Почти повсеместно в нефтегазовых месторождениях с увеличением глинистости разреза плотность нефти убывает. Следовательно, должна существовать связь и между качеством нефти и составом вмещающих пород. Эта связь, в частности, была замечена С.Т. Овнатановым [12] на примере нефтей верхней части

алеврито-глинистой кирмакинской свиты и покрывающей песчаной свиты (НКП) месторождения Карачухур. Нефть второй, т.е. надкирмакинской песчаной свиты содержит смол в три раза больше, чем нефть более глинистой кирмакинской свиты. Связь газоносности нефтегазовых залежей продуктивной толщи с литологией вмещающих пород также достаточно ясно выражена во всех нефтегазовых месторождениях Азербайджана. Рассматривая характер изменения газоносности по разрезу (имеются в виду газовые шапки и растворенный в нефти газ продуктивной толщи, можно заметить следующее: а) Газоносность алевритово-глинистых свит значительно выше, чем песчаных свит; б) почти повсеместно в нефтегазовых месторождениях Азербайджана газоносность верхней части разреза продуктивной толщи значительно уступает газоносности нижнего отдела этой толщи, нередко газоносность нижней части в 5-10 раз выше газоносности верхней части разреза; в) свойства пластовых нефтей одного и того же состава в значительной мере определяются количеством и составом растворенного в них газа. Различные по составу нефти могут обладать различными свойствами и при одинаковых количествах растворенного в них газа. Необходимо, однако, оговориться, что при всем огромном разнообразии состава и свойств нефтей продуктивной толщи Азербайджана их можно сгруппировать в две основные группы - нефти верхнего отдела и нефти нижнего отдела продуктивной толщи. Как показали исследования А.С. Гаджи-Касумова [5], несмотря на широкий диапазон колебания величин плотности нефтей по месторождениям Апшеронской нефтегазоносной области, основные запасы нефти здесь характеризуются пределами плотности от 0,851 до 0,890 (нефти верхнего отдела) и от 0,901 до 0,930 (нефти нижнего отдела).

Микроэлементы в золах нефтей продуктивной толщи Азербайджана достаточно обстоятельно исследованы Д.И. Зульфугарлы, А.Д. Исраэлян, Ф.Р. Бабаевым и другими. К настоящему времени установлено присутствие в нефтях продуктивной толщи более 40 различных элементов. Наиболее характерными элементами зол нефтей являются Fe, Ni, V. Среднее содержание ряда характерных элементов в золах нефтей продуктивной толщи и вмещающих породах приводится в табл. 2 (по данным А.Д. Исраэлян, П.В. Саппо, Р.А. Ахмедовой). По данным этих авторов в золе нефтей продуктивной толщи содержание Ni (0,62) > V (0,14), в породах же продуктивной толщи - наоборот: содержание V (0,053) > Ni (0,012). Для большинства исследованных нефтей содержание Fe > Ni > V.

В нефтях продуктивной толщи никеле-порфириновый комплекс присутствует в асфальтово-смолистой и в маслянистой фракциях, ванадиево-порфириновый же комплекс сконцентрирован только в асфальтово-смолистой фракции.

Нами совместно с В.С. Брезгуновым, Л.С. Власовой и другими [11] был исследован изотопный состав водорода пластовых вод и нефтей Апшеронской нефтегазоносной области. Результаты анализа показали, что все исследованные нефти продуктивной толщи по изо-

топному составу водорода достаточно однотипны. Содержание дейтерия в них изменяется от 0,86 до 1,01 относительных единиц, при среднем значении 0,93 (единицы относительно стандарта – воды Московского водопровода, абсолютная концентрация дейтерия в которой равна 0,0147 ± 0,0005%). Четко выраженных закономерностей в изменении изотопного состава в связи с составом и свойствами нефтей не наблюдается. Можно констатировать лишь, что наиболее высокие концентрации (дейтерия 1,00, 1,01) характерны для нефтей верхнего отдела продуктивной толщи. Нами были также исследованы единичные образцы конденсатов и установлено, что конденсаты несколько обеднены тяжелым изотопом и среднее содержание в них дейтерия – 0,90 при колебании значений от 0,83 до 0,94.

Нами совместно с Т.С. Азизовым исследован изотопный состав углерода нефтей продуктивной толщи почти всех месторождений Азербайджана. По предварительным данным C^{13} (в %) для нефтей продуктивной толщи в целом выражается значениями в интервале от -2,38 до -3,25. Диапазон колебаний по всей толще составляет 0,87; для нефтей нижнего отдела выражается – 2,53–3,06, а для нефтей некоторых морских месторождений – 2,34–3,27.

Наши совместно с Т.А. Золотовицкой и Ю.А. Байрамовым исследования проводились на нефтяных месторождениях открытого типа в Центральной части Апшеронского полуострова, где на поверхности обнажаются пласты продуктивной толщи с "живой" нефтью.

ABSTRACT

Changes of the density, of the composition of oils along the section of the productive series of Azerbajdjan are described, data on the content of microelements, uranium, radium, thorium in them, the isotopic composition of hydrogen and carbon of oils are given. It is shown that under the influence of oil pools anomalies of uranium and radium distribution and content are formed.

ЛИТЕРАТУРА

1. М.В. Абрамович. Изменение свойств нефти в нефтегазоносном пласте в связи с условиями его залегания. – Труды Ин-та геол. Азерб. фил. АН СССР, 1939, т. 19.
2. Г.Г. Ашумов. Азербайджанские нефти. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1961.
3. Ф.М. Багирзаде. Изменение свойств нефтей в зависимости от геохимических условий формирования залежей. – Изв. вузов, нефть и газ, 1962, № 3.
4. Я.В. Гаврилов. К вопросу об удельных весах нефтей. – Азерб. нефт. хоз-во, 1920, № 7, 8.
5. А.С. Гаджи-Касумов. Причины разнообразия свойств нефтей Апшеронской области. Баку, "Азернешр", 1971.

6. В.С.Гутыря, В.Я.Масулян, Д.Н.Бух, С.М. Лисовская. Нефти Азербайджана. Баку, Азнефтьиздат, 1945.
7. А.Ф.Добрянский. Геохимия нефти. Л.–М., Гостопиздат, 1948.
8. А.А.Карцев. О причинах закономерностей распределения свойств нефтей в месторождениях Апшеронского полуострова. – Нефт. хоз–во, 1951, № 9.
9. Ш.Ф.Мехтиев, Г.П. Тамразян. О распределении нефти и газа в месторождениях Апшеронского полуострова в зависимости от литологии вмещающих пород. – Докл. АН СССР, 1955, 101, № 5.
10. Ш.Ф.Мехтиев. Проблемы генезиса нефти и формирования нефтегазовых залежей Азербайджана. Баку, "ЭЛМ", 1969.
11. Ш.Ф.Мехтиев, В.С.Брезгунов. Изотопный состав водорода вод и нефтей Апшеронской нефтегазоносной области. – Изв. вузов, нефть и газ, 1970, № 1.
12. С.Т.Овнатанов. Геология и нефтегазоносность Фатьмаи–Зыхской антиклинальной зоны Апшеронского полуострова. Баку, "Азернешр", 1962.
13. Ал.А. Петров. Химия алканов. М., "Наука", 1974.

А. А. ЯРОШЕВСКИЙ

МОДЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ЦИКЛА И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ПОРОД ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблема геохимической эволюции земной коры, в самых различных ее аспектах, рассматривалась во многих работах, в которых в основном освещались следующие вопросы.

1. Эволюция состава различных типов горных пород и среднего состава пород земной коры [2, 4, 8 и др.].

2. Эволюция типов процессов породообразования, в частности эволюция типов литогенеза в истории Земли [9].

3. Эволюция типов рудных концентраций и процессов рудообразования в истории Земли [7, 10 и др.].

4. Эволюция состава подвижных наружных оболочек – океана и атмосферы [13, 15, 1, 4, 6, 14 и др.].

Все эти разнообразные проявления геохимической эволюции земной коры можно свести к двум типам процессов и связанными с ними двум группам факторов. Во–первых, к изменению состава поступающего в кору материала (продукта дифференциации мантии), что приводит к изменению во времени среднего состава земной коры в целом, и, как следствие, главных типов горных пород коры. Во–вторых, к изменению характера внутренней дифференциации вещества коры в результате изменения термодинамических условий процессов, протекающих в земной коре, главным образом на ее поверхности. Важнейшим фактором этой эволюции является изменение во времени поступления энергии, питающей геохимические процессы, обусловленное появлением и развитием жизни, изменением тектонического и климатического режимов.

Однако, на фоне этих двух групп действующих факторов, определяемых внешними по отношению к земной коре условиями (потоками вещества-продукта дифференциации мантии и потоками энергии из мантии и космического пространства) может происходить эволюция вещества коры, связанная с внутренними особенностями коровых процессов и обусловленная законами геохимического круговорота вещества. Здесь предпринята попытка наметить некоторые теоретические следствия, имеющие значение для интерпретации эволюционных процессов, протекающих в земной коре, опираясь на свойства моделей геохимического цикла, рассмотренных раньше [16, 11, 12]. Кратко суть идеи заключается в следующем.

В докладе на XXIV сессии Международного геологического конгресса автор [16] показал, что главнейшие геохимические особенности пород земной коры – различия средних химических составов осадочных, метаморфических и магматических пород – не согласуются с простейшей (классической) моделью геохимического цикла, что заставляет предположить более сложную природу цикла. В основе этой сложной модели геохимического цикла лежит гипотеза о перераспределении и дифференциации химических элементов в круговороте вещества с фракционированием их при переходе из одного резервуара коры в другой. Непосредственную эмпирическую информацию о знаках и масштабах этого фракционирования несут средние химические составы и массы пород различных генетических групп [12].

С другой стороны, законы массообмена между резервуарами в такой циклической системе приводят к тому, что вся система стремится к стационарному, устойчивому во времени состоянию, при котором какое-либо изменение за счет действия внутренних факторов становится невозможным, а кратковременные изменения могут носить только релаксационный характер. Однако количественные оценки [12] показывают, что реально в земной коре достаточно близкое к стационарному состояние должно наблюдаться для атмосферы, гидросферы и осадочной оболочки (вследствие малой величины среднего времени пребывания вещества в этих оболочках), тогда как глубинное вещество гранитной оболочки коры, в среднем, не более одного-двух раз прошло через геохимический цикл и не достигло стационарного состояния. Это означает, что его средний состав должен изменяться со временем, а вследствие взаимодействия между всеми резервуарами земной коры параллельно должен изменяться и средний химический состав осадочных пород, непрерывно приспосабливаясь к изменяющемуся составу глубинных резервуаров.

Таким образом, анализ сложной модели геохимического цикла позволяет указать на два основных необходимых фактора, которые связаны с собственно законами геохимического цикла и могут привести к эволюции химического состава пород земной коры: фракционирование элементов при переходе из одного резервуара в другой и нестационарный характер глубинных резервуаров коры. Для характеристики свойств моделей геохимического цикла важно, что из-за отсутствия фракционирования элементов в рамках простейшей моде-

ли геохимического цикла изменение во времени среднего химического состава различных генетических групп пород за счет внутренних факторов невозможна; такая возможность заложена только в сложной модели.

Однако этот вывод носит теоретический характер и получен на основании анализа свойств модели массообмена в земной коре. Поэтому он может иметь значение постольку, поскольку приемлема основная модель. Но если модель принять, то, используя данные о среднем химическом составе различных генетических групп горных пород земной коры, можно наметить самые общие эволюционные тенденции, которые связаны с закономерностями перераспределения химических элементов в геохимическом круговороте вещества и должны просматриваться сквозь сложные периодические и незакономерные вариации состава пород в ходе геологического времени.

Непосредственное сопоставление средних составов осадочных, метаморфических и магматических пород [12] показывает, что при формировании устойчивого, стационарного состава метаморфического и магматического резервуаров первый должен обогащаться магнием и железом, а второй – щелочными элементами и кремнеземом. Следствием этого должно быть постепенное в ходе геологического времени обеднение осадочных пород указанными элементами. Этот вывод можно сопоставить с некоторыми характерными признаками эволюции химического состава осадочных пород, установленными А.П.Виноградовым и А.Б. Роновым [2, 4, 5]. В частности, уменьшение со временем отношения Mg/Ca, а также некоторое понижение содержания железа в осадочных порода Русской и других платформ может отражать разделение этих элементов в ходе дифференциации вещества коры с относительным обогащением кальцием осадочного резервуара, а магнием и железом – метаморфического. Интересно и поведение (уменьшение в более молодых породах) отношения K/Na в осадках фанерозоя, которое может отражать обогащение калием относительно натрия магматических пород и относительное увеличение роли натрия в поверхностных оболочках в ходе геологического времени.

Учитывая обсуждаемые свойства сложной модели геохимического цикла, представляется возможным интерпретировать и данные об эволюции изотопного состава кислорода в осадочных породах и, по всей вероятности, в гидросфере в течение фанерозоя. Как отметила Е.И. Донцова и другие [3], наблюдаемое обогащение изотопом O^{18} в течение времени может отражать систематическое "облегчение" кислорода при метаморфизме и гранитизации вещества осадочных пород и "возвращение" тяжелого изотопа в поверхностные геосферы. Важно подчеркнуть, что этот механизм может привести к наблюдаемому эффекту только в силу нестационарности глубинного вещества.

Конечно, такое сопоставление свойств модели с некоторыми (наиболее яркими) эмпирическими данными может носить сейчас только самый предварительный характер, и главной целью данной статьи является обратить внимание на возможности эволюции, заложенные в

модели круговорота вещества земной коры. Тем не менее намеченные корреляции могут представлять некоторый интерес, поскольку любая иная интерпретация найденных эмпирических тенденций должна привлекать представления об эволюции химического состава поступающего на поверхность Земли глубинного материала, о которой пока мы не имеем возможности судить на основании независимых данных. Чтобы использовать эмпирические данные для суждения об эволюции глубинного мантийного процесса, необходимо "снять" эффекты внутрикоровой дифференциации. Дальнейший анализ свойств модели геохимического цикла и сопоставление их с наблюдаемыми фактами должны помочь оценить роль этого фактора.

ABSTRACT

The laws of dynamics of geochemical cycle are such that the system as a whole strives for a steady state being invariable in time, if the character of uoter influences upon the system does not change systematically. However, quantitative analysis has shown that in reality in the Earth's crust a state being sufficiently close to the steady state must be observed in the sedimentary shell, the hydrosphere and the atmosphere while the deep-seated matter (magmatic and metamorphic rocks) of the Earth's crust has not attained a steady state and its average chemical composition must evolve in time. Information about the trend of this evolution gives the comparison of the average composition of rocks of different reservoits (sedimentary, metamorphic and magmatic).

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
2. А.П. Виноградов, А.Б. Ронов. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. – Геохимия, 1956, № 6.
3. Е.И. Донцова, А.А. Мигдисов, А.Б. Ронов. К вопросу о причинах изменения изотопного состава кислорода в карбонатных толщах осадочной оболочки. – Геохимия, 1972, № 11.
4. А.Б. Ронов. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. – Геохимия, 1964, № 8.
5. А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. – Геохимия, 1970, № 4.
6. А.Б. Ронов, А.А. Мигдисов, А.А. Ярошевский. К геохимической истории внешних оболочек Земли. – В сб.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., "Наука", 1972.
7. Д.В. Рундквист. Накопление металлов и эволюция генетических типов месторождений в истории развития земной коры, – В сб.: Докл. советск. геологов XXIII сессии Международн. геол. конгресса. Проблема 7. Эндогенные рудные месторождения. М., "Наука", 1968.

8. С.П. Соловьев. Динамика химизма магматических горных пород СССР. – В сб.: Докл. I Международн. геохимич. конгресса, т. 1. М., изд-во ВИНИТИ, 1972.
9. Н.И. Страхов. Этапы развития внешних геосфер и осадочного породообразования в истории Земли. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
10. А.И. Тугаринов. Об эволюции рудообразования в истории Земли. – В сб.: Докл. совет. геологов XXIV сессии Международн. геол. конгресса. Проблема 10. Геохимия. М., "Наука", 1972.
11. А.А. Ярошевский. Динамическая модель осадочного цикла. – В сб.: Докл. I Международн. геохим. конгресса, т. IV, кн. 1. М., Изд-во ВИНИТИ, 1973.
12. А.А. Ярошевский. Динамическая модель геохимического цикла. – В сб.: Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. М., "Наука", 1976.
13. E.J. Conway. Chemical evolution of the ocean. – Proc. Roy. Irish Acad., 1943, v. 43B.
14. H.D.Holland. The geologic history of sea water – an attempt to solve the problem. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, 36, N 6.
15. W.W.Rubey. The geologic history of sea water – an attempt to state the problem. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, 62, N 9.
16. A.A.Yaroshevsky. Dynamics of the geochemical cycle. – Intern. Geol. Congress, XXIV session. Section 10. Geochemistry. Montreal, 1972.

И. Н. ГОВОРОВ, Э. Д. ГОЛУБЕВ, Е. П. ДЕНИСОВ

ГЕОХИМИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ И КОНВЕКЦИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИХОТЭ-АЛИНЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Сихотэ-Алиньская складчатая область находится в зоне перехода Азиатского континента к Тихому океану и сформирована в значительной своей части на коре сокращенной мощности при интенсивном проявлении инициального (палеозойского) спилито-диабазового вулканизма. Второй максимум излияния базальтов приходится на неогеновый период и характеризует эпоху перехода области завершенной складчатости в молодую платформу. В эту эпоху сформировались обширные базальтовые плато (Борисовское, Шкотовское, Зевинское, Самаргинское, Совгаванское и др.), а также многочисленные обособленные вулканические постройки, сложенные толеитами. С заключительным пароксизмом интенсивных неотектонических движений, которые происходили в конце плиоцена или в начале четвертичного времени, связано образование вулканов щелочных базальтов.

Вулканы щелочных базальтов, несущие обильные ксенолиты шпинелевых лерцолитов, в преобладающей своей части группируются в

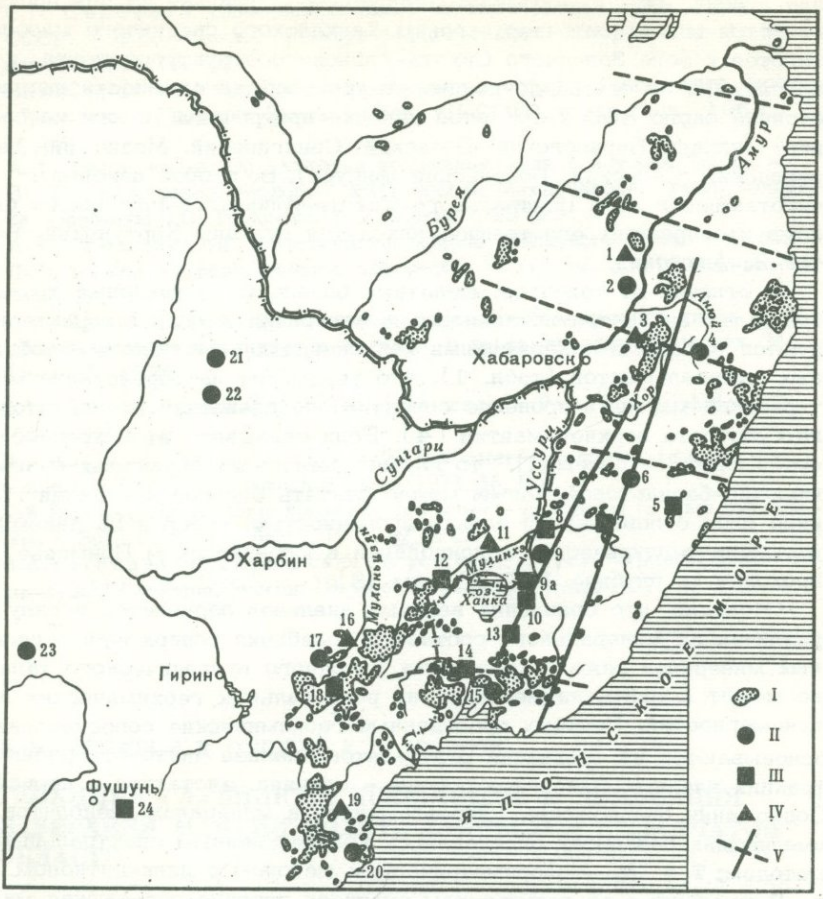
две цепочки северо-восточного направления. Главная из них протягивается вдоль восточной окраины Ханкайского срединного массива, тяготея к зоне Западного Сихотэ-Алинского структурного шва, и прослежена на севере до долины Амура в общей сложности на расстояние около 800 км. К этой цепочке приурочены (с юга на север) вулканы Борисовский, Боевский, Свиягинский, Медвежий, Лесозаводский, Сальский, Болоньский (фигура). Во второй цепочке, тяготеющей к зоне Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома и оперяющих его трещин, находятся вулканы Картунский, Восток-2, Анюйский.

В отличие от толеитов, щелочные базальты (оливиновые трахибазальты, анкаратриты, лейцитовые анкаратриты и др.) характеризуются высокими содержаниями как сидерофильных, так и литофильных микроэлементов (табл. 1), что указывает на образование материнской магмы в процессе селективного плавления перидотитового субстрата верхней мантии [4]. Если связывать этот процесс с астеносферным слоем [1], то глубину залегания первичных очагов щелочно-базальтовой магмы можно считать близкой к верхней границе слоя с повышенной электропроводностью, которая по данным магнитно-теллурических зондирований в юго-западном Приморье проходит на глубине 120-135 км [8].

Очевидно, что сравнение валовых анализов лерцолитов в силу различия их минерального состава и колебания содержаний отдельных минералов даже в ксенолитах из одного вулканического тела не может выявить ни местных, ни региональных геохимических закономерностей. Поэтому проведенные геохимические сопоставления основываются на сравнении результатов анализа чисто отобранных фракций главных минералов породы - оливина, энстатита и диопсида. Содержания большинства микроэлементов в минералах ксенолитов и вмещающих базальтах определялись количественным спектральным методом; W и Mo -колориметрическим методом с цинк-дитиолом.

Вычисленные по результатам анализов средние содержания микроэлементов в минералах лерцолитовых ксенолитов сведены в табл.2. Сравнивая анализы между собой, мы видим, что главными конституэнтными (когорентными) примесями оливина являются Ni и Co. Содержания этих элементов понижаются при переходе от оливина к энстатиту и от энстатита к диопсиду. Однако и в последнем Ni сохраняет свое место среди главных примесей. Примеси Cr, V и Ti, нехарактерные для оливина, приобретают конституэнтный характер в энстатите и особенно в диопсиде. Из числа второстепенных примесей для оливина показательны Zn и Ag, а для энстатита и диопсида - серебро. Каких-либо закономерностей в распределении других определявшихся микроэлементов (Cu, Pb, Sn, Zr, B) не отмечается.

Рассмотрим теперь распределение выделенных 7 микроэлементов в каждом из минералов ксенолитов в региональном плане. Как видно из табл. 2, для всех трех минералов намечается общая тенденция уменьшения содержаний характерных микроэлементов с юга на север и частично с востока на запад. Особенно контрастно эта за-



Карта размещения кайнозойских базальтоидов Дальнего Востока (по Е.П. Денисову)

I – толеитовые базальты, II – лейцитовые и нефелин-лейцитовые базальты, III – нефелиновые базальты, IV – щелочные оливиновые базальты, V – глубинные разломы. Цифрами на карте показаны вулканы: *1* – р. Хурба, *2* – Болоньский, *3* – Синдинский, *4* – Верхнеанюйская группа, *5* – Горный, *6* – Восток-2, *7* – Картунский, *8* – Сальский, *9* – Лесозаводский, *10* – Свиягинский, *11* – Нижнемулинхинский, *12* – Среднемулинхинский, *13* – Меркушовский, *14* – Борисовский и Боевский, *15* – Артемовский, *16–18* – Муданьцзянская группа, *19-20* – Северокорейская группа, *21* – Удаляньчинская группа, *22* – Нэмэрская группа, *23* – Силяохэ, *24* – Фушуньский

кономерность проявляется в диопсиде, меньше – в энстатите и менее всего – в оливине. Примечательно, что именно в этой последовательности повышаются температуры плавления минералов.

Отклонения от указанной общей тенденции связаны с особенностями размещения отдельных вулканов и вулканических зон. Так, вулкан Борисовский, хотя и занимает наиболее южное положение в главной цепочке щелочнобазальтовых построек, но находится несколько западнее Западного Сихотэ-Алинского структурного шва, локализуясь в зоне субширотного Южно-Сихотэ-Алинского глубинного разлома (см. рис. 1). Соответственно этому, содержания Ni, Co, Cr в оливине, V и Ag в энстатите из ксенолитов этого вулкана несколько ниже, чем в данных минералах из ксенолитов Свиягинского вулкана. Картунский вулкан и некк Восток-2, наоборот, удалены к востоку от главной цепочки, поэтому содержания некоторых элементов (Co и Ag в оливине; V, Ti, Ag в энстатите; Ni, Cr, V, Ag в диопсиде) здесь выше, чем в соответствующих минералах из ксенолитов вулкана Медвежьего.

Сравнение табл. 1,2 указывает на явную независимость описанных изменений содержаний микроэлементов в минералах ксенолитов от геохимических особенностей самих вмещающих базальтов. Это служит одним из главных доказательств ксеногенности включений и их принадлежности к субстрату верхней мантии. Установленные закономерности распределения микроэлементов в глубинных лерцолитах могут быть объяснены, по нашему мнению, только с позиции концепции о конвекционных течениях в субстрате мантии Земли. Хотя причины зарождения, масштабы, структура и другие свойства мантийных течений остаются неясными, их большая роль в процессах перераспределения тепла и вещества признается многими учеными [5, 7, 9, 10, 11, 12, 14]. Представляется, что главным механизмом, определившим потерю микроэлементов минералами лерцолита, являлась внутрикристаллическая диффузия микроэлементов с накоплением их в жидкой базальтической фазе, которая выплавлялась из первичного перидотита путем его зонного плавления [2] в пределах астеносферного слоя.

Скорость диффузии ионов и атомов в твердых кристаллах находится в прямой зависимости от температуры и радиуса диффундирующего иона и в обратной зависимости от заряда последнего [6, 13]. Исходя из этого, можно предполагать значительную эффективность механизма внутрикристаллической диффузии микроэлементов в температурных условиях верхней мантии, а также зональное концентрирование микроэлементов в базальтической фазе астеносферного слоя и соответственно определенную геохимическую специализацию базальтовых астенолитов, которые возникают путем локальных обособлений этой фазы [1]. Последнее предположение подтверждается данными по особенностям распределения олова в базальтоидных породах Сихотэ-Алинской области [3].

Установленная тенденция уменьшения содержаний микроэлементов в минералах глубинных ксенолитов указывает на то, что конвекци-

Таблица 1

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в неоген-четвертичных базальтоидах Сихотэ-Алиня (по Э.Д. Голубевой)

Элементы	1 (33)	2 (17)	3 (24)	4 (31)	5 (24)	6 (21)	7 (17)
Ni	235	328	659	397	369	379	133
Co	39	110	153	145	66	44	50
Cr	238	397	680	335	376	515	409
V	135	536	425	291	167	91	203
Ti(%)	0,90	1,15	1,34	1,07	1,10	1,54	1,28
Cu	50	113	82	98	131	53	120
Zn	105	148	55	94	47	65	54
Pb	2,6	3,7	2,9	5,7	2,8	3,1	6,8
Ag	0,147	0,118	0,035	0,038	0,024	0,026	0,047
Mo	0,8	0,5	3,9	3,2	5,3	7,2	5,6
Ga	20	39	38	27	23	23	27
Sn	2,0	4,6	3,8	3,7	2,7	2,6	2,2
Zr	45	124	197	98	50	41	129
W	1,3	1,4	4,0	2,6	2,7	2,7	2,7
B	<1	2,2	3,2	<1	< 1	< 1	6,8

1 – толеиты Борисовского плато, 2 – щелочные базальты Борисовского вулкана, 3 – анкаратриты Свиягинского вулкана, 4 – анкаратриты Медвежьей экструзии, 5 – анкаратриты Картунского вулкана, 6 – лейцитовые анкаратриты Восток-2, 7 – лейцитовые анкаратриты Болонского вулкана (в скобках число анализов).

Таблица 2

Среднее содержание (г/т) микроэлементов в минералах лерцолитовых ксенолитов из щелочных базальтов Сихотэ-Алиня

Минералы, вулканы (колич. анализов)	Ni	Co	Cr	V	Ti	Zn	Ag
Оливин							
Борисовский (4)	2183	204	49	5,6	310	61	0,098
Свиягинский (6)	2227	216	104	10	330	39	0,089
Медвежий (7)	2075	116	25	6,6	370	26	0,057
Картунский (12)	2066	177	61	10	348	27	0,077
Восток-2 (5)	1140	126	41	4,3	310	13	0,068
Болонский (2)	1300	120	49	8,5	200	28	0,035
Энстатит							
Борисовский (4)	1208	120	2068	62	880	19	0,097
Свиягинский (7)	940	93	1980	92	780	29	0,122
Медвежий (7)	736	66	2318	35	648	24	0,047
Картунский (9)	655	54	1960	57	727	22	0,093
Восток-2 (5)	613	31	1420	36	609	8,8	0,065
Болонский (1)	680	100	680	22	250	8,9	0,040
Диопсид							
Борисовский (1)	807	45	6523	250	4000	8,5	0,210
Свиягинский (7)	640	74	4264	198	3803	9,8	0,150
Медвежий (4)	450	56	3600	110	3480	6,6	0,108
Картунский (6)	805	41	5866	358	3497	15	0,124
Восток-2 (2)	530	21	5200	170	2700	8,3	0,100

онные потоки в лерцолитовом субстрате астеносферного слоя имели латеральную составляющую северо-восточного направления, согласного с простиранием складчатых структур Сихотэ-Алиня и разграничивающих их глубинных разломов. При этом в Приморье восходящие ветви конвекционных потоков располагались на юге, локализуясь, по-видимому, в зоне глубинного субширотного разлома, который по геофизическим данным проходит вдоль полосы современного шельфа. Возможно, что этот разлом является восточным продолжением Яньшаньского линеамента Северо-Востока КНР. Нисходящие ветви конвекционных потоков, вероятно, контролировались системой субширотных разломов Бикинской зоны. Можно считать, что конвекционный цикл охватывал периоды позднегеосинклинального и орогенного развития Сихотэ-Алинской области (поздний мезозой) и обусловил проявления базальтового вулканизма юрского и мелового возрастов.

ABSTRACT

The authors studied geochemically complex of the most abyssal magmatic rocks represented by alkaline basalts and xenoliths of spinel peridotites contained in them. It is shown that the changes of microelement concentrations in rock-forming minerals of xenolits do not depend on their contents in enclosing rocks. Stated homogenuity may be explained by the presence of convection currents in peridotite material of the upper mantle.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.В. Белоусов. О строении и развитии тектоносферы материков. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 8, современные проблемы металлогении. М., "Наука", 1967.
2. А.П. Виноградов. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.
3. И.Н. Говоров. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. 10, проблемы металлогении Тихоокеанского пояса. М., "Наука", 1973.
4. Э.Д. Голубева, И.Н. Говоров. Геохимические особенности третичных базальтов Приморья. – В сб.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
5. Р. Диц. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.
6. Г.С. Жданов. Физика твердого тела. М., изд-во МГУ, 1962.
7. Л. Кнопов. Дрейф материков и конвекция. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
8. В.Р. Копылков, Ю.Б. Шауб. Некоторые результаты опытных магнитнотеллурических зондирований в Приморье. – "Геол. и геофиз.", 1973, № 1.

9. Л.И. Красный. Тихоокеанский пояс – важнейшая планетарная структура. – В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Л., 1968 (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 155).
10. П.Н. Кропоткин, К.А. Шахварстова. Геологическое строение дна Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1965.
11. Г.У. Менард. Геология дна Тихого океана. М., "Мир", 1966.
12. С.К. Ранкорн. Конвекция в мантии. – В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., "Мир", 1972.
13. Ч. Уэрт, Р. Томсон. Физика твердого тела. М., "Мир", 1969.
14. Г. Хесс. История океанических бассейнов. – В кн.: Новая глобальная тектоника. М., "Мир", 1974.

В. И. ГЕРАСИМОВСКИЙ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-РИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ПОРОД В ЗОНЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО РИФТА (НА ПРИМЕРЕ ИСЛАНДИИ)

Остров Исландия, расположенный в зоне Срединно-Атлантического хребта, сложен третичными и четвертичными базальтами, и только около 10% приходится на долю других типов пород [14]. Наиболее древние породы Исландии (базальты) распространены по периферии острова, преимущественно в северо-западной и восточной его частях. Максимальный возраст их около 16 млн. лет. В четвертичный период вулканическая деятельность развивалась главным образом в зоне, пересекающей остров в субмеридиональном (ССВ-ЮЮЗ) направлении и незначительно – на западе Исландии (п-ов Снайфедльснес). Неоднократно проявлялась она и в историческое время. Последние извержения происходили в 1970 г. (вулкан Гекла), в 1973 г. (о-в Хеймаэй) и в 1976 г. (вулкан Лейрхнукур).

Среди эффузивной серии в Исландии выделяются все разновидности от базальта до риолита (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, риолито-дациты и риолиты). Вулканические породы классифицируются по содержанию SiO_2 [3]. К базальтам относятся породы, содержащие менее 52% SiO_2, андезито-базальтам – 52-57%, андезитам – 57-62%, андезито-дацитам – 62-65%, дацитам – 65-68%, дацито-риолитам – 68-73% и риолитам – более 73%.

Среди основных пород наиболее распространены базальты, а среди кислых – риолито-дациты и риолиты. Интрузивные породы (габбро и гранитоиды, включая и гранофиры) распространены мало.

Базальты очень разнообразны по составу. В этой группе пород встречаются разновидности, аналогичные: 1) базальтам срединно-океанических хребтов, 2) толеитам и 3) щелочным базальтам континентальных рифтовых зон [1].

Среди постледниковых базальтов Исландии в пределах рифтовой зоны Якобсон [10] выделяет толеиты, оливиновые толеиты, щелоч-

ные оливиновые базальты и переходные разновидности: толеиты – щелочные оливиновые базальты.

Породы Исландии по геологическому положению группируются на лавы трещинных излияний, лавы и экструзии центрального типа, породы даек, силлов и интрузий.

В летние периоды 1971–1973 гг. сотрудники ГЕОХИ Академии наук СССР В.И. Герасимовский и А.И. Поляков принимали участие в работе Советской комплексной экспедиции АН СССР в Исландии (научный руководитель член-корр. АН СССР В.В. Белоусов) и провели геохимические исследования.

Результаты наших определений содержания ряда элементов в породах Исландии даны в табл. 1. Цифры, приведенные в этой таблице, показывают, что концентрация большинства элементов в любом типе эффузивной серии пород (базальты – андезито-базальты, андезиты – дациты – дацито-риолиты – риолиты) нередко из одного и того же района значительно варьирует, поскольку формирование их происходило не одновременно и в различных геологических условиях.

Размещение элементов в серии эффузивных пород Исландии отражает общую геохимическую закономерность в их распределении, а именно: постепенное уменьшение концентраций одних элементов: Ti, V, Cr, Ni, Sr, Co, Sc, Cu (от основных к кислым) и одновременно увеличение других, в первую очередь, литофильных элементов: Na, K, Li, Rb, Be, Ba, TR, Nb, F (см. табл. 1). Например, среднее содержание титана в базальтах – 2,33%, а в риолитах оно значительно ниже – 0,21%, ванадия соответственно 326 г/т и 22,3 г/т, хрома – 162 г/т и 18,4 г/т, никеля – 182 г/т и 11 г/т, кобальта – 48 г/т и 7,8 г/т, скандия – 34 г/т и 6,1 г/т, меди – 133 г/т и 12 г/т, фосфора – 1040 г/т и 170 г/т. Концентрация ряда редких литофильных элементов в базальтах гораздо меньшая, чем в риолитах: бериллия в базальтах около 2,4 г/т, а в риолитах 7,2 г/т, лития соответственно 5,92 г/т и 30 г/т, рубидия – 5,15 г/т и 68 г/т, иттрия – 32,6 г/т и 109 г/т, ниобия – 17,5 г/т и 73 г/т.

Базальты Исландии не одинаковы и по составу редких элементов, особенно выделяются среди них щелочные разновидности. Последние отличаются от толеитовых базальтов меньшей концентрацией типоморфных элементов основных пород (V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu) и более высокой – элементов, характерных для кислых пород (Li, Rb, Be, Ba, TR, Nb, F и др). Это особенно четко иллюстрируется на примере сопоставления толеитовых базальтов района Терстарейкир (северная часть рифта Исландии) со щелочными базальтами о-ва Хеймаэй (южная часть рифта), табл. 1. В последних, по сравнению с первыми, натрия больше в 2,5 раза, калия – в 9,4, титана – в 3,5, ниобия – в 13,7, бария – в 6,6, стронция – в 4 раза, иттрия – в 2,7, бериллия – в 4,8, фосфора – в 5 и фтора – в 4,7 раза, но хрома меньше в 14,3 раза, никеля – в 6,5, кобальта – в 1,4, скандия – в 2,2, меди – в 3,2 и ванадия – 2,8. Очень сильно отличаются и величины отношений ряда элементов. Для толеитов

Таблица 1

Содержание элементов в породах Исландии (г/т)*

Порода	Na	K	V	Cr	Ni
Базальты	2,27 / 273	0,43 / 273	380 / 326	162 / 326	182 / 326
	1,08–4,02	0,04–2,07	73–855	10–670	12–300
Андезито-базальты	2,59 / 33	1,03 / 33	209 / 31	59 / 31	48 / 31
	1,59–3,22	0,16–2,27	64–380	12–190	16–132
Андезиты	3,19 / 20	1,50 / 20	131 / 21	47 / 21	28 / 21
	2,35–4,0	1,05–2,69	17–323	17–107	14–54
Дациты	3,22 / 21	2,34 / 21	32 / 28	25 / 28	14 / 28
	2,42–4,13	1,55–3,46	7–200	4–180	5–35
Риолито-дациты	3,40 / 53	3,00 / 53	24,2 / 52	19,3 / 52	13,7 / 52
	1,51–4,19	1,80–4,07	7,3–11,4	4,1–10,3	5,8–47
Риолиты	3,37 / 76	3,23 / 76	22,3 / 88	18,4 / 88	11,0 / 88
	2,52–3,58	2,66–4,22	5–54	4,1–10,5	3,4–43
Габбро	1,80 / 16	0,37 / 16	323 / 18	145 / 18	52 / 18
	1,28–3,27	0,07–1,08	135–630	15–660	15–100
Гранофиры	3,68 / 9	2,81 / 9	30,1 / 20	17,2 / 20	21,6 / 20
	2,99–4,11	1,26–3,92	12–46	6,9–50	4,3–76
Базальты: Тейстарейкир,	1,44	0,09	259	413	133
о-в Хеймаэй	3,59	0,85	207	29	20,4
		Восточная часть Исландии			
Базальты	2,01	0,45	423	99	91
Дайки	1,95	0,43	421	156	109
Риолиты	3,03	2,86	29	30	13,7
Дайки	2,80	3,15	30	27	12,2
		Срединно-атлантический хребет			
Базальты***	1,92	0,166	309	292	88

Порода	Co	Sc	Cu	Ti	Nb	Ba
Базальты	48 / 326	34 / 101	133 / 326	2,33 / 95	17,5 / 83	134 / 316
	18-107	14-60	16-403	0,70-4,66	2-59	18-948
Андезито-базальты	34 / 31	28 / 19	71 / 31	1,74 / 12	42 / 11	340 / 32
	22-152	21-39	17-150	1,35-2,42	22-100	52-720
Андезиты	20 / 21	20,4 / 9	42 / 21	1,34 / 6	54 / 6	380 / 17
	12-38	13-24	8-118	0,97-1,73	28-70	67-1500
Дациты	10,6 / 28	13,3 / 6	20,3 / 28	0,71 / 5	60 / 8	630 / 20
	2,7-26	10,5-16,8	7-69	0,57-0,80	28-90	462-1250
Риолито-дациты	9,7 / 52	7 / 18	16,6 / 52	0,28 / 13	64,4 / 20	700 / 48
	3-56	2,4-17	4-50	0,16-0,43	21-100	150-1096
Риолиты	7,8 / 88	6,1 / 26	12,2 / 88	0,21 / 26	73 / 24	730 / 83
	1,8-25	2,2-9,8	3,3-30	0,08-0,36	39-130	108-1300
Габбро	35 / 18	46 / 6	85 / 18	1,52 / 6	23 / 10	60 / 12
	19-63	38-54	45-150	0,65-3,11	4-63	28-220
Гранофиры	11 / 20	9 / 6	13,6 / 20	0,41 / 11	50 / 6	725 / 12
	4-19	4,5-11,8	5,4-24	0,22-0,82	31-98	445-1600
Базальты: Тейстарейкир	50	36	142	0,54	2,4	30
о-в Хеймаэй	37	16,5	44	1,87	31	265
Восточная часть Исландии						
Базальты	45	30	124	2,46	17	158
Дайки	48	28	141	2,79	18	115
Риолиты	12,7	6,4	13,2	0,13	45	748
Дайки	11,3	6,1	12	0,15	92	410
Срединно-атлантический хребет						
Базальты	42	-	102	0,84	-	103

Sr	Y	P	F	Li**	Rb**	Be
262 / 316	32,6 / 101	1040 / 132	542 / 132	5,92 / 38	5,15 / 38	2,4 / 78
47-870	11-67	100-5800	100-3000	2,9-10,5	1-11	1-6,4
234 / 32	50 / 19	1560 / 24	915 / 24	10,67 / 11	14,15 / 11	4,5 / 6
52-473	30-60	480-3400	100-3200	8,5-15,5	11-19	1,5-7,4
200 / 17	71 / 9	1100 / 14	1170 / 14	-	-	5,5 / 6
48-580	44-105	380-2400	420-1900			3,8-9,2
180 / 20	82 / 6	515 / 13	1700 / 13	-	-	8,0 / 7
85-367	54-100	100-1100	100-5200			4,6-12
101 / 48	97 / 17	330 / 31	1700 / 31	23 / 6	62 / 6	8,3 / 12
150-1090	60-157	100-950	210-7600	14-33	51-76	5,2-15
80 / 83	109 / 26	170 / 24	880 / 24	30 / 8	68 / 8	7,2 / 9
14-111	78-182	100-400	100-2600	26-36	56-76	5,4-12
320 / 12	14 / 6	435 / 14	570 / 14	-	-	1,3 / 5
85-800	10-17	100-820	100-2300			1-2,2
110 / 19	73 / 6	260 / 5	1660 / 5	-	-	6,5 / 5
35-260	54-100	100-860	680-2800			5,4-8
65	16	300	100	4,4	3,4	1,1
323	44	1760	720	-	-	5,3
Восточная часть Исландии						
320	33	900	300	-	-	2,1
331	40	800	450	-	-	1,75
86	125	100	310	-	-	-
44	148	100	450	-	-	-
Срединно-атлантический хребет						
16	-	654	-	4-27	1-2,3	-

Примечания к табл. 1

Примечания: В числителе дано среднее содержание элемента; в знаменателе – число анализов, а также приведены пределы колебаний содержания элементов. Анализы выполнены в ГЕОХИ АН СССР: Несмеяновой Л.И. (Na, K, Li, Rb) Лактионовой Н.В. (Sr, Ba, V, Cr, Ni, Co, Cu), Савиновой Е.Н. и Сапроновой Г.В. (F, P, Be), Лактионовой Н.В. и Гриневской Ж.М. (Sc, Y).

*Содержание Na, K и Ti в вес.%.

**Li и Rb – из северной части рифта.

***Данные заимствованы из работы Дмитриева Л.В. (1973), кроме P, Li и Rb. Данные по P – из работы Melson et al. (1968), Li – Engel et al., (1965), Rb – Campsie et al. (1973).

Терстарейкир K/Na отношение составляет около 16, а для щелочных базальтов о-ва Хэймаэй – 4,2, Ti/Nb соответственно 2290 и 265, Ni/Co – 2,66 и 0,55. Средние величины этих отношений для базальтов Исландии равны 4,73 (K/Na), 1330 (Ti/Nb) и 1,7 (Ni/Co).

Типоморфные элементы основных пород (V, Cr, Ni, Co, Sc) в породах Исландии в основном связаны с темноцветными минералами – оливинами и пироксенами, изоморфно замещая в них магний и железо. В оливинах установлено: 146–240 г/т V; 148–483 г/т Cr, 1140–1800 г/т Ni и 132–175 г/т Co, в пироксенах: 233–418 г/т V, 760 г/т Cr, 172–280 г/т Ni, 34–51 г/т Co, 81–100 г/т Sc. Стронций и барий концентрируются в полевых шпатах (470–840 г/т), а Sr в плагиоклазах (330–1100 г/т), пироксенах (170–300 г/т) и оливинах (120–180 г/т).

Неясно, почему по данным Принца [15] среднее содержание V, Cr, Ni и Co в щелочных базальтах выше, чем в толеитах. Этого быть не должно, если исходить из общей геохимической закономерности, согласно которой в серии: ультраосновные – основные – кислые породы наблюдается уменьшение названных элементов при увеличении в них суммы щелочей. Следует отметить, что в щелочных базальтах Исландии концентрация таких характерных элементов основных пород, как Sr, Ti и P выше, чем в толеитах. Так, в щелочных базальтах о-ва Хеймаэй (323 г/т Sr, 1,87% Ti, 0,176% P) и п-ова Снайфедльснес (400 г/т Sr, 1,87% Ti и 0,237% P) содержание этих элементов значительно выше по сравнению со средним составом базальтов Исландии (262 г/т Sr, 1,398% Ti, 0,098% P).

Дайки основного состава (базальты и долериты) по концентрации редких элементов аналогичны вмещающим их базальтам, а дайки кислого состава – риолито-дацитам и риолитам (см. табл. 1).

В одних и тех же районах состав интрузивных пород (габбро и гранитоиды, включая гранофиры) также близок эффузивным породам аналогичного им состава (базальтам и дацито-риолитам, табл. 1).

Принято считать, что кислые породы Исландии образовались или в процессе фракционной кристаллизации базальтовой родоначальной

магмы [6, 18] или за счет частичного плавления базальтового субстрата в участках, характеризующихся сложным тектоническим строением с повышенным геотермальным градиентом [7, 17].

Кислые породы пространственно и генетически тесно связаны с базальтами. На территории Исландии выявлены сложные дайки, сложные интрузивные слои и сложные потоки лав. Сложные дайки [18] более обычны по сравнению с дайками кислого состава, а самый распространенный тип – сложная дайка с базальтовыми краями и риолитовым центром. В восточной Исландии известно более 50 таких даек. Постепенное изменение состава в серии эффузивных пород (базальты – андезито-базальты – андезиты – дациты – дацито-риолиты – риолиты) также указывает на их генетическое родство, причем натрий преобладает над калием, как в основных, так и в кислых породах (см. табл. 1). Наблюдается соответствие состава базальтов и риолитов. В участках развития разновидностей базальтов низкой щелочности распространены наименее щелочные разности кислых пород. В районах развития щелочных базальтов встречаются и щелочные риолиты [1]. Близкий изотопный состав гелия и стронция основных и кислых эффузивов также свидетельствует о том, что последние являются дифференциатами первичных мантийных расплавов. В Исландии установлены базальты (He^3/He^4 = $=1\cdot10^{-5}$) и риолиты ($He^3/He^4 = 1{,}5\cdot10^{-5}$) с высокими величинами отношения He^3/He^4, характерными для пород базальтового слоя Земли [4]. Среднее значение Sr^{87}/Sr^{86} для 12 образцов основных пород составило $0{,}7024\pm0{,}0009$, а для 11 кислых – $0{,}7016\pm0{,}0008$ [13, 18].

Средний состав базальтов Исландии по петрогенным элементам значительно отличается от базальтов Срединно-Атлантического хребта. В первых меньше Al, Mg и Ca, но больше Fe и K [10, 2]. По ряду редких элементов (V, Ni, Co, Cu, Y, Li) базальты Исландии близки к базальтам Срединно-Атлантического хребта, но первые в значительно большей степени обогащены элементами, не характерными для основных пород (K, Rb, Ba, TR), поскольку на территории Исландии наряду с толеитами развиты щелочные базальты и промежуточные между ними по составу породы. В щелочных базальтах концентрация не только Na и K, но многих редких элементов (Be, Rb, Ba, TR, Nb) и F выше, чем в толеитовых базальтах (см. табл.1).

Среди базальтов Исландии встречаются разновидности, по составу близкие базальтам Срединно-Атлантического хребта. Следует отметить, что базальты из хребта Рейкьянес по большинству петрогенных элементов занимают промежуточное положение между средними составами базальтов Исландии и Срединно-Атлантического хребта, или аналогичны последним: 49,93% SiO_2, 14,22% Al_2O_3, 2,21% Fe_2O_3, 9,09% FeO, 11,53% CaO, 0,114% K_2O [5]. Геохимические исследования базальтов хребта Рейкьянес, примыкающего к юго-западной части острова Исландия, показали, что в базальтах вдоль хребта Рейкьянес по мере приближения к о-ву Исландия наблюдается увеличение содержания La, K, Ti, P и величины La/Sm [16] и

Sr^{87}/Sr^{86} [9]. Причем величины указанных значений для базальтов из северной части данного хребта аналогичны таковым для базальтов о-ва Исландия. Например, концентрация La для базальтов хребта Рейкьянес варьирует от 0,85 до 8 г/т, а для базальтов о-ва Исландия 2,8 – 10,22 г/т, K_2O – соответственно 0,04–0,23% и 0,14–0,26%, P_2O_5 0,09–0,25% и 0,14–0,27%, Sr^{87}/Sr^{86} 0,70263-0,70364 и 0,70298–0,70327. Все это указывает на генетическую связь магматических расплавов, сформировавших породы Исландии и Срединно-Атлантического хребта.

Щелочные базальты Исландии по редким элементам близки к щелочным базальтам Восточно-Африканской рифтовой зоны. Последние также значительно обогащены редкими литофильными элементами (Rb, Ba, TR, Nb), Ti, F, P.

Выводы

1. Содержание большинства элементов в любом типе пород эффузивной серии (базальты – андезито-базальты – андезиты – дациты – дацито-риолиты) значительно варьирует; они формировались не одновременно и в разных геологических условиях.

2. В серии пород базальты – риолиты концентрация большинства типоморфных элементов основных пород (Ti, V, Cr, Ni, Co, Cu, Sc, Sr и P) постепенно убывает, а Na, K, ряда редких литофильных элементов (Be, Li, Rb, Ba, TR, Nb) и F – увеличивается.

3. В щелочных базальтах, в отличие от толеитовых, меньше V, Cr, Ni, Co, Sc, Cu и больше элементов, типичных для кислых пород (Be, Ba, TR, Nb, F и др.).

4. По содержанию редких элементов интрузивные породы Исландии (габбро, гранитоиды, включая гранофиры) близки эффузивным породам аналогичного им состава (базальтам и дацито-риолитам), а дайки основного состава (базальты и долериты) тождественны вмещающим их базальтам, дайки кислого состава – риолито-дацитам и риолитам.

5. Типоморфные элементы основных пород (V, Cr, Ni, Co и Sc) в основном связаны с оливином и пироксенами, изоморфно замещая в них магний и железо, а Sr и Ba – с полевыми шпатами.

6. Эффузивные серии пород (базальты – андезиты – риолиты) формировались в результате кристаллизационной дифференциации первичных мантийных расплавов.

7. Устанавливается генетическая связь магматических расплавов, за счет которых формировались породы Исландии и Срединно-Атлантического хребта.

ABSTRACT

Most element content of the effusive series varies considerably in any rock type. In the rock series basalt–rhyolite concentration of most typomorphic elements of the basic rocks decrease gradually and concentration of Na, K,

a number of rare lithophilic elements and F increases. Concerning rare element content the intrusive rocks of Iceland are similar to the effusive rocks of the same composition. The effusive rock series were formed as a result of crystallization differentiation of the primary mantle melts. The genetic relation between magmatic melts of Iceland and Middle–Atlantic range is established.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.И. Герасимовский, А.И. Поляков, Л.В. Кригман, Л.И. Несмеянова. О соотношении щелочей кремнезема в породах Исландии. – Геохимия, 1974, № 7.
2. Л.В. Дмитриев. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Докт. дисс. М., ГЕОХИ АН СССР, 1973.
3. В.С. Коптев–Дворников, С.В. Ефремова. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. – В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., "Наука", 1972.
4. Б.А. Мамырин, В.И. Герасимовский, Л.В. Хабарин. Изотопы гелия в породах рифтовых зон восточной Африки и Исландии. – Геохимия, 1974, № 5.
5. J.Campsie, J.C.Bailey, M.Rasmussen, F.Dittmer. Chemistry of tholeiites from the Reykjanes Ridge and Charlie Gibbs fracture sone. – Nature Phys. Sci., 1973, 244, N 135.
6. J.S.E.Carmichael.The petrology of Tingmuli, a tertiary Volcano in eastern Iceland. – J.Petrol., 1964, 5, N 3.
7. J.L.Gibson. Origin of some Icelandic pitchstones. – Lithos, 1969, 2, N 4.
8. A.E.Engel, C.G.Engel, R.G.Havens. Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. – Bull. Geol. Soc. Amer. 1965, 76, N 7.
9. S.R.Hart, J.G.Schilling, J.L.Powell. Basalts from Iceland and along the Reykjanes ridge : Sr isotope Geochemistry. – Nature Phys. Sci., 1973, 246, N 155.
10. S.P.Jakobson. Chemistry and distribution of Resent basaltic rocks in Icepatternland. – Lithos, 1972, 5, N 4.
11. V.Manson. Geochemistry of basaltic rocks: major elements. – In: Basalts, 1967, 1.
12. W.G.Melson, G.Thompson, T.H.Andel. Volcanism and metamorphism in the Mid–Atlantic ridge 22°N Latitude. – J.Geophys.Res., 1968, 73, N 18.
13. S.Moorbath, G.P.L.Walker. Strontium isotope in vestigation of igneons rocks from Iceland. – Nature, 1965, 207, N 4999.
14. G.Palmanson, K.Saemundsson. Iceland in relation to the Mid–Atlantic ridge. – Annual reviews of Earth and Planetary Sciences, 1974, 2.
15. M.Prinz. Geochemistry of Basaltic rocks. Trace elements. – In Basalts, 1967,1.
16. J.G.Schilling. Iceland mantle plume. Geochemical Stady of Reykjanes Ridge. – Nature, 1973, 242, N 5400.
17. G.E.Sigvaldason. The petrology of Hekla and origin of silicic rocks in Iceland. Division of geosciences Science Institute University of Iceland. Reykjavik, 1973.
18. G.P.L.Walker. Acid Volcanic rocks in Iceland. – Bull. Volcan., 1966, 29.
19. H.Welke, S.Moorbath, G.L.Gumming, H.Sigurdsson.Lead isotope studies in igneons rocks from Iceland. – Earth planet. Sci. Lett., 1968, 4, N 3.

В. И. КОВАЛЕНКО

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТОИДОВ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ В ОБЩЕЙ СХЕМЕ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

Гранитоиды, несущие повышенные (вплоть до рудных), по сравнению со средними содержаниями в кислых интрузивных породах [2], концентрации некоторых редких[1] элементов: лития, рубидия, цезия, ниобия, тантала, циркония, гафния, редкоземельных элементов, иттрия, олова удобно назвать редкометальными. Среди таких гранитоидов мы выделяем два главных геохимических типа: 1) литий-фтористых плюмазитовых аляскитов (для краткости будем называть их литий-фтористые гранитоиды), 2) щелочные гранитоиды [8, 10, 11].

Геологическое положение, химический и минеральный составы, особенности эволюции редкометальных гранитоидов, которые нередко также называют апогранитами, рассмотрены многими исследователями [1, 4, 10, 11, 13, 16]. Несмотря на существующую до сего времени дискуссионность представлений о происхождении редкометальных гранитоидов, в последние годы получены достаточно веские, как кажется автору, доказательства существования в природе магм редкометальных гранитов.

К ним в первую очередь следует отнести: открытие субвулканических (часто стекловатых) аналогов редкометальных литий-фтористых гранитов-онгонитов [10]; выявление геохимической идентичности редкометальных щелочных гранитов и стекловатых пантеллеритов и комендитов [11]; низкотемпературный характер расплавов редкометальных гранитов (550–600°С), устойчивость главных и типоморфных второстепенных минералов в расплаве таких гранитов, устанавливаемые экспериментальными исследованиями; геологические соотношения массивов редкометальных гранитов с вмещающими породами, характерные для магматических интрузивных тел [12, 16].

Вывод о решающей роли магматических процессов в образовании главных разностей редкометальных гранитов не исключает, конечно, существования среди них и типичных метасоматитов. В частности, для массивов литий-фтористых редкометальных гранитов наиболее ранними послемагматическими образованиями являются цвиттеры и кварц-лепидолитовые грейзены, после которых формировались фельдшпатиты или альбититы и иногда обычные кварц-мусковитовые грейзены [10].

В настоящей статье рассмотрены некоторые общие и специфические геохимические черты редкометальных гранитоидов и возможные

---

[1] В соответствии с определением Л.В. Таусона (1961) редким элементом может быть назван такой, который не является ведущим конституентом главных минералов данной минеральной ассоциации.

причины появления их в общей схеме эволюции континентального магматизма. Ясно, что геохимическая общность рассматриваемых пород – в их редкометальном характере: литий-фтористые и щелочные граниты несут повышенные концентрации Li, Rb, Be, Sn, Zr, F, Nb, Ta и резко пониженные содержания Sr и Ba. Но для литий-фтористых гранитов характерны пониженные содержания редкоземельных элементов и иттрия (р.з.э.), в то время как щелочные граниты весьма богаты этими элементами. Литий-фтористые граниты также характеризуются низкими по сравнению с щелочными гранитами отношениями Nb/Ta и Zr/Hf. В процессе становления массивов литий-фтористых гранитов отмечается резкое обогащение поздних пород (обычно тяготеющих к апикальным частям массивов) F, Li, Rb, Sn, Tl, Nb, Ta, Hf и частое обеднение Sr, Ba и р.з.э. с понижением также отношений Nb/Ta и Zr/Hf [11]. В массивах редкометальных щелочных гранитов в поздних породах происходит наряду с возрастанием коэффициента агпаитности пород накопление Li, Zn, Sn, Nb, Ta, Zr, Hf, р.з.э., в меньшей степени Be, Rb, F увеличивается величина отношений Nb/Ta и Zr/Hf. Можно предположить, что эволюция массивов редкометальных литий-фтористых и щелочных гранитов благоприятствует как накоплению общих для обеих разностей пород элементов, так и усилению имеющихся геохимических различий между ними.

Щелочные полевые шпаты обоих типов редкометальных гранитов являются носителями Rb, Ba, Sr, Pb и Tl; слюды литий-фтористых гранитов оказываются носителями лития, цинка, иногда ниобия и концентраторами лития, рубидия, таллия, цинка, фтора [10]. Ряд минералов-концентраторов для Nb имеет вид: танталониобаты > циркон > > слюда > магнетит, а для Ta слюда и циркон в этом ряду меняются местами [3]. Для щелочных гранитов ряды концентраторов Nb и Ta (без учета собственных минералов Nb и Ta) имеют следующий вид: Nb – сфен > ильменит > магнетит > циркон > амфибол; Ta – ильменит > сфен > циркон > амфибол. Соотношение Nb/Ta во всех минералах щелочных гранитов, кроме циркона, значительно выше, чем в минералах литий-фтористых гранитов [3]. Выделены также следующие ряды носителей Nb и Ta – амфибол > сфен > ильменит > магнетит циркон, Ta – сфен > ильменит > амфибол > циркон. Соотношение Nb/Ta уменьшается в минералах щелочных гранитов в последовательности: амфибол > сфен > ильменит > циркон. Следует подчеркнуть, что геохимическая роль амфибола в щелочных гранитоидах весьма напоминает роль биотита в обычных гранитах. Это сходство определяется способностью и амфибола и биотита концентрировать такие элементы как литий, фтор, цинк, олово, ниобий [7, 16]. Отличия в геохимической роли амфибола и биотита выражаются в первую очередь в резком обеднении амфибола рубидием и соответствующим высоким отношением K/Rb (до 1000), что не характерно для биотита. Не свойственна биотиту также резкая избирательная способность амфибола к концентрированию Nb по отношению к танталу (величина Nb/Ta достигает 100).

Каковы же соотношения редкометальных гранитоидов с обычными гранитами и при каких условиях могут возникать такие специфические образования, как редкометальные граниты?

Можно считать установленным, что практически во всех известных магматических комплексах с участием редкометальных гранитоидов – последние завершают их развитие [4]. Следовательно, длительная дифференциация гранитоидной магмы – одно из условий возникновения собственно редкометальных гранитоидов обоих рассмотренных геохимических типов.

В то же время для различных геохимических типов редкометальных гранитоидов небезразлично, в каких геотектонических условиях будет генерироваться материнская магма и протекать дальнейшая ее дифференциация. Анализ пространственного распределения важнейших провинций редкометальных гранитоидов показывает, что оно контролируется, с одной стороны, положением глубинных зон типа тектонофера Заварицкого–Беньоффа и линеаментами типа Монголо–Охотского, а с другой – крупнейшими глобальными расколами типа рифтов и связанными с ними трансформными разломами. Редкометальные гранитоиды эпохи активизации западной части Тихоокеанского кольца являются примером провинции, приуроченной к мезозойской зоне Заварицкого–Беньоффа, погружающейся под континент из эвгеосинклинальной области [5]. В пределах западного сектора Тихоокеанского кольца выявлена отчетливая тектоно-магматическая зональность. Редкометальные щелочные граниты (часто вместе с другими щелочными породами) тяготеют к внешней зоне рассматриваемого региона, в то время как литий-фтористые граниты приурочены к промежуточной зоне "распыленного" магматизма, где они пространственно связаны с преобладающими по объему обычными биотитовыми гранитами (гранитами "стандартного" геохимического типа).

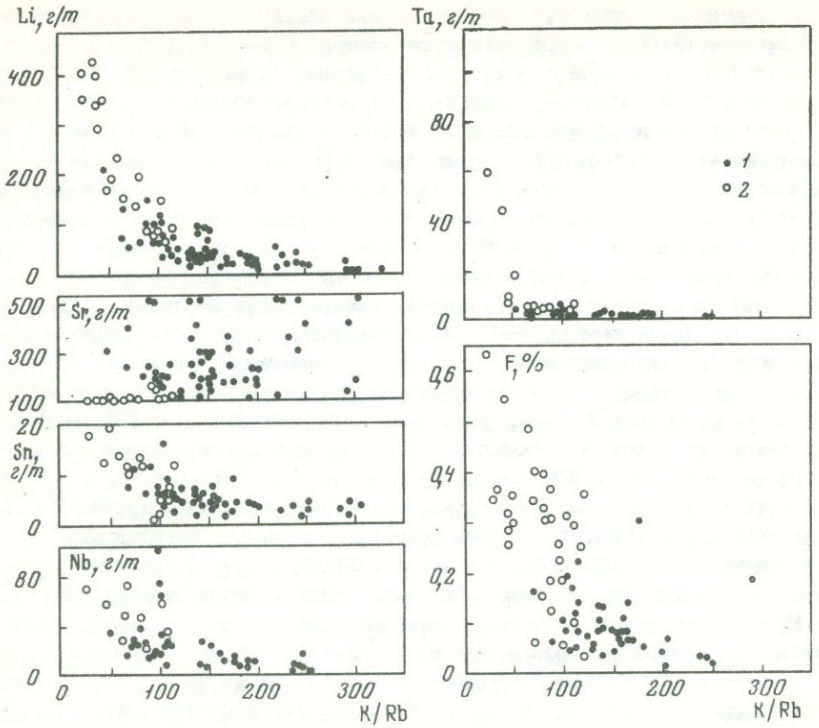
Судя по палеотектоническим реконструкциям Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, В.М. Моралева [6], сходное с описанным положение занимают провинции варисских литий-фтористых гранитов Рудных Гор (ГДР и ЧССР), Центрального массива Франции и некоторые другие провинции.

Примеров приуроченности провинций редкометальных гранитоидов к зонам древних рифтов также имеется достаточно. Нигерийская провинция располагается на континентальном продолжении зоны рифта, по которым отделились Африка и Южная Америка [26]. Эффузивные аналоги редкометальных щелочных гранитов (пантеллериты и комендиты) тяготеют к Восточно-Африканскому рифту, к Эфиопскому рифту [21], к рифту Аденского залива [23]. Редкометальные пантеллериты острова Пантеллерия в Средиземном море также относятся к зоне рифта [19]. Наконец, третичная провинция Большого Бассейна в США с редкометальными комендитами [25] – риолитами с повышенным содержанием бериллия и бертрандитовыми туфами тоже примыкают к продолжению на континенте (через Калифорнийский залив) зоне рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия [6].

По-видимому, причину связи размещения провинций редкометальных гранитоидов с крупнейшими тектоническими элементами Земли следует искать в общей магмогенерирующей роли зон рифтов и тектоносферов [18]. Именно в этих зонах предполагаются мощные потоки вещества и тепловой энергии, которые приводят к плавлению как материи океанической литосферы, так, возможно, и к плавлению коры континентального типа с возникновением магм материнских для расплавов редкометальных гранитоидов. Наличие тектоно-магматической зональности в пределах западной части Тихоокеанского кольца свидетельствует о заложении характерных геохимических черт магматических пород уже на стадии образования их первичных расплавов. Представляется, что определенную роль в этом играли потоки глубинных флюидов (типа трансмагматических растворов по Д.С. Коржинскому [14]), щелочность которых повышается от эвгеосинклинальных зон к периферическим континентальным. Под воздействием таких флюидов возникли расплавы повышенной щелочности в периферической зоне ареала (и гранитные и базальтовые), а в зоне "распыленного" магматизма – магмы нормальной щелочности (в том числе гранитоиды щелочно-земельного ряда). Характерно, что повышение щелочности над зоной Беньоффа по мере удаления от современных островных дуг отмечено и в андезитовых лавах [20].

Возникшие таким образом с определенной геохимической спецификой гранитоидные магмы при дальнейшей глубокой дифференциации дают начало расплавам редкометальных гранитов. В частности, как уже говорилось, редкометальные граниты литий-фтористого типа располагаются в зоне "распыленного" магматизма и тесно связаны с нормальными щелочноземельными гранитами. Судя по соотношению площадей выходов этих гранитов раннемезозойского цикла на территории МНР (1760 км^2 – литий-фтористые и 21 107 км^2 – обычные граниты), логично предположить, что литий-фтористые граниты, завершающие формирование магматических комплексов, генетически связаны с эволюцией обычных щелочноземельных гранитов. Это подтверждается геохимическими данными (фиг. 1) : 1) между щелочноземельными гранитами и литий-фтористыми редкометальными имеются все геохимически промежуточные разности; 2) литий-фтористые граниты естественно продолжают геохимическую эволюцию комплексов щелочноземельных гранитоидов зоны "распыленного" магматизма. Формированию расплавов редкометальных литий-фтористых гранитов из обычных гранитных магм способствуют очень низкая величина комбинированного коэффициента распределения фтора (0,02–0,03, оцененная из распределения фтора между вкрапленниками и основной массой онгонитов) и тесная геохимическая связь таких элементов, как Li, Rb, Be и другие с фтором в расплавах гранитоидов (фиг. 2). Накопление фтора и связанных с ним редких элементов остаточных гранитных расплавов, видимо, главный регулятор образования редкометальных литий-фтористых гранитов [9].

Судя по составу негидратированных стекол комендитов и пантеллеритов [22, 24, 21], в остаточных расплавах щелочных гранитов

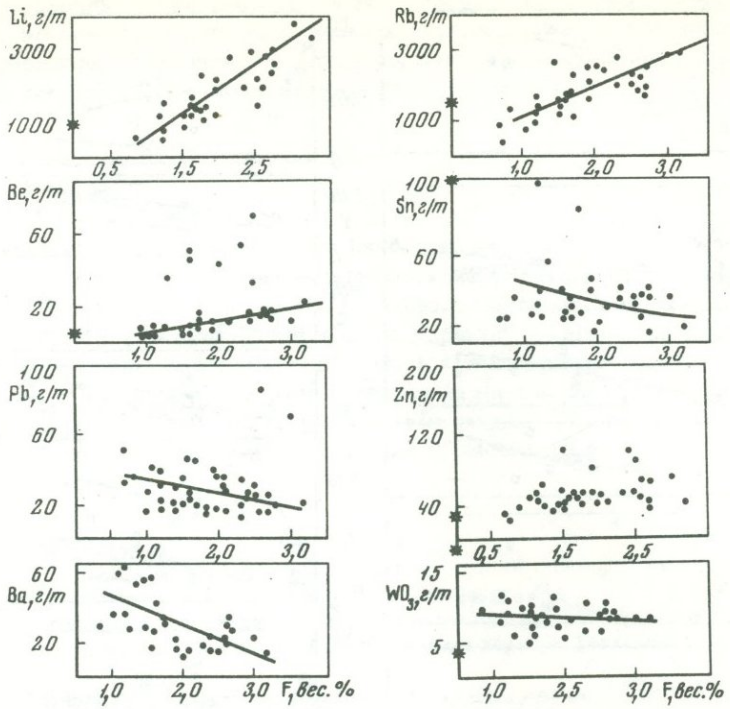


Фиг. 1. Распределение средних содержаний Li, Sr, Sn, Nb, Ta, F в массивах гранитоидов с различным отношением K/Rb, являющегося индексом дифференциации (Тугаринов, Коваленко, 1973)

1 – гранитоиды "стандартного" геохимического типа (обычно щелочноземельные граниты); *2* – гранитоиды литий-фтористого геохимического типа

накапливается натрий и повышается их коэффициент агпаитности. С ростом последнего в расплавах повышаются концентрации всех характерных для редкометальных щелочных гранитов редких элементов (фиг. 3). Таким образом, накопление щелочей (особенно натрия) и характерных редких элементов в остаточных гранитных расплавах регулирует процесс образования редкометальных щелочных гранитов.

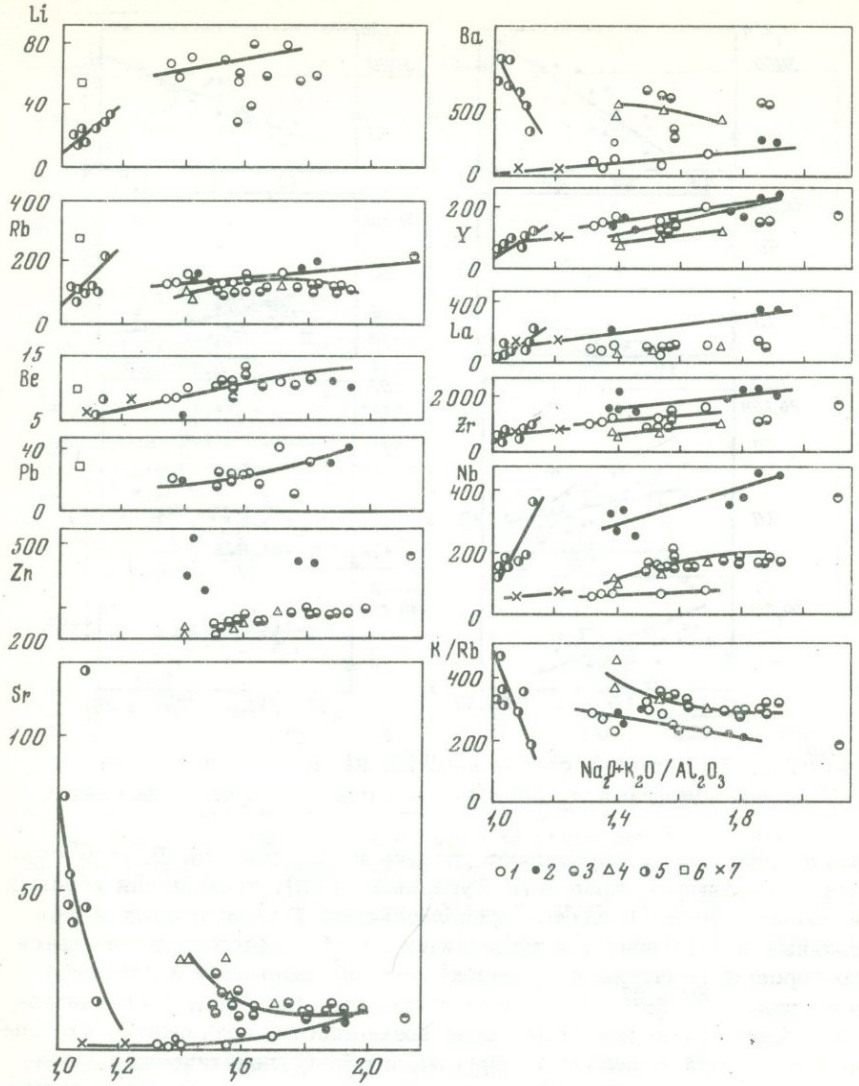
Следует подчеркнуть, что преобладающая часть редкометальных гранитоидов (и практически все литий-фтористые граниты) формируются в континентальных областях с развитой сиалической корой, что является главным свидетельством их корового происхождения. Потоки глубинных флюидов, о которых говорилось выше, являются, скорее всего, инициаторами выплавления гранитных магм в конти-



Фиг. 2. Зависимость содержания Li, Rb, Be, Sn, Pb, Zn, Ba и трехокиси вольфрама от содержания фтора в афировых онгонитах

нентальной коре и определяют уровень их щелочности. В этом случае, по-видимому, прав А.И. Тугаринов [15], полагающий коровый источник рудного вещества преобладающим. Для некоторых редкометальных пантеллеритов и комендитов из зон рифтов предполагается подкоровый (мантийный источник), что обосновывается низким отношением Sr^{86}/Sr^{87} [21] и проявлением этих пород в океанических областях. Не исключая такой возможности, подчеркнем, что значительно чаще и щелочные граниты, особенно генетически связанные с обычными щелочноземельными гранитами, имеют коровое происхождение, поскольку объем их в пределах континентов несравненно больше, чем в океанических областях или в эвгеосинклинальных зонах. Имеются и изотопные свидетельства этого процесса для щелочных гранитов Нигерии [16].

Таким образом, редкометальные гранитоиды могут рассматриваться как конечные продукты длительной и естественной эволюции магматических пород преимущественно континентальных областей. Возникновение материнских для редкометальных гранитов магм и их геохимическая специфика осуществлялись скорее всего в континентальной коре, но под влиянием процессов, протекавших в глубинных



Фиг. 3. Зависимость содержания Li, Rb, Be, Pb, Zn, Sr, Ba, Y, La, Zr, Nb и величины K/Rb отношения от значения коэффициента агпаитности стекол пантеллеритов и комендитов

1 – данные (Ewart et al., 1968) для Новой Зеландии; *2* – данные (Noble and Haffty, 1969) для о.Пантеллерии; *3* – данные (Dickinson, Gibson, 1972) для вулкана Фантал в Эфиопии; *4* – то же для поздних лав; *5* – то же для туфов; *6* – данные (Коваленко, Финько и др., 1971) для пемзы Дальнего Востока; *7* – данные (Noble and Haffty, 1969) для США

зонах Заварицкого–Беньофа и рифтах. Масштабы концентрирования редких элементов в рассматриваемых породах зависят в основном от содержания элементов в исходных расплавах, от объема последних и от глубины его последующей дифференциации.

ABSTRACT

Two types of rare–metal granitoids have been marked out: the geochemical type of litium–fluorine plumasitic alaskites and alkaline granitoids. Both types of granitoids are enriched in fluorine, niobium, tantalum, tin, beril–lium, zink, lithium, rubidium and sharply depleted in barium and strontium; rare earth elements and yttrium only enrich alkaline granitoids. One of the conditons of rare–metal granitoid formation in the course of the magmatic process is the long differentiation of granite magma The provinces of ra–re–metal granitoids are confined the zones of ancient rifts.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.А. Беус. Альбититовые месторождения. – В сб.: Генезис эндогенных рудных месторождений. Под ред. В.И. Смирнова, М., "Недра", 1968.
2. А.П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
3. Н.В. Владыкин, В.И. Коваленко, В.В. Конусова. Тантал и ниобий в минералах мезозойских гранитоидов Монголии. – В сб.: Ежегодник 1972 г. Ин–та геохимии СО АН СССР. Новосибирск, "Наука", 1973.
4. А.И. Гинзбург. Проблемы редкометальных гранитов. – В сб.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., "Недра", 1972.
5. Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, В.И. Коваленко, А.Я. Салтыковский, Л.М. Натанов, Г.А. Кудрявцев, И.В. Виноградов, Ю.Г. Готинский, А.В. Мишина. Структурно–магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. – Геотектоника, 1973, № 5.
6. Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, В.М. Моралев. Латеральная магматическая и металлогеническая зональность на основе палеотектонических реконструкций. – Геол. рудн. месторожд., 1974, 16, № 4.
7. В.И. Коваленко, В.А. Легейдо, Л.Л. Петров, Э.И. Пополитов. К геохимии олова и бериллия в щелочных гранитоидах. – Геохимия, 1968, № 9.
8. В.И. Коваленко. Новые представления об условиях зарождения и становления редкометальных гранитов и метасоматитов. – В сб.: Докл. I Междунар. геохим. конгресса, т. 3, кн. 2, М., ВИНИТИ, 1972.
9. В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Ф.А. Летников. О магматическом генезисе редкометальных литий–фтористых гранитов. – Докл. АН СССР, 1970, 190, № 2.

10. В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, Л.П. Зоненшайн, М.С. Нагибина, А.С. Павленько, Н.В. Владыкин, Ц. Цэден, Ц. Гунсамбуу А.В. Горегляд. Редкометальные гранитоиды Монголии. М., "Наука", 1971.
11. В.И. Коваленко, В.И. Финько, Ф.А. Летников, М.И. Кузьмин. О некоторых эффузивных и субвулканических породах с повышенными концентрациями редких элементов. – Изв. АН СССР, серия геол., 1971, № 8.
12. Н.И. Коваленко, В.И. Коваленко, Л.А. Белых. Экспериментальные исследования плавления и кристаллизации топазсодержащих кварцевых кератофиров (онгонитов) в присутствии воды и растворов плавиковой кислоты. – Докл. АН СССР, 1974, 215, № 3.
13. П.В. Коваль. Геохимия высокотемпературных послемагматических процессов в гранитах. – В сб.: Докл. I Междунар. геохим. конгресса, т. 3. М., ВИНИТИ, 1972.
14. Д.С. Коржинский. Потоки трасмагматических растворов и процессы гранитизации. – В сб.: Магматизм, формация кристаллических пород и глубины Земли, т. I. М., "Наука", 1972.
15. А.И. Тугаринов. Об эволюции рудообразования в истории Земли. – В сб.: Докл. сов. геологов на XXIV сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 10. М., "Наука", 1972.
16. А.И. Тугаринов, В.И. Коваленко. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., "Наука", 1973.
17. Л.В. Таусон. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
18. Ю.М. Шейнман. Очерки глубинной геологии. М., "Недра", 1968.
19. F.Barberi, P.Casfarini, F.Innocenti, F.Villari, L.Villari. Volcanism of the Southern Turrhenian Sea and its geodinamic implications. – J. Geophys. Res., 1973, 78, N 23.
20. D.R. Dickinson. Andesites and arc–trench tectonic. – Rev. Geophys. Space Physic., 1970, 8, N 4.
21. D.R.Dickinson, I.L.Gibson. Feldspar fractionation and anomalous Sr^{87}/Sr^{86} ratios in a suite of peralkaline silicic rocks. – Bull. Geol. Soc. Amer, 1972, 83, N 1.
22. A.Ewart, S.R.Taylor, A.C.Capp. Geochemistry of the panthellerites of Major Island. New Zeland. – Contr. Mineral. Petrol., 1968, 17, N 2.
23. I.G.Gass, D.I.J.Mallick. Acid volcanism on the South Aravian Coast. – Bull.Volcanology, 1966, 29.
24. D.C.Nobel, J.Haffty. Minor–element and revised major–element contents of some Mediterranean panthellerites and comendites. – J.Petrol., 1969, 10, N 3.
25. J.A.Noble. Metal province in the western United States. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, 81, N 6.
26. J.B.Wright. Controls of mineralization in the Older and Younger tin fields of Nigeria. – Econ. geol., 1970, 65, N 8.

А. С. ПАВЛЕНКО

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА СОВРЕМЕННЫХ МАТЕРИКОВ И ЗОН РИФТООБРАЗОВАНИЯ

В проблеме происхождения вещества послеархейских континентов определилось несколько главных направлений, различающихся оценкой доли, состава и источников привносимого во внешние оболочки глубинного вещества. С одной стороны, это концепции, почти полностью исключающие роль глубинного привноса, т.е. модели замкнутого континентального цикла (по Т. Барту), с другой – концепции, придающие глубинным источникам значение главного, если не единственного, фактора наращивания и преобразования континентов. Наиболее известная из последних концепция Грина и Рингвуда имеет, в частности, непреодолимые геологические и геохимические трудности в объяснении происхождения известково-щелочных, андезитовых серий.

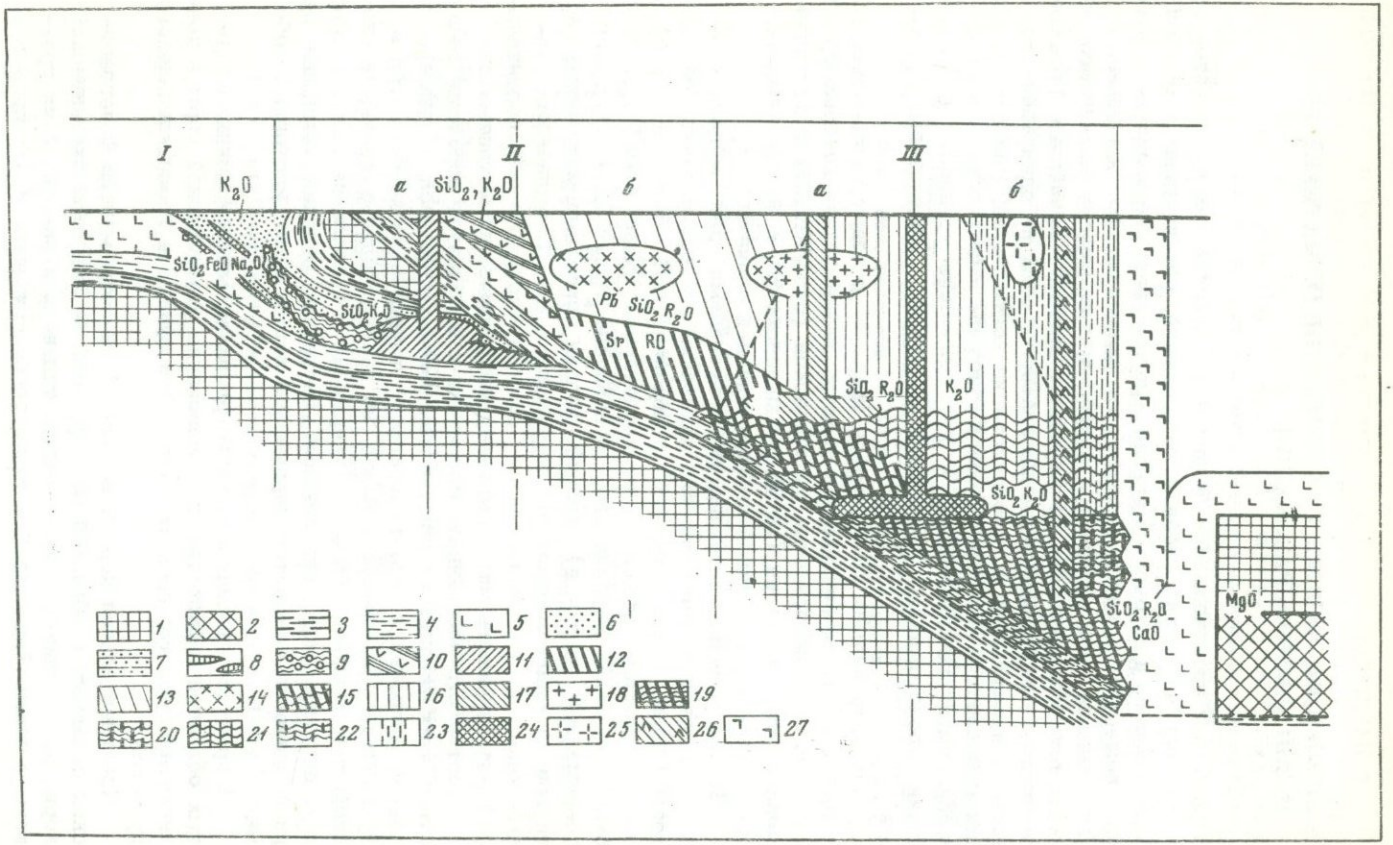
Рассматриваемая нами модель (фиг. 1) исходит из двойственной природы вещества континентов неогея, разарастание которых происходит за счет переработки океанической (базальтовой) и континентальной коры протогея (по Е.В. Павловскому) и потока вещества, обусловленного глубинной дифференциацией планеты.

Соответственно отправными концепциями для модели служат: а) теория планетарной дегазации и образования базальтовой коры путем зонного плавления А.П. Виноградова; б) теория земных оболочек и планетарной роли атмосферы и биосферы В.И. Вернадского, основополагающая для геохимии современной коры; в) теория колонн сквозьмагматических растворов и магматического замещения Д.С. Коржинского, связывающая в геохимически и энергетически единый вертикальный ряд процессы метаморфизма, магматизма и метасоматоза.

Соответственно модель учитывает и использует коренные следствия этих теорий: о единстве тепло-массо-переноса, о дифференциальной миграции и дифференциальной подвижности компонентов в градиентах геофизических полей, об исключительных геохимических свойствах внешних оболочек (удержание и накопление калия в осадках, окислительные, гидролизные, биогенные реакции, влияющие на распределение элементов переменной валентности, изотопный обмен и т.п.).

В процессе геосинклинального развития фанерозойских складчатых областей происходит преобразование океанической коры в континентальную, что представляет собой сущность геосинклинального процесса.

Континентальная кора и верхние горизонты мантии фанерозойских складчатых областей формируются из вещества океанической коры: низкокалиевых океанических толеитов и океанических граувакк с повышенным против толеитов содержанием K_2O, привноси-


I
II
III
а
б
а
б
K_2O
SiO_2, K_2O
$SiO_2 FeO Na_2O$
$SiO_2 K_2O$
Pb
$SiO_2 R_2O$
Sr
RO
$SiO_2 R_2O$
K_2O
$SiO_2 K_2O$
$SiO_2 R_2O$
CaO
MgO
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27

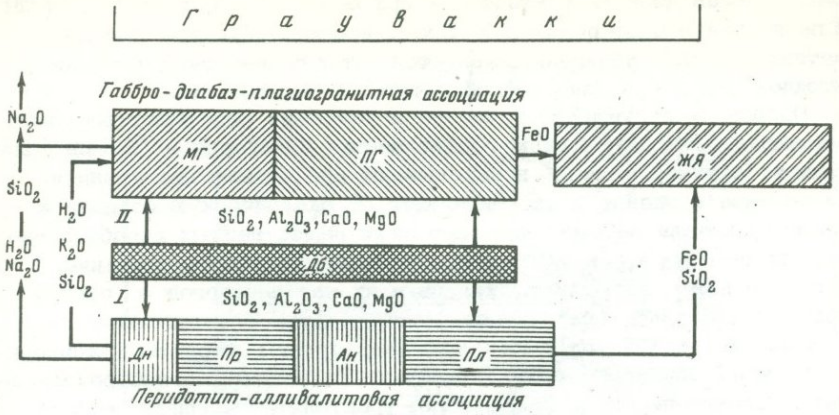
мым с более древних континентов при осадочной, метаморфической и палингенной дифференциации. Постоянно действующим фактором метаморфизма и палигенеза является поток планетарных глубинных флюидов с H и C в качестве обязательных компонентов.

Последние достижения геологии и геохимии позволяют насытить вещественным содержанием геофизические категории – "базальтовый" слой и "верхняя мантия" и показывают принципиальные различия их состава в океане и на континенте. В океаническую стадию, к моменту начала рассматриваемых нами вещественных преобразований, земная кора и верхняя мантия имели следующее строение, типичное для современных океанов и их палеоаналогов – офиолитов: ультрамафиты (гарцбургиты, метадуниты) и залегающий выше кальмафитовый слоистый комплекс (парадуниты, верлиты и клинопироксениты) образуют верхнюю мантию. Вышележащие габброалливалиты (оливин-пироксеновые габбро, троктолиты, эвкриты, анортозиты) слагают "базальтовый слой", выше которого располагается океанический чехол из океанических толеитов (и спилитов), кремнистых пород, глин и граувакк.

Кальмафитовый слоистый комплекс и габбро-алливалиты образуются путем фракционирования, преимущественно метасоматического, толеита, что сопровождается сбросом кремнекислоты, железа и натрия, фиксирующихся в кремнистых породах и спилитах. Петрохимическая схема этого процесса имеет следующий вид (фиг. 2). Подстилающие

Фиг. 1. Схема эволюции вещества в континентальном цикле и зонах рифтообразования

I – океаническая стадия; II – переходная стадия (островные дуги, краевые моря): *а* – ранний этап, *б* – поздний (раннеорогенный) этап; III – континентальная стадия: *а* – ранний (позднеорогенный) этап, *б* – поздний этап (платформы, щиты); IV – рифтогенная стадия; *1* и *2* – гарцбуриты, *3* – диаллагиты, верлиты, дуниты, *4* – алливалиты, плагиогранофиры, анартозиты (*3* и *4* – полосчатый комплекс), *5* – толеитбазальты, *6* – граувакки, *7* – хлоритовые, эпидотовые и амфиболовые сланцы, *8* – кремни, *9* – глаукофановые сланцы, эклогиты, *10* – андезито-базальты, флиш, пелиты, *11* – андезиты, *12* – габбро-амфиболиты, *13* – плагиогнейсы, *14* – плагиограниты и гранодиориты, *15* – двупироксеновые кристаллические сланцы, *16* – микроклиновые гнейсы, *17* – трахиандезиты, *18* – микроклиновые граниты и липариты, *19* – гранатовые перидотиты, переходящие в верхней части в гроспидиты, *20* – эклогиты, *21* – чарнокиты; *22* – эндербиты, *23* – ретроградные гнейсы, *24* – калиевые базальты, *25* – лейкократовые граниты, *26* – кимберлиты, *27* – долериты, платобазальты.



Фиг. 2. Схема расщепления толеитов на главные петрографические компоненты офиолитовой ассоциации

Мг – меланогаббро, *Пг* – плагиограниты, *Жя* – железисто-яшмовая ассоциация; *Дб* – диабазы, *Дн* – дунит, *Пр* – пироксенит, *Ан* – анортозит, *Пл* – плагиограниофир

I $-11{,}2$ *Дб* $-(42{,}5\ FeO + 11{,}4\ Na_2O + 4{,}2\ K_2O) =$

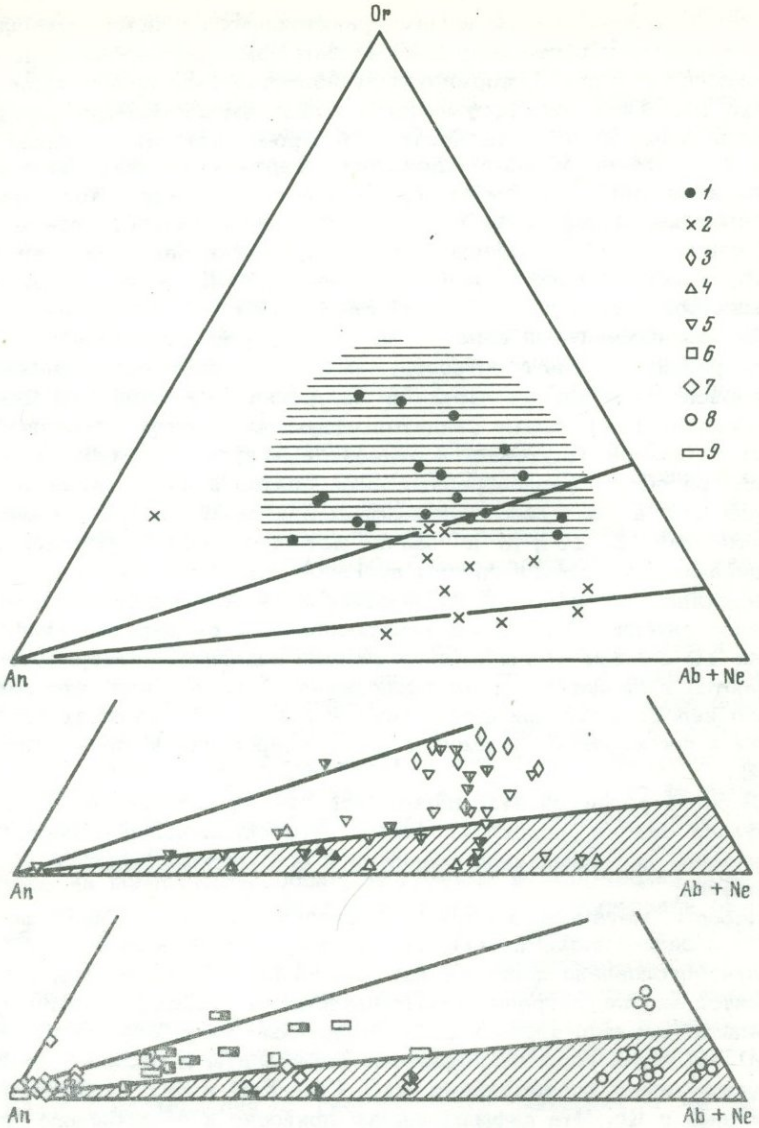
$= 1{,}9$ *Дн* $+ 1{,}5$ *Пр* $+ 2{,}9$ *Ан* $+ 4{,}4$ *Пл*;

II $-$ *Дб* $+ (0{,}2\ K_2O - 0{,}9\ Na_2O - 0{,}4\ FeO) =$

$= 0{,}9$ *Мг* $+ 0{,}1$ *Пг*.

мантийные ультрамафиты имеют коренные геохимические отличия от пород слоистого комплекса и толеитов и чужеродные им по исходному веществу. Современные океанические глины по данным Де Лонга [12, 14] на порядок обогащены калием по сравнению с толеитами. Такие же данные получены нами для граувакк среднепалеозойской офиолитовой серии Южной Монголии. Обогащение калием терригенных пород океанического чехла может быть связано с привносом его из уже существовавших сиалических масс (фиг. 3).

В ранний этап переходной стадии (см. рис. 1) в зарождающихся островных дугах возникают локальные утолщения базальтового слоя с четко выраженными корнями. Корни состоят из крупных тектонических пластин гарцбургитов и габбро-алливалитов с зажатыми между ними пластинами пород океанического чехла, по которым развиваются зональные стрессовые глаукофан-эклогитовые комплексы, что сопровождается сбросом щелочей и кремнекислоты. Непосредственно под жесткими гипербазитовыми пластинами наблюдается развитие ретроградных по отношению к эклогитам эпидот-ам-



Фиг. 3. Диаграмма Or – An – Ab + Ne для эвгеосинклинальной ассоциации Южной Монголии

1 – грауваккии высококалиевые, 2 – грауваккии низкокалиевые, 3 – андезиты, 4 – толеитовые базальты офиолитовой ассоциации, 5 – базальты андезит-базальтовой, островодужной ассоциации, 6 – пироксениты, верлиты слоистого комплекса, 7 – габбро-аллювалиты, эвкриты, троктолиты слоистого комплекса, 8 – плагиогранофиры слоистого комплекса, 9 – ультрамафиты (гарцбургиты, дуниты) палеоокеанической мантии

фиболитовых пород с появлением гранитоидных синкинематических тел. Именно эту обстановку мы считаем наиболее вероятной для зарождения расплавов, формирующих известково-щелочные серии островных дуг. Основные аргументы в пользу высказываемого предположения следующие: а) пестрота и быстрое, часто антидромное, чередование членов базальт-андезитовых серий, сопоставимые с пестротой исходных пород слоистого комплекса и океанического чехла; б) отчетливо литофильная характеристика пород известково-щелочных серий [7, 13], особенно ярко выступающая при сравнении островодужных базальтов с океаническими [2, 14]; в первых резко повышается роль K, Rb, U, Th, Ba, Sr, падает Cr, Ni; K/Rb и Ba/Sr отношения изменяются в пользу Rb и Ba; в) идентичность распределения редких земель в островодужных андезитах и докембрийских и девонсикх граувакках Африки и Австралии, установленная Якежем и Тейлором [17], прямо свидетельствующая о их вещественном родстве; г) полное отсутствие в андезитовых вулканах глубинных включений при обилии разнообразных амфиболитов и пород офиолитовой ассоциации, в том числе типоморфных для фаций низких давлений троктолитов [3, 18]; д) последние детальные сейсмологические исследования Ключевской группы вулканов В.К. Утнасина и др. [8], обнаружившие столбообразную вертикальную аномальную зону в интервале глубин 20-50 км с камерообразным расширением на глубинах 10-30 км; е) гигантские объемы андезитов, которые выбрасываются в геологически кратковременные промежутки, что совершенно непостижимо при допущении ничтожного процента их выплавления и последующего сложного фракционирования в глубинных моделях.

В раннеорогенный этап переходной стадии, в условиях нового импульса сжатия происходит смятие эвгеосинклинальных серий, механическое перемешивание вещества и его метаморфическое преобразование.

Породы метаморфизуются в условиях амфиболитовой фации – в целом изохимически. Латеральная и вертикальная дифференциация обусловлена палингенным образованием автохтонных и параавтохтонных плагиогранитоидных плутонов и площадной плагиогранитизацией. Верхняя часть коры обогащается SiO_2, Na_2O, K_2O и Rb_2O. В низах коры скапливаются амфиболиты и габбро-амфиболиты с повышенными содержаниями MgO, CaO, FeO и SrO, обедненные щелочами и Rb. Эта дифференциация приводит к обособлению "гранитного" слоя, что фиксируется появлением границы Конрада и иногда промежуточного "диоритового" слоя. Следует еще раз подчеркнуть мощную палингенную вертикальную дифференциацию вещества на этом этапе с разделением гранитофильных и базальтофильных элементов, детально рассмотренную в ряде наших работ [5, 6], которая закладывает геохимический стиль коровых и верхнемантийных слоев на всех последующих стадиях развития. Ею, в частности, определяются генеральные особенности распределения стронциевых изотопов [10, 11].

Начало континентальной стадии, ее раннего этапа (позднеорогенного) обусловлено мощным планетарным импульсом тектонического сжатия, стянувшего вначале частные зоны со сформированным "гранитным" слоем в единый континентальный массив. Дальнейшее неослабевающее сжатие разрешается пологим глубинным срывом, который уходит под континент, проходя внутри "базальтового" слоя. Пододвигание лежачего крыла этого глубинного надвига приводит к увеличению мощности "базальтового" слоя и коры в целом за счет тектонического сдваивания.

Главные вещественные преобразования в начале континентальной стадии связаны с развитием гранулитовой фации метаморфизма, верхняя граница которой фиксируется здесь как раздел Конрада. Прямые свидетельства о породах гранулитовой фации, выходы которых в орогенах фанерозойских складчатых областей редки, дают включения в щелочных базальтах [20].

Габбро-амфиболиты в условиях гранулитового метаморфизма возвращаются в двупироксеновые кристаллосланцы, сиалические породы - в кордиерит-шпинелевые и гиперстен-плагиоклазовые гнейсы. В нижней части появляются эклогито-подобные породы, зафиксированные в калиевых базальтах Хангая (МНР). Образовавшиеся породы характеризуют вещественный состав геофизического "базальтового" слоя континентов.

Описанный процесс сопровождается мобилизацией щелочей, в первую очередь K и их выносом, что обусловливает новую, калиевую гранитизацию вышележащих частей слоев и новое перераспределение редких элементов при щелочном палингенезе. Наряду с образованием в сводовых поднятиях гранитно-щелочно-гранитоидной формации, в зоне глубинного надвига в зависимости от физико-химической обстановки выплавляются андезит-дацит-липаритовые, трахиандезитовые и щелочно-базальтовые магмы, продукты которых, излившись на поверхность, образуют краевые вулканические пояса. Пологое погружение зоны надвига под континент в интервале от низов амфиболитовой до низов гранулитовой фаций отражено латеральной сменой пород в вулканических поясах от известково-щелочных и щелочно-земельных во внешних частях, до субщелочных и щелочных (вплоть до калиевых базальтоидов) - во внутренних. В интрузивном типе этому ряду соответствуют последовательности банатитов и монцонитоидов [6].

Наши представления о геохимической эволюции и ее факторах в конце переходной - начале континентальной стадии в основных положениях совпадают с моделью, развиваемой С.Хейером [15, 16].

Главными процессами дифференциации коры, ведущими к обогащению верхней части гранитофильными элементами, в том числе U, Th, K, Rb, Ba, Pb, являются метаморфические реакции, сопровождаемые дегидратацией, и частичное выплавление и миграция вверх гранитных расплавов.

Материалы по щитам древних платформ, данные по мезозойским гранулитам Памира, гранулитовым гнейсам Урала, Норвегии не

Таблица

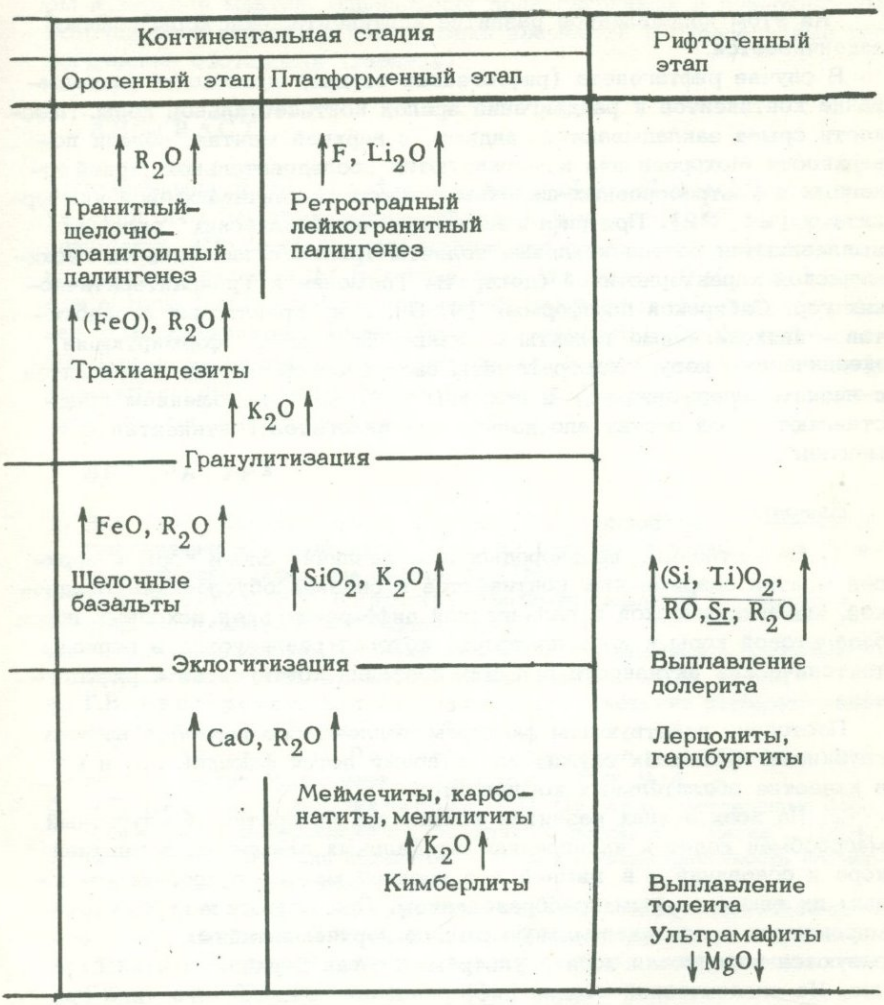
Главные процессы дифференциации веществ при образовании коры и

Геофизические слои		Океанический этап	Переходная стадия	
			Островодужный этап	Раннеорогенный этап
Осадочный слой		Граувакки	Флиш	
		K_2O	$SiO_2, K_2O, R_2O_{n>3}$	$\uparrow SiO_2, K_2O, Rb \uparrow$
Недифференцированная кора	Гранитный слой	$\uparrow SiO_2, FeO, Na_2O \uparrow$	$\uparrow K_2O, \underline{Rb} \uparrow$	Плагиогранитоидный палингенез
		Яшмы, фтаниты	Андезито-базальты	Андезито-дациты
	Базальтовый слой	$\uparrow Al_2O_3, Na_2O \uparrow$ Плагиогранофилы, анортозиты, аллivалиты	Палингенез натрово-алюмосиликатных пород и граувакк	Габбро-амфиболиты
			$\uparrow SiO_2, K_2O \uparrow$	$\downarrow RO, \underline{Sr} \downarrow$
		Расщепление толеита	Коровая эклогитизация	
Мантия		Пироксениты, верлиты, парадуниты		
		$\downarrow MgO \downarrow$		

говоря уже о коровых эклогитах, свидетельствуют о том, что на позднем этапе континентальной стадии развития зональные метаморфические преобразования гранулитовой и эклогитовой фаций происходили как в докембрии, так и в фанерозое (о чем говорят и данные обсолютного возраста включений [20]).

На позднем (платформенном) этапе континентальной стадии развития в пределах щитов продолжается дальнейший относительный подъем границ гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма,

верхней мантии континентов и зон рифтогенеза



сопровождающийся базификацией (отгонка SiO_2 и щелочей) с превращением двупироксеновых кристаллосланцев "базальтового" слоя в гранатовые перидотиты, гнейсов – в чарнокиты и эндербиты и затем в "апосиалические" эклогиты. Образующиеся эклогиты и гранатовые перидотиты отвечают верхней мантии с новой границей Мохоровичича, а чарнокиты и эндербиты – "базальтовому" слою. С тектоническими движениями при участии подкоровых флюидов на щитах связано и широкое развитие ретроградных гнейсов со своеобраз-

ной формацией редкометальных лейкогранитов, концентрирующих наименее подвижные из литофильных элементов, таких, как TR, Nb, Ta, Th.

На этом направленное развитие континентальной коры обычно заканчивается.

В случае рифтогенеза (рифтогенная стадия) происходит раскалывание континентов и раздвигание зрелой континентальной коры. Плоскости срыва закладываются, видимо, в верхней мантии, вблизи поверхности Мохоровичича и маркируются последовательной серией основных и ультраосновных-щелочных пород, заканчивающейся кимберлитами [21, 22]. При рифтогенезе из "апосиалических" эклогитов выплавляются континентальные толеиты-траппы с литофильной геохимической характеристикой (долериты Тасмании и Трансантарктических гор, Сибирской платформы) [4, 9], а из гранатовых перидотитов - низкокалиевые толеиты с низким Sr^{87}/Sr^{86}, формирующие океаническую кору. Ультрафамиты океанической мантии и офиолитов с низким содержанием Sr и высоким Sr^{87}/Sr^{86} отношением представляют собой рестит апосиалических эклогитов континентальной мантии.

Выводы

1. Вещественные неоднородности и различия слоев коры и верхней мантии современных континентов и океанов обусловлены осадочной, метаморфической и палингенной дифференциацией исходных пород базальтовой коры и протоплатформ, которая реализуется в периоды тектонической активности при формировании континентов и рифтогенезе.

Постоянно действующим фактором тепло-массо-переноса во всех глубинных процессах служит планетарный поток флюидов с H и C в качестве обязательных компонентов.

2. На всех этапах развития континента необратимый глубинный массообмен ведет к накоплению литофильных элементов в верхней коре и оснований - в нижней и в верхней мантии, с последовательным их вещественным преобразованием. При рифтогенезе из сформированных в континентальную стадию верхнемантийных слоев образуются толеитовая кора и ультрамафитовая верхняя мантия океанов. На океанической стадии дифференциация эндогенного типа проявлена ограниченно, а основное значение приобретает накопление осадочных продуктов.

3. Все магмы образуются как закономерные продукты в единой последовательности метасоматических, магматических и метаморфических процессов по механизму магматического замещения. Фракционное плавление, как один из процессов, в этом механизме не имеет определяющего влияния на состав и геохимию расплавов, ввиду их близости к составу плавящихся пород. Благоприятными тектоническими обстановками для образования геологически значимых по объему расплавов (андезитов, базальтов) являются пологие дислокации типа глубинных шарьяжей и надвигов.

4. Схема рассматривается как основа для количественного баланса главных и редких элементов при образовании современной коры и верхней мантии, определения доли глубинных и поверхностных источников и моментов поступления элементов в определенные геологические обстановки (таблица).

ABSTRACT

Transformation of crustal and mantle matter of the Phanerozoic continents as result of sedimentary, metamorphic and palingenetic differentiation are considered. Allochemical metamorphism and premagmatic metasomatism are suggested to serve as the factors of great importance. Differential migration of rock–forming and ore components, released at this proceses and moved in the columns of planetary fluids, is responsible for the real element distribution in the upper continental zones. Riftogenesis leads to the inverse effect: distruction of the sialic crust and appearance of basic and ultrabasic rocks on the earth's surface.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д.Х. Грин. Состав базальтовых магм, как критерий их возникновения при океаническом вулканизме. – В сб.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
2. Л.Л. Леонова, И.Т. Кирсанов. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). – Геохимия, 1974, № 6.
3. Ю.П. Масуренков. Проблема включений и возможности магматической петрологии. – Бюлл. вулканологических станций, 1974, № 50.
4. Г.В. Нистеренко, А.И. Альмухамедов. Геохимия дифференцированных трапов. М., "Наука", 1973.
5. В.С. Павленко, А.С. Павленко. Минералогия и петрохимия палингенного гранитообразования. – Геохимия, 1975, № 4.
6. А.С. Павленко, Л.В. Филиппов, Л.П. Орлова. Гранитоидные формации Центрально–Азиатского складчатого пояса. М., "Наука", 1974.
7. С. Тейлор. Геохимия андезитов. – В сб.: Распространенность элементов в земной коре. "Мир", 1972.
8. В.К. Утнасин, А.И. Абдурахманов, Г.И. Аносов, С.Т. Балеста, Ю.А. Будянский, Е.К. Мархинин, В.И. Федорченко. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. – Сов. геол., 1974, № 2.
9. Дж. Филпотс, С. Шнейтлицер. Генезис континентальных диабазов и толеитов. – В сб.: Распространенность элементов в земной коре. М., "Мир", 1972.
10. R.L.Armstrong. A model for the evolution of strontium isotopes in dynamic Earth. – Rev. Geophys. Space Phys., 1968, 6, N 12.
11. R.L.Armstrong. Isotopic and chemical constrains on models of magma genesis in volcanic ares. – Earth Planet. Sci. Lett., 1971, 12, N 1.
12. S.E.Church. Trace element abundances in ocean sediments and altered basalts – their implications for andesite genesis (abstract). – Trans. Amer. Geophys. Union, 1972, 53, N 4.

13. S.E.Church, G.R.Tilton. Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: bearing on andesite genesis. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 48, N 2.
14. S.E.DeLong. Distribution of Rb, Sr and Ni in ingneous rocks, central and western Aleutian islands, Alaska. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, 38, N 2.
15. K.S.Heier, Geochemistry of granulite facies rocks and problems of their origin. – Trans. Roy. Soc. Lond., 1973, A273.
16. K.S.Heier. A model for the composition of the depp continental crust. – Fortschritte Mineral., 1973–1974, 50.
17. P.Jakes, S.R.Taylor. Excess europium content in Precambrian sedimentary rock and continental evolution. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1974, 38, N 5.
18. M.Munos, L.Sugrodo. Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic ultramafic rocks from Canary Islands. – Contribs. Mineral. and Petrol., 1974, 44, N 2.
19. A.E.Ringwood. The petrological evolution of island are systems. – J.Geol. Soc., 1974, 130, N 3.
20. A.M.Stueber, M.Ikramubbin. Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts. – Geochim. Cosmohcim.Acta, 1974, 38, N 2.
21. H.S.Yoder. Akermanite – CO_2: relationship of melilite–bearing rocks to Kimberlite. – Carnegie Inst. Annual Rept. Dir. Geophys. Lab., 1972–1973. Washington, 1973.
22. H.S. Yoder. Melilit stability and paragenesis. – Fortschr. mineral., 1973, 50.

Л. С. БОРОДИН, Г. Н. МУХИТДИНОВ, А. А. ГАНЗЕЕВ

ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ ЩЕЛОЧНО-ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕОХИМИИ

Щелочно–гранитоидные породы наряду с другими типами щелочных пород (карбонатитами, нефелиновыми сиенитами) являются важным промышленным источником ниобия и целого ряда других элементов (Ta, TR, Zr), поэтому выяснение особенностей их размещения и выявления наиболее перспективных в отношении редких элементов массивов этих пород представляет важную практическую задачу. В последние годы наметились тенденции рассматривать пресыщенные кремнеземом щелочные породы в качестве одного из элементов гранитоидного магматизма [2, 7]. Однако характер размещения этих пород, особенно в областях молодого вулканизма, дает основание полагать существование определенной связи некоторых типов щелочно–гранитоидных пород со щелочным нефелин–сиенитовым и особенно со щелочно–базальтовым магматизмом.

Наиболее достоверная связь щелочно-гранитоидных пород со щелочно-базальтовым, а в ряде случаев и с фонолитовым магматизмом, устанавливается в пределах океанских провинций (о-ва Пасхи, Сокорро, Тутуила, Вознесения, Буве, Кергелен, Канарские и др.), где типовые комплексы пород представлены рядом от щелочных оливиновых базальтов через промежуточные трахи-базальты и муджиериты до конечных продуктов типа трахитов, кварцевых трахитов, натровых риолитов, пантеллеритов. Пресыщенные кремнеземом разности пород рассматриваются в этом случае, также как и фельдшпатоидные породы, в качестве дифференциатов щелочно-базальтовой магмы. Размещение щелочно-гранитоидных пород в пределах океанов, равно как и размещение всех типов щелочного магматизма, контролируется структурами планетарного масштаба (срединно-океанскими хребтами; глубинными разломами, пересекающими одновременно континентальные и океанские области, в том числе и срединно-океанские хребты; крупными поднятиями). Однако в целом в океанских провинциях щелочно-гранитоидные породы представляют собой довольно редкое явление, и обьем их по сравнению с другими дифференциатами щелочно-базальтовых серий невелик.

На континентах породы щелочно-гранитоидного состава распространены значительно шире и представлены вулканическими, вулканоплутоническими и гипабиссальными интрузивными комплексами, в ассоциации с которыми в некоторых провинциях отмечаются породы щелочно-базальтового (рифы Эфиопии и Грегори, грабен Осло, гардарские интрузии Южной Гренландии) и нефелин-сиенитового (Восточная Тува, Нью-Гемпшир) состава, в других - породы основного и фельшпатоидного состава встречаются крайне редко или отсутствуют совершенно, но отчетливо проявлена их связь с биотитовыми гранитами (Нигерийско-Нигерская, Восточно-Казахстанская).

В распределении щелочно-гранитоидных пород вулканических, вулкано-плутонических и интрузивных комплексов на континентах отмечается довольно закономерная приуроченность к жестким консолидированным сооружениям платформенного типа, длительное время испытывавшим сводовые поднятия. В пределах этих участков земной коры их размещение контролируется зонами активизации, трассируемыми грабенообразными и рифтовыми впадинами и поясами глубинных разломов, нередко наследующих структурный план древних ослабленных зон по границам в разной степени консолидированных структур.

В особую группу щелочно-гранитных образований следует выделить метосамотические кварц-полевошпатовые породы со щелочными темноцветными минералами зон региональных разломов в пределах консолидированных складчатых областей (Малави, Африка; Виго, Испания; Восточная Сибирь СССР и ряд других районов), не обнаруживающих признаков связи с какими-либо магматическими породами. Имеющиеся данные по щелочным метасоматитам гранитоид-

ного состава свидетельствуют о приуроченности их к тектоническим структурам линейного характера, располагающимся на стыках жестких блоков (платформ, срединных массивов) с обрамляющими зонами складчатости, подвергшимися реактивизации и обладающими признаками долгоживущих разломов. В пределах таких тектонических структур отмечается приуроченность щелочно-гранитных метасоматитов к участкам с наиболее интенсивно проявленным метаморфизмом, достигающим амфиболитовой фации и сопровождающимся явлениями магматизации и гранитизации [1, 6].

Со щелочными кварц-полевошпатовыми метасоматитами не следует отождествлять щелочно-метаморфические породы - рибекитовые и эгириновые железорудные сланцы - докембрийских железистых формаций типа Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, образование которых, по-видимому, обусловлено метаморфизмом изначально обогащенных железом осадочных пород.

Среди пород щелочно-гранитоидных комплексов океанских и континентальных провинций, ассоциирующих со щелочными базальтами, ведущая роль принадлежит фаялит-диопсид-геденбергитовым и фаялит-арфведсонитовым разностям эффузивных и интрузивных пород, а парагенезисы с рибекитом и эгирином фиксируются лишь в основной массе вулканитов и в небольшом масштабе в реакционных комплексах замещения интрузивных пород. В апикальных участках вулкано-плутонических и гипабиссальных массивов щелочно-гранитного состава, ассоциирующих с биотитовыми гранитами, наряду с высокотемпературными фаялит-арфведсонитовыми и арфведсонитовыми разностями гранитоидов, часто широко распространены низкотемпературные альбит-рибекит-эгириновые (иногда с биотитом) фации пород со значительным количеством акцессорных редкометальных минералов (пирохлора, колумбита, циркона, гагаринита).

В гранитоидных щелочных метасоматитах зон региональных разломов развиты исключительно низкотемпературные альбит-биотит-рибекитовые и альбит-рибекит-эгириновые типы пород, сходные по набору и содержанию редкометальных минералов с низкотемпературными фациями пород предыдущей группы.

В таблице суммированы имевшиеся в нашем распоряжении собственные и опубликованные данные по редким элементам в щелочно-гранитоидных породах, сгруппированные в четыре колонки в соответствии с предложенным нами ранее делением их на типы [4]. В первой из них объединены вулканиты пантеллиретового и комендитового состава и рибекит-эгириновые граниты океанских и континентальных провинций щелочно-базальтоидной формации, ассоциирующие со значительными объемами щелочно-базальтовых (щелочно-габброидных) пород. Во второй группе объединены щелочные эффузивные и интрузивные кислые породы собственно щелочно-гранитоидной формации, представленные вулкано-плутоническими и гипабиссальными массивами арфедсонит-рибекитовых и биотитовых гранитов; в виде самостоятельной подгруппы в этой формации выде-

Таблица

Содержания некоторых редких элементов в различных типах щелочно-гранитоидных пород

Элементы	Щелочно-гранитные породы, ассоциирующие со щелочными базальтами		Щелочно-гранитные породы без признаков связи со щелочными базальтами				Щелочно-метаморфические породы	
			магматические		метасоматические			
	N*	$\bar{x}$ (г/т)	N	$\bar{x}$ (г/т)	N	$\bar{x}$ (г/т)	N	$\bar{x}$ (г/т)
Nb	13	148	12	64	17	439	4	19
Ta	10	5,5	5	5,6	13	33,2	4	0,2
Zr	14	1140	17	1210	14	3000	4	50
Hf**	3	6,5	14	16,0	9	55,3	-	-
TR_2O_3	Нет данных		8	483	10	1700	4	35
Be	6	5,9	12	8,0	10	19,1	4	0,7
Li	14	41,7	33	66,5	25	207	4	7
Rb	19	187	34	240	26	551	4	15
Cs**	3	1,8	16	3,0	12	6,0	4	0,4

Примечания. * N – число объектов, данные по которым привлекались для выведения средних величин. Всего использовано анализов: Nb – 300; Ta – 200; Zr – 400; Hf – 40; TR – 100; Be – 200; Li – 550; Rb – 550; Cs – 70.
** – только на материале СССР.

ляются разнообразные метасоматиты массивов щелочно-гранитных пород и зон региональных разломов. В четвертой колонке для сравнения приведены данные по рибекитовым и эгириновым сланцам из формаций железистых кварцитов.

Как следует из данных таблицы, резкие различия в концентрациях примесей редких элементов проявлены между щелочно-метаморфической, с одной стороны, и всеми остальными формациями – с другой. Концентрация всех анализированных элементов, за исключением ниобия в щелочно-метаморфических породах, намного ниже кларка осадочных пород по А.П. Виноградову. Это свидетельствует по меньшей мере об отсутствии привноса редких элементов при щелочном преобразовании толщ железистых кварцитов. Возможно, обедненность этих пород примесными элементами объясняется процессом нормальной гранитизации изначально необычных, обогащенных железом и обедненных алюминием, осадочно-метаморфических горных пород [5].

Магматические породы базальтоидной и собственно гранитоидной формации характеризуются весьма высокими и близкими концентрациями ниобия, тантала, циркония, редкоземельных элементов. В соответствии с принятой классификацией редкие элементы

можно разделить на "ювенильную" и "коровую" группы [3], что дает право утверждать, что щелочно-гранитные породы двух магматических формаций обогащены элементами, имеющими, по-видимому, ювенильное происхождение. В то же время представляет несомненный интерес относительная обогащенность пород щелочно-гранитоидной формации элементами "коровой" группы – литием, рубидием, цезием, бериллием. Факт этот находится в соответствии с большей долей участия корового материала при формировании континентальных щелочно-гранитных образований по сравнению с океаническими, непосредственно связанными с щелочными базальтоидами.

В настоящее время мы еще не можем использовать редкие элементы ювенильной группы для разделения магматических образований щелочно-базальтоидной и щелочно-гранитоидной формаций (за недостатком аналитических данных). Редкие же элементы коровой группы, и особенно редкие щелочные металлы, являются отчетливыми индикаторами формационного положения изверженных щелочных пересыщенных кремнеземом пород.

Особое генетическое положение метасоматических щелочно-гранитных пород обусловливает их исключительную обогащенность всеми без исключения редкими элементами. Максимальные концентрации ниобия, тантала, циркония, гафния, редкоземельных элементов, лития, рубидия, цезия, бериллия, превышающие уровень кларков кислых пород в 5–10 раз, имеют не только теоретический интерес. В данном случае редкие элементы играют роль индикаторов и могут образовать значительные промышленные концентрации.

Таким образом, появление щелочных пресыщенных кремнеземом пород магматического происхождения генетически связано с процессами глубинного щелочно-базальтоидного и одновременно корового гранитоидного магмаобразования. Вся эта группа пород принадлежит по определению Л.С. Бородина к "гибридным" щелочным образованиям, возникшим при совместном участии глубинного и корового источников вещества. Однако в соответствии с преобладанием того или иного источника предлагается выделять формации: щелочно-базальтоидную и собственно щелочно-гранитоидную.

Среди метасоматических образований со щелочными темноцветными породообразующими минералами выделяются: формация гранитоподобных щелочных метасоматитов, в формировании которых значительную роль играют ювенильные растворы, и формация железорудных щелочных сланцев, генетически связанная с процессом нормальной гранитизации.

Способ формирования тех или иных щелочно-гранитоидных формаций достаточно четко отражается на их редкометальной геохимической характеристике. Это позволяет использовать редкие элементы как индикаторы формационного положения рассматриваемой группы геологических образований.

ABSTRACT

Geological data bear eitness about the connection of alkaline granitoid rockswith alkaline–basaltic and phonolitic (nepheline–syenitic) rocks, biotitic granitoids (magmatic and metasomatic varieties of alkaline–granitoid rocks are marked out); besides that metasomatic quartz–feldspathic rocks with alkaline dark–coloured minerals not displaying some genetic relationships with any magmatic rocks are distinguished. Concentrations of rare elements (with the exeeption of niobium) are substantially lower in rocks of the alkaline–metasomatic formation then in the other three formations. Geochemical data for magmatic rocks point to the participation in the formation of alkaline– granitoid rocks of a matter of abyssal and crustal origin. According to the prevalence of some source it is suggested to mark out the alkaline–basaltoid and the proper alkaline–granitoid formations.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ф.Р. Апельцин, В.С. Кудрин. Особенности методики детального картирования и геологической оценки редкометальных месторождений, связанных с щелочным метасоматозом в среде метаморфических толщ. М., 1972.
2. А.А. Беус, Э.А. Северов, А.А. Ситнин, К.Д. Субботин. Альбитизированные и грейзенезированные граниты (апограниты). М., Изд–во АН СССР, 1962.
3. Л.С. Бородин, Е.Д. Осокин. Закономерности распределения редких элементов как критерий глубинности (ювенильности) щелочных магм. – В сб.: Доклады I. Междунар. геохим. конгресса, т. 1, М., 1972.
4. Л.С. Бородин, Г.Н. Мухитдинов, И.А. Нечаева, А.А. Ганзеев. Главнейшие формационные типы щелочно–гранитоидных пород. – В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., "Недра", 1975.
5. А.А. Ганзеев. Редкие элементы в щелочных метасоматитах Кривого Рога и КМА. – Докл. АН СССР, 1973, 212, № 3.
6. М.С. Дюфур, В.А. Попова, В.С. Павленко. Зональность метаморфических, метасоматических и палингенных пород восточной части Центрального Памира. – Докл. АН СССР, 1968, 181, № 1.
7. Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., "Недра", 1972.
8. М.И. Тулохонов. Геологическая обстановка местоположения щелочных метасоматитов.– Записки Забайкальск. ф–ла Геогр. об–ва СССР, 1971, вып. 61.

Б. Г. ЛУТЦ, Е. В. ФРАНЦЕССОН

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КИМБЕРЛИТОВ И ИХ СРАВНЕНИЕ С УЛЬТРАОСНОВНЫМИ И ОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ

В геологической литературе давно дискутируется вопрос классификационной принадлежности кимберлитовых пород. Как известно, А.Н. Заварицкий [6] и Г.М. Гапеева [4] предлагали относить кимберлиты к группе щелочных базальтоидов. Большинство же исследователей считает их эффузивным аналогом слюдяного перидотита [18, 5]. Действительно, существенно оливиновый состав и низкое содержание глинозема заставляют сопоставлять кимберлиты с ультрабазитами, но высокое содержание щелочей и титана отличает их от типичных ультрабазитов и сближает кимберлиты с базальтами.

Авторы доклада попытались сравнить кимберлиты с типичными ультрабазитами и базальтами по распределению в них малых элементов, предполагая, что геохимические данные должны внести ясность в обсуждаемый дискуссионный вопрос.

В таблице приведен средний состав кимберлитов и содержания малых элементов. Средний состав подсчитан по многочисленным оригинальным анализам кимберлитов, сделанных в аналитических лабораториях ИМГРЭ и ЦНИГРИ. Использованы также литературные данные [2, 3, 1, 7, 21–23, 9, 14, 17].

Средний состав кимберлитов Южной Африки подсчитан согласно данным [24–30].

Учитывая, что кимберлитовая магма выплавляется в верхней мантии на глубине свыше 100 км, ее состав прежде всего интересно сравнить с мантийными представителями ультраосновных пород – гранатовыми шпинелевыми перидотитами и альпинотипными гипербазитами. Из базальтов в сравнительный анализ следует привлечь континентальные толеиты, щелочные оливиновые базальты и калиевые базальты. Средние данные по геохимии перечисленных ультрабазитов и базальтов взяты из работы [16].

Как это принято в геохимических работах, сравнение кимберлитов с ультрабазитами и базальтами удобно проводить не по абсолютным содержаниям элементов, а в величинах, нормированных по хондриту, при этом следует рассматривать группы химических элементов, близких по своим свойствам.

На фиг. 1 показано распределение щелочных элементов в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах. На диаграмме можно видеть, что типичные ультрабазиты характеризуются низкими содержаниями щелочей и распределение последних близко к хондритовому. Для кимберлитов, наоборот, характерно высокое содержание щелочей, причем в кимберлитах, как и в щелочных базальтах, фиксируется резкое, многократное накопление наиболее щелочных элементов – K, Rb, Cs, причем тем больше, чем выше щелочные свойства эле-

Таблица

Средний химический состав кимберлитов

Компоненты	Сибирь		Южная Африка
	среднее содержание	пределы колебаний	среднее содержание
SiO_2*	27,64	–	34,73
TiO_2	1,26	–	1,25
Al_2O_3	3,17	–	2,88
Fe_2O_3	5,40	–	6,10
FeO	2,75	–	3,13
MgO	24,31	–	31,41
CaO	14,13	–	5,79
Na_2O	0,28	–	0,21
K_2O	0,64	–	0,90
P_2O_5	0,55	–	3,64
CO_2	10,84	–	–
П.п.п.	7,89	–	9,20
Na(%)	0,164	0,02–1,0	0,155
K(%)	0,53	0,1–2,0	0,82
Rb**	26	7–140	30
Cs	30	–	6,0
Sr	710	200–2170	460
Ba	1100	300–2500	660
Y	8,0	–	10,0
La	20,5	18,0–23,6	80,2
Ce	50,2	44,0–60,0	138,0
Pr	5,3	3,8–8,1	16,4
Nd	18,5	12,3–25,7	74,3
Sm	2,6	1,8–3,3	10,1
Eu	0,3	0,1–0,9	2,3
Gd	1,7	1,0–4,3	6,5
Tb	0,2	0,1–0,9	0,53
Dy	0,7	0,3–1,4	4,18
Ho	0,2	0,1–0,2	0,53
Er	0,4	0,1–1,4	1,37
Tm	–	–	0,23
Yb	0,5	0,2–1,0	1,28
Lu	–	–	0,20
ΣTR	110	100–640	346
Ti	7850	500–19000	14000
Zr	260	140–500	4000
Hf	3	–	–
Li	20	4–140	20

Таблица (окончание).

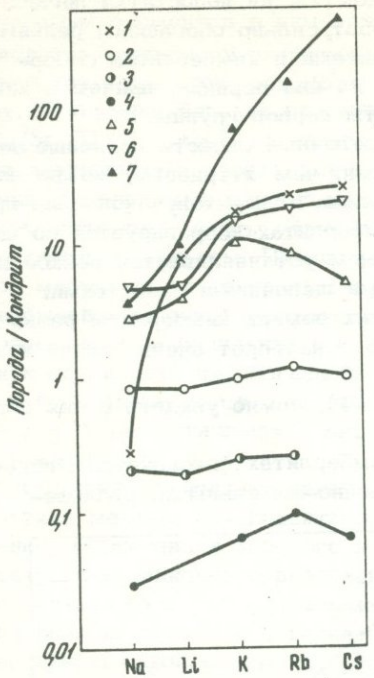
Компоненты	Сибирь		Южная Африка
	среднее содержание	пределы колебаний	среднее содержание
Nb	98,4	35-250	240
Ta	6,4	1,7-13	9
Sc	20	4-55	20
V	140	17-450	140
Cr	960	25-1600	1200
Mn	1100		1200
Co	80	20-220	75
Ni	700	15-2100	1300
Ag	0,10	-	-
Pb	35	6-50	20
Cu			100
Zn	145	-	-
Sn	9	1-23	-
Mo	3,5	0,5-8	-

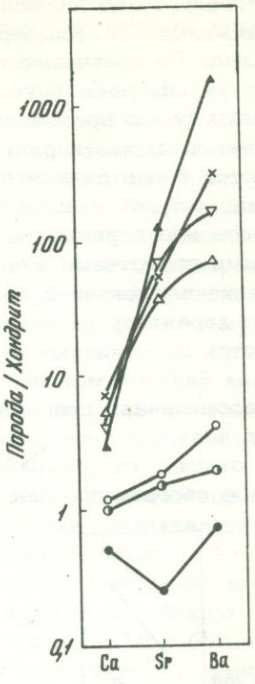
* Окислы даны в вес.%
**Элементы - в г/т.

мента. На диаграмме кимберлитовая кривая располагается в поле базальтовых линий, между кривыми щелочных оливиновых базальтов и калиевых базальтов. Сравнивая кимберлиты с породами мантийного субстрата - гранатовыми перидотитами, можно прийти к выводу, что при выплавлении кимберлитов происходит сильнейшая экстракция щелочей, причем тем больше, чем выше щелочные свойства элемента.

По сравнению с ультрабазитами (рис. 2) кимберлиты содержат повышенные количества щелочно-земельных элементов, причем сильные основания - стронций и барий - накапливаются в кимберлитах в многократной степени. На диаграмме кривая, построенная по кимберлитовым точкам, попадает в поле базальтовых линий и очень сильно удалена от ультраосновных пород, т.е. характер накопления щелочно-земельных элементов в кимберлитах базальтовый, а не ультрабазитовый.

На рис. 3 приведен характер распределения радиоактивных элементов - тория и урана. Как и на предыдущих диаграммах, кимберлиты занимают промежуточное положение между щелочными оливиновыми и калиевыми базальтами. В отличие от ультрабазитов кимберлиты сильно обогащены радиоактивными элементами - ураном





Фиг. 1. Диаграмма распределения щелочных элементов в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

1 – кимберлиты, *2* – гранатовые перидотиты, *3* – шпинелевые перидотиты, *4* – альпинотипные гипербазиты, *5* – континентальные толеиты, *6* – щелочные оливиновые базальты, *7* – калиевые базальты

Фиг. 2. Диаграмма распределения щелочноземельных элементов в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

Условные обозначения см. фиг. 1

и особенно торием. В ряду щелочно–кислотных свойств торий обладает более основными свойствами. Можно полагать, что на этой диаграмме, как и на предыдущих, распределение урана и тория в кимберлитах и базальтах коррелируется со щелочными свойствами элементов. Эффект накопления более основного тория проявился в кимберлитах столь сильно, что кимберлиты отличаются аномально высоким отношением $Th/U > 6$, необычным не только для ультраосновных, но и для основных пород.

Ультраосновные породы характеризуются низкими содержаниями редких земель (рис. 4), для них устанавливается хондритовый характер их распределения, т.е. в ультрабазитах относительно сред–

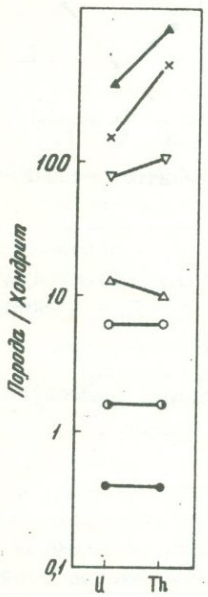
него хондрита не наблюдается ни избытка, ни недостатка легких или тяжелых TR. Кимберлиты, наоборот, сильно обогащены редкими землями. По сравнению с ультрабазитами в кимберлитах содержание редких земель увеличивается на два порядка, причем в кимберлитах резко преобладают элементы первой группы.

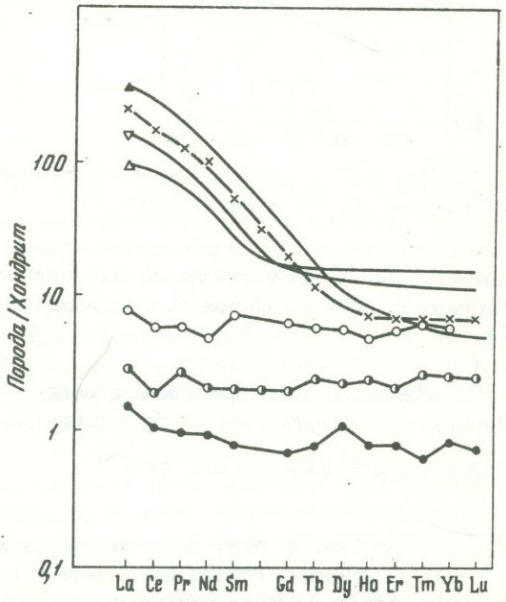
Учитывая, что в ряду кислотно-щелочных свойств цериевые земли являются более сильными основаниями, чем иттриевые, можно полагать, что, как и в предыдущих группах элементов, накопление преимущественно цериевых земель в кимберлитах коррелируется со щелочными свойствами элементов, причем устанавливается резкое накопление элементов с более сильными щелочными свойствами.

По характеру распределения редких земель кимберлиты резко отличаются от типичных ультрабазитов и наоборот очень близки к щелочным базальтам.

Рассматривая диаграммы (фиг. 1–4), можно увидеть в них ряд общих черт.

В отличие от ультрабазитов в кимберлитах фиксируется многократное обогащение щелочными, щелочно-земельными, редкозе-





Фиг. 3. Диаграмма распределения радиоактивных элементов в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

Условные обозначения см. фиг. 1

Фиг. 4. Диаграмма распределения редкоземельных элементов в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

Условные обозначения см. фиг. 1

мельными и радиоактивными элементами. Накопление рассматриваемых элементов в кимберлитах коррелируется прежде всего с кислотно-щелочными свойствами элементов; чем выше щелочные свойства элементов, тем больше они обогащают кимберлитовую магму. Отношения близких по своим свойствам элементов (K/Na, K/Rb, Ba/Sr, Th/U, La/Yb)для кимберлитов характеризуются аномальными значениями и всегда смещены в пользу элемента с более высокими щелочными свойствами. По распределению рассматриваемых элементов кимберлиты отличаются от ультрабазитов и близки к щелочным базальтам. По-видимому, при выплавлении кимберлитовой магмы из ультраосновного мантийного субстрата происходит необычайно сильная экстракция щелочных, щелочноземельных, редкоземельных и радиоактивных элементов с многократным (в десятки и сотни раз) их обогащением. Так как накопление этих элементов не коррелируется с изменением главных петрогенных элементов, то в петрологической литературе их называют некогерентными элементами.

Обычные объяснения накопления некогерентных элементов сводятся к механизмам гравитационного разделения, селективного плавления, ассимиляции корового материала. Следует сказать, что эффекту гравитационного разделения противоречит накопление не только легких, но и тяжелых элементов. Механизм селективного плавления вряд ли способен объяснить поведение пары U–Th с более интенсивным накоплением в расплаве тугоплавкого тория. Ассимиляцией корового материала также нельзя объяснить специфический состав кимберлитов. Ассимиляция прежде всего оказалась бы в распределении главных компонентов и обогащенности кимберлитов кремнеземом, что не наблюдается. Кроме того, геохимические отношения K/Na, K/Rb, Ba/Sr, Th/U, La/Yb в кимберлитах оказываются аномальными, что резко отличает кимберлиты не только от ультрабазитов, но и от обычных коровых пород.

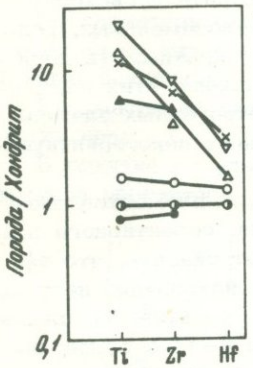
Учитывая тот факт, что обогащение кимберлитов и базальтов некогерентными элементами неизменно коррелируется со щелочными свойствами элементов (эффективность накопления более сильных оснований неизменно усиливается, см. фиг. 1–4), а также учитывая резкую обогащенность газовой составляющей кимберлитов водородом, авторы полагают, что накопление некогерентных элементов можно объяснить механизмом кислотного выщелачивания [12, 13]. Сущность этого механизма заключается в том, что магматические растворы, обогащенные восстановленными формами летучих компонентов (H_2, CO), обладают высокой кислотностью и, реагируя с породами мантийного субстрата, выщелачивают элементы, занимающие в ряду кислотно-основных свойств наиболее щелочную позицию. Магматический расплав выщелачивает из мантийных пород сильные основания – щелочные, щелочно-земельные, редкоземельные и радиоактивные элементы. Кислотное выщелачивание усиливается с глубиной, следствием чего является смещение таких

показательных отношений, как K/Rb, Ba/Sr, Th/U для наиболее глубинных магм.

Таким образом, сильная обогащенность кимберлитовой магмы щелочными, щелочно-земельными, редкоземельными и радиоактивными элементами объясняется процессом кислотного выщелачивания мантийного вещества.

Распределение следующих – когерентных элементов уже иное. Их поведение можно объяснить механизмом селективного плавления.

Так, в следующей группе элементов – Ti, Zr, Hf, Nb, Ta – устанавливаются несколько другие соотношения. По сравнению с



Фиг. 5. Диаграмма распределения титана, циркония и гафния в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

Условные обозначения см. фиг. 1

ультрабазитами в кимберлитах и базальтах фиксируется обогащение титаном, цирконием и гафнием (фиг. 5), но эффект накопления этих элементов в глубинных магмах невелик и коррелируется не с кислотно-основными свойствами элементов, а с такими их качествами как легкоплавкость – тугоплавкость. Сравнивая кимберлиты и гранатовые перидотиты, можно заметить, что отношение Ti/Zr в кимберлитах, относительно мантийного, смещено не в пользу более основного циркония, а в пользу более легкоплавкого титана. При этом можно видеть, что если на предыдущих диаграммах породы неизменно располагались в порядке увеличения их щелочности (толеит, щелочной оливиновый базальт, кимберлит, калиевый базальт), то на рис. 5 этот порядок нарушается. Располагаясь в середине периодической системы, титан, цирконий, гафний, по-видимому, индифферентны к кислотно-щелочной обстановке и их поведение при выплавлении определяется эффектом селективного плавления.

Аналогичным образом ведут себя ниобий и тантал. При сравнении кимберлитов с мантийными ультраосновными породами можно заметить, что кимберлиты обогащены главным образом ниобием, тогда как концентрации тантала увеличиваются незначительно, а в отдельных случаях не превышают содержаний в ультраосновных породах. Это приводит к сильному увеличению ниобий-танталового отношения в кимберлитах по сравнению с ультраосновными породами. В ряду кислотно-основных свойств элементов тантал является более основным, но ниобий более легкоплавок. Смещение в кимбер-

литах ниобий–танталового отношения в пользу ниобия свидетельствует о том, что процесс накопления этих элементов управляется механизмом селективного выплавления. Если допустить, что небольшие объемы кимберлитовой магмы образуются при частичном плавлении гранатовых перидотитов, то можно считать, что ниобий и тантал ведут себя как типичные когерентные элементы. Они обогащают кимберлитовую магму, при этом легкоплавкий ниобий переходит в расплав в большей степени, чем тугоплавкий тантал.

По распределению титана, циркония, гафния, ниобия и тантала кимберлиты похожи на базальты и отличаются от типичных ультраосновных пород.

Рассмотрим теперь распределение в кимберлитах элементов группы железа (Sc, V, Cr, Co, Ni). В отличие от типичных базальтов, кимберлиты характеризуются повышенными содержаниями этих элементов, что сближает их с ультрабазитами.

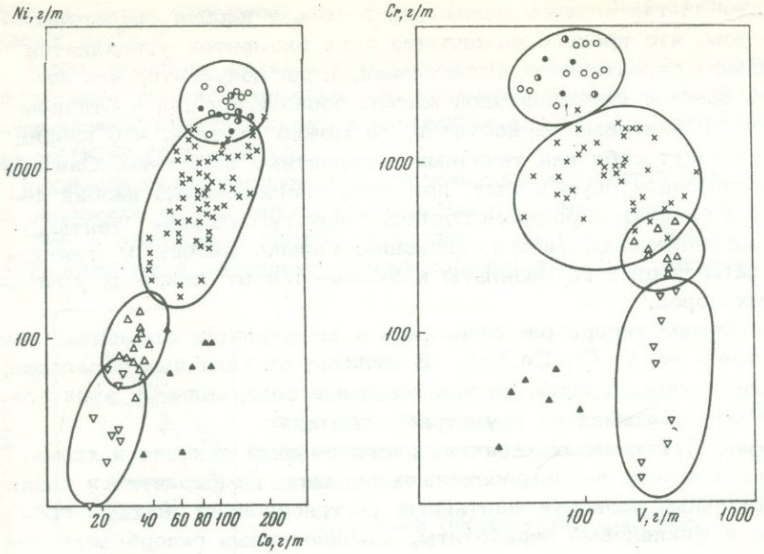
На фиг. 6,7 показан характер распределения ванадия и хрома, кобальта и никеля в ультраосновных породах, кимберлитах и базальтах. Отдельные разности мантийных ультраосновных пород – гранатовые и шпинелевые перидотиты, альпинотипные гипербазиты содержат примерно одинаковые количества ванадия, хрома, кобальта, никеля. Как видно из рис. 6, по сравнению с ультрабазитами кимберлиты несколько обогащены ванадием и в этом отношении похожи на базальты, но от типичных базальтов их отличает повышенное содержание хрома. На диаграмме отчетливо видно промежуточное положение кимберлитов между ультрабазитами и базальтами. Такое же промежуточное положение кимберлиты занимают и по распределению кобальта и никеля (рис. 7).

Столь же невелики различия кимберлитов от ультраосновных пород по распределению халькофильных элементов. Так, кимберлиты и гранатовые перидотиты содержат примерно одинаковое количество золота и серебра [8]. Количество свинца, цинка, молибдена в кимберлитах оказывается чуть повышенным.

Таким образом, среди когерентных элементов, поведение которых согласуется с механизмом селективного выплавления, можно выделить подгруппу относительно легкоплавких, которыми кимберлитовая магма несколько обогащена по сравнению с мантийными перидотитами (Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Mn, Pb, Zn); подгруппу индифферентных элементов, содержание которых в кимберлитах и ультрабазитах одинаково (Sc, Au, Ag), и, наконец, подгруппу тугоплавких элементов (Cr, Co, Ni), которыми кимберлитовая магма бедна.

Возвращаясь к проблеме, сформулированной в начале доклада и касающейся положения кимберлитов среди ультраосновных и основных пород, следует сделать следующие выводы.

По геохимическим особенностям распределения малых элементов кимберлиты резко отличаются от ультраосновных пород. В отличие от типичных ультрабазитов кимберлиты очень сильно, в многократной степени обогащены щелочными, щелочноземельными, редкоземельными и радиоактивными элементами. Показательные геохими-



Фиг. 6. Диаграмма распределения ванадия и хрома в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

Условные обозначения см. фиг. 1

Фиг. 7. Диаграмма распределения кобальта и никеля в кимберлитах, ультрабазитах и базальтах

Условные обозначения см. фиг. 1

ческие отношения K/Na, K/Rb, Ba/Sr, Th/U в кимберлитах резко отличаются от ультрабазитов и наоборот близки к щелочным базальтам. Особенности распределения Ti, Zr, Hf, Nb, Ta также сближают кимберлиты с базальтами, а не с ультрабазитами. Основываясь на таком бесспорном геохимическом сходстве базальтов и кимберлитов, последние следует относить к базальтоидной группе пород.

Однако в отличие от типичных базальтов кимберлиты содержат и несколько повышенные количества тугоплавких элементов – Cr, Co, Ni.

Авторы полагают, что кимберлитовая магма начинает выплавляться в мантии на глубине 150–200 км, как силикатная жидкость щелочного калиевого базальтоида. В силу каких-то особых причин не происходит полного обособления и отделения этой базальтовой жидкости от тугоплавкого перидотитового остатка, часть его захватывается магмой и выносится на поверхность. Это обстоятельство обусловливает промежуточное положение кимберлитов между базальтами и ультрабазитами по распределению сидерофильных элементов и согласуется с наличием обильных включений мантийных ультраосновных пород.

Выявленные геохимические особенности кимберлитов, особенно аномальные показательные отношения ряда элементов, могут быть использованы для решения практических проблем – разработки основ геохимических поисков кимберлитовых тел.

ABSTRACT

A distinct geochemical specialization is characteristic of kimberlites, their composition differs from ultrabasic rocks (garnet and spinel peridotites, alpine–type and oceanic ultrabasites) and approaches the composition of alkaline basalts. According to geochemical peculiarities are marked out: 1) the group of incoherent elements – K, Rb, Li, Cs, Ba, Sr, Th, U, TR, in which the kimberlite magma in comparison to the ultrabasic mantle rocks is enriched in a multiple degree and 2) the group of coherent elements; among the latter stand out relatively fusible (Ti, Zr, Nb, Ta, V, Mn), in which kimberlites are slightly enriched, indifferent (Sc, Au, Ag) and refractory ones (Cr, Ni, Co), in which kimberlites are depleted. For the explanation of the accumulation of incoherent elements a mechanism of abyssal acidic leaching and for coherent ones – a mechanism of selective fusion are suggested.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.А. Благулькина. О распределении некоторых рассеянных и редких элементов в кимберлитах различных петрохимических типов. – Геохимия, 1971, № 5.
2. В.В. Бурков, К.К. Подпорина. О редких элементах в кимберлитовых породах. – Докл. АН СССР, 1965, 163, № 1.
3. В.В. Бурков, К.К. Подпорина. Первые данные о редких землях в кимберлитовых породах. – Докл. АН СССР, 1966, 171, № 4.
4. Г.М. Гапеев. Положение кимберлитов в генетической классификации горных пород. – Бюлл. МОИП, 1958, № 1.
5. А. Дю Тойт. Геология Южной Африки. ИЛ, 1957.
6. А.Н. Заварицкий. Изверженные горные породы. М., Изд–во АН СССР, 1955.
7. Ф.В. Каминский. Геохимия микроэлементов кимберлитовых и родственных им пород. – Междунар. геохим. конгресс, тезисы докл. М., 1971.
8. Ф.В. Каминский, Е.В. Франтессон. Золото в кимберлитовых породах и ультраосновных включениях. – Геохимия, 1974, № 5.
9. А.А. Лебедев–Зиновьев, И.П. Илунин. Щелочные элементы в кимберлитах Якутии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 8.
10. В.А. Литинский. Содержание Ni, Cr, Ti, Nb и некоторых других элементов в кимберлитах. – Геохимия, 1961, № 9.
11. И.П. Илупин, Б.Г. Лутц. Химический состав кимберлитов и вопросы происхождения кимберлитовой магмы. – Сов. геол., 1971, № 6.
12. Б.Г. Лутц. Верхняя мантия Земли и формирование коры континентов. – Вестник АН СССР, 1973, № 10.
13. Б.Г. Лутц. Некогерентные элементы в магмах глубинного генезиса и в мантийном субстрате. – Бюлл. МОИП, 1974, № 2.

14. Б.Г. Лутц, И.Г. Минеева. Уран и торий в кимберлитах Сибири. – Геохимия, 1973, № 9.
15. Б.Г. Лутц, В.С. Гладких, И.К. Пятенко, М.К. Викторова. К распределению ниобия и тантала в ультраосновных включениях в связи с вопросом их генезиса. – Сов. геол., 1974, № 9.
16. Б.Г. Лутц. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М., "Наука", 1975.
17. В.К. Маршинцев, Л.С. Сукнева. Скандий в минералах и породах кимберлитовых тел Якутии. – Геохимия, 1970, № 12.
18. В.С. Соболев. Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, острова Борнео и Северной Америки. Госгеолтехиздат, 1951.
19. О.Л. Ставров, А.В. Уханов. Шелочные элементы и фтор в породах и минералах мантии. – Геохимия, 1971, № 3.
20. А.В. Уханов. Никель в ультраосновных включениях из кимберлитовых трубок Северной Якутии. – Геохимия, 1968, № 12.
21. А.В. Уханов. К геохимии хрома и верхней мантии. – Геохимия, 1970, № 9.
22. А.В. Уханов. Включения ультраосновных пород в кимберлитах. Междунар. геохим. конгресс, тезисы докл. М., 1971.
23. А.В. Уханов, И.Ф. Пчелинцева. Содержание золота в перидотитовых и эклогитовых включениях из кимберлитовой трубки "Обнаженная". Геохимия, 1972, № 2.
24. I.B.Dawson. Basutoland kimberlites. – Bull. Geol. Soc. Amer.,1962, 73, N 5.
25. W.D.Ehman, F.V.Rebagay. Zr and Hf in Meteorites. – Geochim. Cosmochim. Acta, 1970, 34.
26. J.J.Gurney, G.W.Berg. Observations on caesium enrichment and the K/Rb/Cs relationship in eclogites from South Africa. – Nature, 1966, 210, N 5040.
27. P.G.Harris, A.K.Middlemost. The evolution of kimberlites. Litos, 1971, 3.
28. W.J.Mauton, M.Tatsumoto. Isotopic composition of Pb and Sr in nodules from Roberts Victor. – Trans. Am. Geophis. Union 1969, 50, N 4.
29. R.H.Mitchell, J.H.Crocket. The isotopic composition of Sr in some South Africa kimberlites. – Contrib. Min. and Petrol. 1971, 30, N 4.
30. A.M.Styber, G.G.Goles. Abundances of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 1.

МИНЕРАЛОГИЯ

В. С. БАЛИЦКИЙ, Н. Н. МОЗГОВА, Н. А. ОЗЕРОВА, Б. А. ДОРОГОВИН, В. В. КОМОВА

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САМОРОДНОЙ СУРЬМЫ И АНТИМОНИТА И ИХ СРАСТАНИЙ В СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ (ПО АНАЛИЗУ ВКЛЮЧЕНИЙ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ)

Как известно, основным промышленным минералом сурьмы является антимонит, который образуется в условиях низких и средних температур рудного процесса, хотя высказывались соображения и о возможности более высокотемпературного его образования – близкого точке плавления Sb_2S_3 [14].

Самородная сурьма является редким образованием. Она отмечается в незначительных количествах в различных по составу месторождениях: мышьяковых, золоторудных, серебряных, свинцово-цинковых и даже пегматитовых. В некоторых из них ее спутником является антимонит. Оба минерала образуются в позднюю, сурьмяную стадию рудообразования и иногда встречаются в срастаниях. При этом в одних случаях антимонит выделяется раньше сурьмы [6, 13], в других – можно полагать, что сурьма замещается антимонитом [12]. Обычно проявления сурьмы рассматривались как низкотемпературные образования, часто гипергенные, хотя П. Рамдор не исключал для некоторых из них высокотемпературное происхождение [8, 11]. Значительные температуры образования срастаний сурьмы и антимонита можно предположить из описания О.Эдмана [15] по ниобий-танталовым пегматитам Варутреск в Швеции. По его мнению, самородная сурьма образовалась под воздействием остаточных пегматитовых растворов на стибиотанталит, при этом часть сурьмы соединялась с серой и образовывала антимонит.

В собственно сурьмяных месторождениях выделения самородной сурьмы обычно также редки и незначительны. Исключением является месторождение Бузен Хиллс на острове Борнео, где содержание самородной сурьмы является промышленным, хотя основным сурьмяным минералом остается антимонит, и месторождение Сейняйоки в Финляндии; в последнем в отдельных рудных участках сурьма составляет 80–90% от общего количества этого металла. В этом отношении месторождение является уникальным. Образование здесь самородной сурьмы связывается с действием высокотемпературных, пневматолито-гидротермальных растворов при дефиците серы в рудообразующих растворах [16]. Этот вывод основывается на химическом составе сурьмы, содержащей 3,2% As, что для равновесных условий отвечает температуре кристаллизации 630°С [17]. Что касается антимонита, то по мнению В. Пааконена он является одним из поздних рудных минералов.

Поскольку формирование заметных скоплений самородной сурьмы представляет весьма интересное явление, важное в промышленном отношении, а соображения о высокотемпературном ее образовании

весьма дискуссионны, мы провели комплекс исследований, чтоб несколько подробнее осветить этот вопрос. Были изучены срастания сурьмы с антимонитом в рудах месторождения Сейняйоки и осуществлено термометрическое исследование включений в сопутствующем кварце и рудных минералах. Аналогичное изучение, но в более ограниченном масштабе, было проведено для сурьмяного рудопроявления Буркандья в Якутии[1]. Кроме того, была экспериментально исследована устойчивость антимонита в растворах различной кислотности-щелочности при температурах от 100 до 540°С и давлениях до 1000 атм.

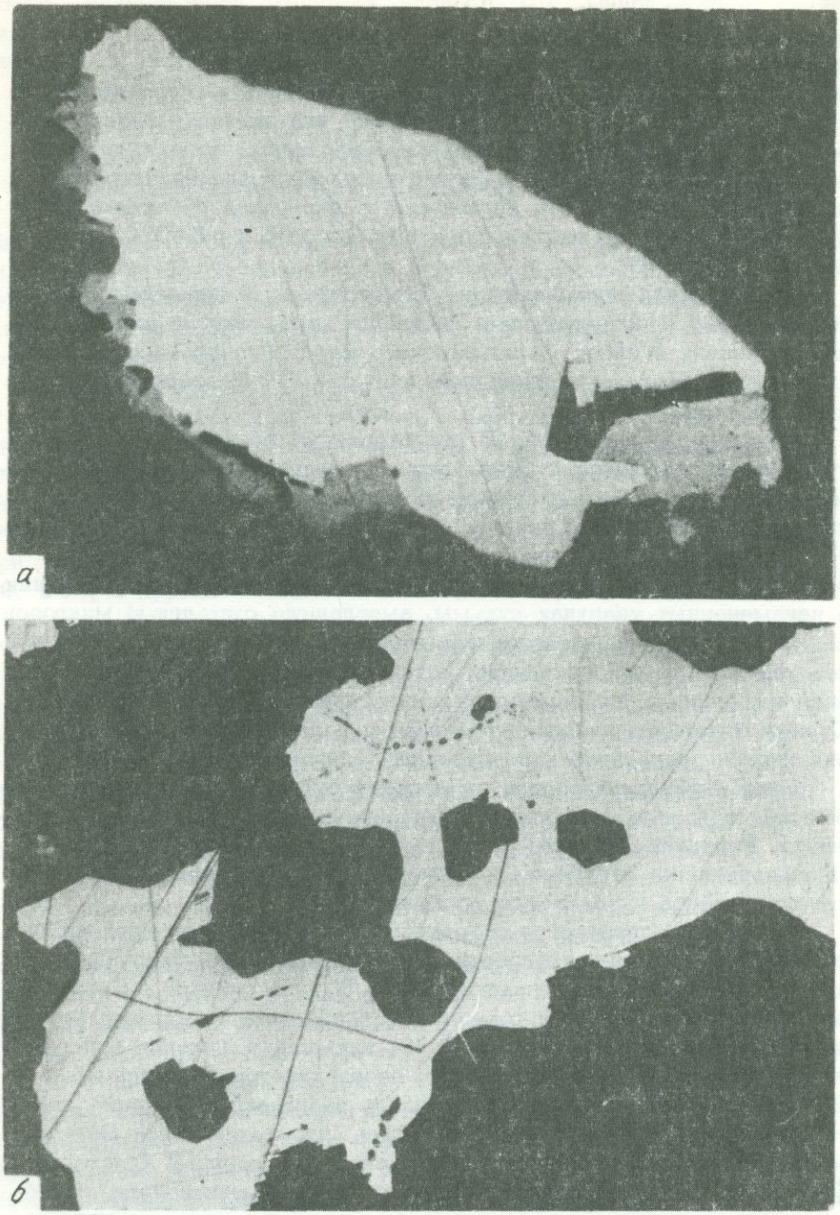
Геологическая позиция двух рассматриваемых сурьмяных объектов различна. Месторождение Сейняйоки приурочено к зоне дробления в древних гнейсах Скандинавского щита. Рудопроявление Буркандья локализовано в трещинной зоне среди мезозойских терригенных отложений.

Минеральные срастания. В исследованных образцах одного из участков месторождения Сейняйоки самородная сурьма является доминирующим рудным минералом. По микрозондовым определениям, проведенным Ю.С. Бородаевым на рентгеновском микроанализаторе IXA-5, содержание мышьяка в ней достигает 7,2%. Следует особо подчеркнуть относительную равномерность его распределения в неизмененных участках сурьмы, выявленную с помощью микрозонда. Местами сурьма переполнена мелкими метакристаллами (размером около 0,1 мм) арсенидов, антимонидов и сульфоарсенидов железа и никеля; в подчиненных количествах присутствуют теллуриды. Сурьма отчетливо корродирует кварц и полевой шпат, в последнем она иногда приурочена к плоскостям спайности.

Кварц, наблюдающийся с самородной сурьмой, представлен прозрачными и крупнозернистыми агрегатами, иногда образующими прожилки. В отличие от него кварц вмещающих пород характеризуется мелкозернистым строением и имеет следы динамометаморфизма - трещиноватость и волнистое угасание.

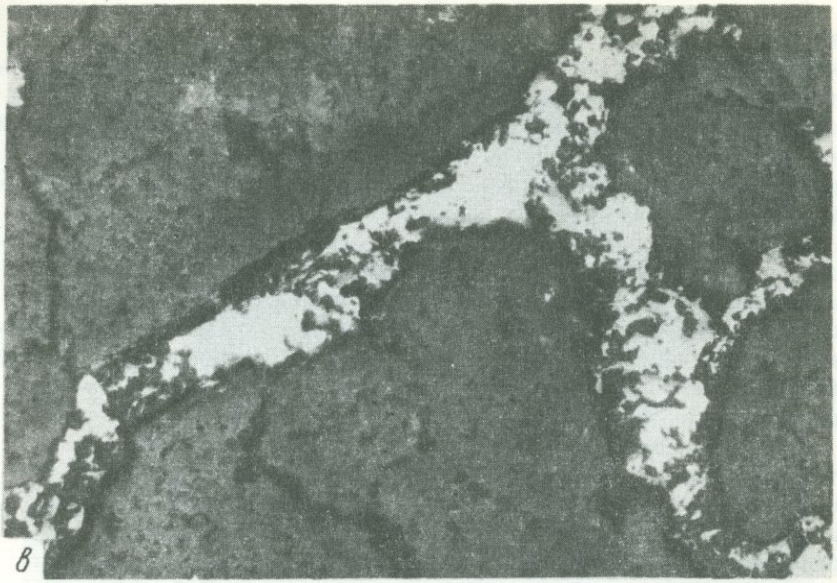
Антимонит встречается спорадически в основном в виде изолированных игольчатых обособлений в нерудных минералах. Срастания его с сурьмой встречаются редко. В этих случаях он развивается по краям зерен и содержит многочисленные мелкие реликты незамещенной сурьмы (фиг. 1,*а*). В скрещенных николях эти реликты угасают вместе с основным полем самородной сурьмы. Вблизи срастаний этих двух минералов развиваются крупные кристаллы кварца. Иногда можно наблюдать, что такой кварц метасоматически развивается по сурьме в виде идиоморфных кристаллов (фиг. 1,*б*) и подобно тому, как наблюдалось в антимоните, содержит одинаково погасающие в скрещенных николях реликты самородной сурьмы.

[1]Авторы искренне благодарны доктору В. Пааконен за предоставление уникальных образцов сурьмяных руд из месторождения Сейняйоки и Б.Г. Бычку и В.И. Бергеру - за образцы с рудопроявления Буркандья.

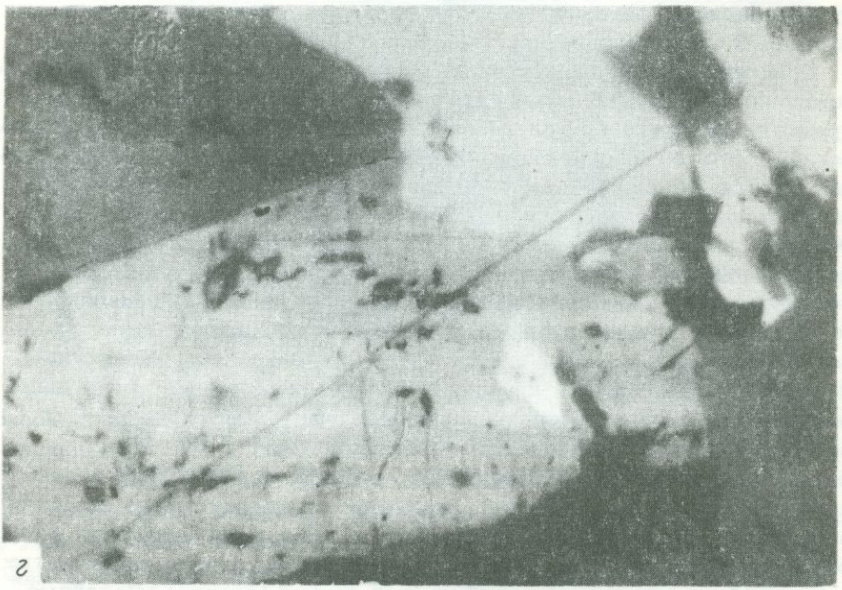


Фиг. 1. Минеральные срастания: *а, б* – месторождение Сейняйоки, *в, г* – рудопроявление Буркандья

а – антимонит (серое), развивающийся по краям зерен сурьмы (белое), полир. шл., увел. 120; *б* – метакристаллы кварца (черное)



в



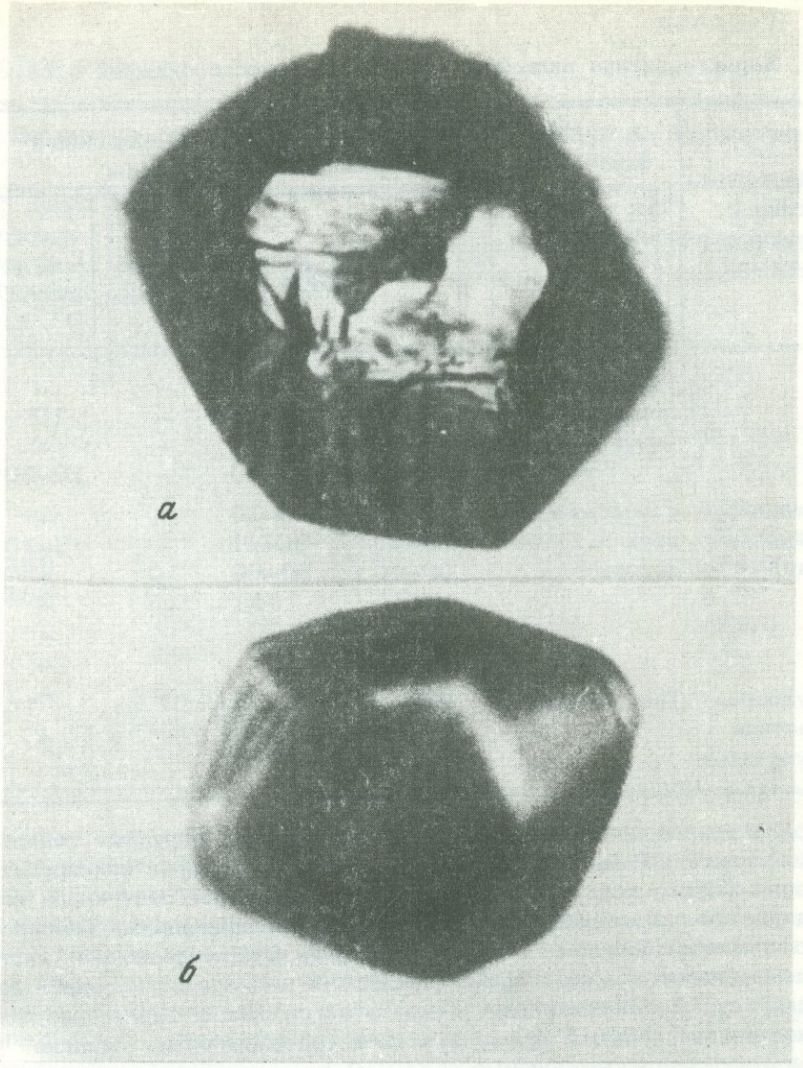
г

в самородной сурьме (белое), полир. шл., увел. 120; *в* – прожилки антимонита (серое) с самородной сурьмой (белое) в кварце, полир.шл., увел. 120; *г* – кристалл антимонита (серое), нарастающий на самородную сурьму (белое), полир.шл., увел. 1300

В шлифах из рудопроявления Буркандья сурьма также преобладает в количественном отношении. И так же, как в месторождении Сейняйоки, антимонит в основном разобщен с крупными выделениями сурьмы. Он представлен призматическими и игольчатыми кристалликами, которые нередко содержат мелкие включения самородной сурьмы. И сурьма, и антимонит отчетливо корродируют кварц, причем антимонитовые кристаллы иногда окружают крупные кристаллы кварца, как бы нарастая на них. В отдельных участках сурьма и антимонит наблюдаются совместно в тонких прожилках, развивающихся в межзерновом пространстве среди кварца (фиг. 1,*в*). Возрастные соотношения их в этом случае неотчетливы. Иногда при больших увеличениях в шлифах удается наблюдать идиморфные кристаллы антимонита, нарастающие на сурьму с частичным ее захватом (фиг. 1,*г*). В этом случае реликты сурьмы в скрещенных николях угасают одновременно с основным полем сурьмы.

Судя по взаимоотношениям самородной сурьмы и антимонита, отложение этих двух минералов в рудопроявлении Буркандья было более сближенным во времени, чем в месторождении Сейняйоки. Но в обоих случаях образование антимонита происходило позже кристаллизации основной массы сурьмы. Аналогичные возрастные взаимоотношения этих минералов отмечаются для Тобычанского рудопроявления, расположенного в пределах той же сурьмяной провинции, в которой находится и рудопроявление Буркандья [4].

Включения. В крупнокристаллическом прозрачном кварце (месторождение Сейняйоки), цементируемом и корродируемом самородной сурьмой, наблюдаются три типа включений, различающихся по агрегатному составу и соотношению фаз (таблица). Первый тип включений объединяет одно-, двух- и трехфазовые газовые включения, различающиеся количественно и качественно по соотношению фаз. Форма включений – овальная или негативная (фиг. 2,*а*). Эти включения независимо от соотношения фаз располагаются вдоль одних и тех же трещин, секущих крупнокристаллический кварц, и являются по отношению к нему вторичными. В них часто присутствует твердая фаза, представленная таблитчатым непрозрачным минералом. Второй тип включений в крупнокристаллическом кварце представлен обычными газово-жидкими включениями, часто многофазными. Форма включений также овальная или негативная (фиг. 2,*б*). Располагаются они цепочками вдоль плоскостей, секущих зерна кварца в различных направлениях, т.е. по отношению к кварцу также являются вторичными. Помимо газа и жидкости в этом типе включений встречаются твердые фазы – рудная непрозрачная, в виде таблитчатых выделений, и прозрачная – кубической формы (галит?). Подобные газово-жидкие включения обнаружены и в метакристаллах рудных минералов из группы антимонидов, сульфоарсенидов и арсенидов железа, находящихся среди самородной сурьмы, но более поздних по отношению к ней. Наблюдения проводились в инфракрасном свете. Включения характеризуются негативной формой и содержат порядка 30% газа.



Фиг. 2. Включения в кварце. Месторождение Сейняйоки

а – негативное газовое включение с рудным минералом (темное) и пластинчатым (белое) в центре, снято в прозрачном и отраженном свете, увел. 420; *б* – негативное газово-жидкое включение с рудным минералом, проходящий свет, увел. 420

Таблица

Характеристика включений в кварце из месторождений с само

Месторождения с самородной сурьмой	Тип включений в кварце	Агрегатное состояние включений минералообразующей среды			
		V газа, %	V раствора, %	V тв. прозрачной фазы, %	V рудной фазы, %
	Газовые одно-, двух и трехфазовые	100	–	–	–
		80	–	–	20
		60–90	40–10	–	–
		50–80	40–10	–	10–20
Сейняйоки (Финляндия)	Газово-жидкие двух и трехфазовые	30–40	60–70	–	–
		30–40	50–65	–	5–10
		30–40	50–60	10	–
		30	55	15	–
		30	70	–	–
		20	80	–	–
Рудопроявление Буркандья	Газово-жидкие	30–25	70–75	–	–
		15–10	85–90	–	–

В рудопроявлении Буркандья наблюдаются две дорудные генерации кварца. В более раннем крупнозернистом кварце фиксируются газово-жидкие включения с соотношением фаз 1:4. Этот кварц кородируется самородной сурьмой. Вторая генерация кварца развивается главным образом по периферии зерен крупнозернистого (иногда идиоморфного) кварца и вдоль трещинок в нем при замещении самородной сурьмы антимонитом. Кварц этой генерации характеризуется относительно большей прозрачностью и содержит очень мелкие (тысячные и десятитысячные доли мм) газово-жидкие включения. Газовый пузырек занимает в них объем порядка 10–15%.

Все указанные типы включений подвергались нагреванию в термокамере. Для большей надежности измерений изучалось не менее 10 вакуолей с одним и тем же соотношением фаз. Данные термометрических измерений приведены в таблице. Наиболее полные материалы получены для месторождения Сейняйоки.

При нагревании газово-жидких включений первого типа с объемом газового пузырька более 30% ни в одном случае гомогенизации достичь не удалось. При температурах 345–385° такие включения вскрываются. Следует отметить, что при нагревании даже до этих температур фиксируется лишь весьма незначительное умень-

родной сурьмой

Данные по термометрии включений			Данные по криометрии включений	
Т растворения тв. фазы прозрачной, °С	Т гомогенизации, °С	Т декрепитации, °С	Т гетерогенизации, °С	Т гомогенизации, °С
–	–	370	–90	–82,5
–	–	385	–90,5	–81,0
–	–	355–370	–80÷–105	–68,0÷–78,0
–	–	350–375	–90÷–105	–78,0÷–81,0
–	–	345	–90	–75,0
–	–	350	–95	–78,0
260	–	370	–105	–84,0
285	–	310	–	–
–	350	365	–105	–78,0
–	300	320	–	–
–	375–310	–	–	–
–	210–175	–	–	–

шение объема газовой фазы, что указывает на взаимную их низкую растворимость. Криометрическое исследование включений подобного типа показало, что при охлаждении до температуры – 160° не происходит замораживания газов. При температурах от –68 до –84° появляется только дополнительная газовая фаза, объем которой возрастает по мере понижения температуры. Известно, что обычно встречающиеся во включениях газы, такие как CO_2 и H_2S, имеют точки замерзания соответственно –56 и –85°. Полученные результаты свидетельствуют о том, что эти газы во включениях рассматриваемого типа отсутствуют.

Температуру гомогенизации (т.е. минимальную возможную температуру кристаллизации) удалось установить только в газово-жидких включениях в кварце с содержанием газа 20 и 30% (второй тип). Эти температуры соотвественно равны 300 и 350°. При этом гомогенизация включений происходит с растворением минерала-узника при температурах 200 и 285°. Заслуживает внимания значительное повышение температуры гомогенизации включений по сравнению с данными для чистой воды. Такие отклонения, как следует из изучения $P-T-T-X$ диаграмм, характерны для растворов хлоридов [5]. Морфология минерала-узника и температуры

его растворения позволяют полагать, что он представлен галитом, что также свидетельствует о существенно хлоридном составе раствора во включениях подобного типа. Наблюдаемые соотношения газовой и жидкой фаз в вакуолях рудных минералов из группы антимонидов, арсенидов и сульфоарсенидов железа и никеля, выделившихся после кристаллизации самородной сурьмы, позволяют оценить температуру их гомогенизации не ниже 310° (данные для чистой воды при аналогичных параметрах).

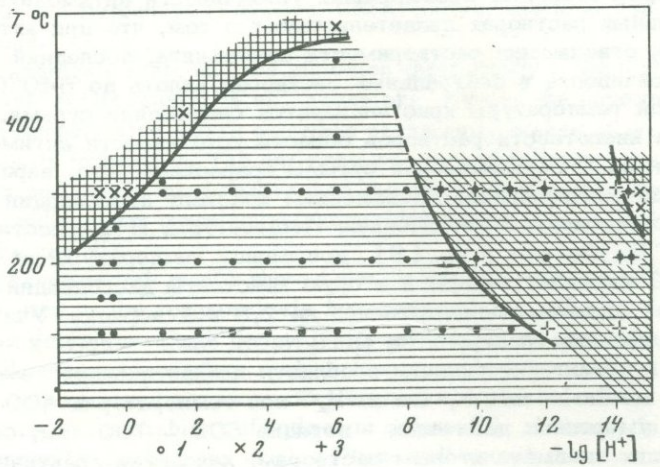
Температуры гомогенизации в наиболее раннем дорудном кварце из рудопроявления Буркандья составляют 340–350°, причем гомогенизация происходит в газовую фазу. Включения же в кварце более поздней генерации, ассоциирующей с антимонитом, гомогенизируются при 220–230°. Мелкий размер включений не позволил здесь провести криометрические исследования.

Данные по агрегатному состоянию и термометрии включений указывают на значительную роль высокотемпературных (> 400°) растворов на ранних стадиях формирования рассматриваемых месторождений. Самородная сурьма в них образуется вслед за высокотемпературным кварцем и выпадает раньше других рудных минералов. Температура кристаллизации более поздних рудных минералов из группы антимонидов, арсенидов и сульфоарсенидов железа и никеля оценивается, как указывалось выше, в 300° и более. Поэтому представление о высокотемпературном пневматолитовом образовании залежей самородной сурьмы заслуживает серьезного внимания.

О существенном переносе сурьмы в газовой фазе свидетельствуют весьма высокие ее содержания в газах современных парогидротерм вулканических областей – до $1 \cdot 10^{-2}$ г/л в конденсате пара. Единичные опыты, проведенные ранее, показали возможность образования антимонита из парогазовой фазы гидротермальных растворов. Состав газа в условиях опыта был близок природному и соответствовал таковому для сероводородно-углекислых терм вулкана Менделеева [10].

Для выяснения условий выделения самородной сурьмы нами была осуществлена специальная серия экспериментов. Мы попытались проследить как влияют состав, pH и температура растворов на выпадение сурьмы в сульфидной или металлической форме. Опыты до 300° проводили в автоклавах объемом 150 $см^3$, футерованных фторопластом. При более высоких температурах использовали автоклавы объемом 12 $см^3$, изготовленные из сплава ЭИ-437-Б. Опыты проводили при наличии в автоклаве температурного градиента; это приводило к кристаллизации устойчивой в данных условиях фазы и давало возможность оценить подвижность сурьмы и интенсивность процесса перекристаллизации [1]. В качестве исходных использовали растворы различной кислотности–щелочности, которую задавали универсальными буферными смесями, а также соляной кислотой и гидроокисью натрия необходимых концентраций. Результаты опытов показаны на фиг. 3. Как видно, для выпадения металлической сурьмы, независимо от pH растворов, наиболее благоприятными

являются относительно высокие температуры. Причем роль температуры резко возрастает в области умеренных значений pH, характерных для природных гидротерм. Если в сильнокислых (1N HCl) и сильнощелочных (3N NaOH) растворах металлическая сурьма появляется при температурах выше 250°, то в растворах с pH 5–7 антимонит кристаллизуется вплоть до 540°. И только выше этой температуры (давление порядка 900 атм) кристаллизуется металлическая сурьма.



Фиг. 3. Зависимость образования антимонита, металлической сурьмы и сурьмяных охр от температуры и кислотности–щелочности растворов

1 – Sb_2S_3, *2* – Sb, *3* – окислы сурьмы

Обсуждение результатов. В изученных нами минеральных срастаниях из сурьмяных месторождений самородная сурьма предшествует выделению антимонита. Причем, как показали исследования В. Пааконена для месторождения Сейняйоки и Г.Н. Гамянина для Тобычанского рудопроявления, помимо этих двух сурьмяных минералов в рудах отмечаются гудмундит и бертьерит. Они развиваются как реакционные минералы по контактам более раннего пирротина с самородной сурьмой. Образование гудмундита можно рассматривать как результат взаимодействия сурьмяносодержащих растворов на пирротин без дополнительного поступления серы ($FeS + Sb \rightarrow FeSbS$). Кристаллизация же бертьерита должна сопровождаться привносом серы ($Fe_{кр} + 2Sb_{раств} + 2S_{2раств} \rightarrow FeSb_2S_4$). Это находится в соответствии с диаграммой П.Б. Бартона и Б. Дж. Скиннера [3], отражающей зависимость минеральных парагенезисов от активности S_2 и температуры. Повышение температуры, как следует из этой диаграммы, требует увеличения активности S_2 для сохранения рас-

сматриваемых минеральных равновесий. Для образования антимонита необходима еще более высокая активность серы.

Изучение включений в кварце, который наблюдается с самородной сурьмой, а также в сульфоарсенидах и сульфоантимонидах железа и никеля указывает, что на ранних стадиях формирования сурьмяного оруденения существенную роль играли высокотемпературные (около 400°С) пневматолитовые растворы, а в более позднюю (антимонитовую) – жидкие, среднетемпературные (200–300°С).

Экспериментальные исследования устойчивости антимонита в гидротермальных растворах свидетельствуют о том, что при активностях серы, отвечающих растворимости антимонита, последний сохраняет устойчивость в нейтральных растворах вплоть до 540°С. Выше этой температуры кристаллизуется самородная сурьма. С понижением кислотности растворов область устойчивости антимонита уменьшается, а металлической сурьмы возрастает. Это, вероятно, связано со значительным уменьшением констант диссоциации сероводородной кислоты с увеличением температуры. В частности, по данным Г.Б. Наумова и др. [9], повышение температуры от 100 до 350°С изменяет первую и вторую константы диссоциации сероводородной кислоты соответственно на 2,5 и 1 порядки. Учитывая общую тенденцию электролитов (HCl, NaOH, NaCl и др.) к понижению констант диссоциации в области надкритических температур [2], можно полагать, что и H_2S при температурах 400 – 550°С и умеренных давлениях – порядка 500 – 700 атм, соответствующих пневматолитовым растворам, находится практически полностью в ассоциированной форме. На основании этих данных можно считать, что выпадение самородной сурьмы в высокотемпературных условиях связано с дефицитом сульфидной серы, который может быть обусловлен как отсутствием серы в растворах, так и преимущественно ассоциированной формой существования H_2S.

Полученные нами результаты о кристаллизации самородной сурьмы из высокотемпературных пневматолитовых растворов согласуются в общих чертах с термодинамическими расчетами Б.О. Манучарянца и др. [7] по устойчивости антимонита и металлической сурьмы в гидротермальных системах. По их данным, для образования самородной сурьмы более благоприятны высокие температуры.

Высокотемпературность образования самородной сурьмы в месторождении Сейняйоки доказывалась ранее В. Пааконеном по наличию в ней мышьяка, содержание которого принималось равновесным. Показанная нами равномерность распределения этого элемента в сурьме в неизмененных участках позволяет считать правомерной такую интерпретацию.

Таким образом, проведенные исследования позволяют считать, что образование самородной сурьмы в некоторых типах сурьмяных месторождений происходит из высокотемпературных пневматолитовых растворов при дефиците серы. Понижение температуры гидротермальных растворов и повышение в них концентрации сульфидной серы приводят к выпадению антимонита.

ABSTRACT

A study was made over the conditions of natural antimony and antimonite formation in the antimony dominated deposits. Relation of the two minerals as well as inclusion thermometry in quartz and other ore minerals were studied and experimental research of the antimonite stability was made for the solutions of various acidities–alcalinities in the temperature region of 100–540°C under the pressures up to 1000 atm.

A comparison of the antimony-antimonite formations from Seinajoki (Finland) and Burkandya (Yakutiya, USSR) showed the former to be the earlier one.

The aggregate state and the inclusion thermometry data from the better srudied deposits of Seunajoki showed the importance of the high-temperature (~400°) solutions at the early stages of the mentioned deposits formations. The antimony was formed following the growth of quartz and precipitated earlier than the other ore minerals crystallized at 300°C and at higher temperatures (antimonides, arsenides and sulfoarsenides of Fe and Ni).

The experimental results showed ther the metallic antimony precipitation was favoured by the comparatively higt temperatures, pH of the solutions being not-decisive, though the moderate pH values, as observed in the natural hydrotherms, contribute to the temperature importance.

The data received are in good agreement with the calculated thermodynamic ones on the stability of antimonite and metallic antimony in hydrothermal systems (Manucharyans et al., 1970) as well as with the results on the As distribution on the Seinajoli natural antimony.

Apart from the Temperatire one more factor is very important for the antimony formation. The H_2S deficit is meant and it probably determined to a certain extent the ore formation in Seinajoki.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.С. Балицкий, В.В. Комова, Н.А. Озерова. Устойчивость и интенсивность перекристаллизации антимонита в гидротермальных растворах. – Геохимия, 1975, № 9.
2. Х.Л. Барнс, А. Дж. Эллис. Ионизация в водных растворах. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.
3. П.Б. Бартон, Б. Дж. Скиннер. Устойчивость сульфидных минералов. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., "Мир", 1970.
4. Г.Н. Гамянин. Первая находка самородной сурьмы в северо-восточной Якутии. – В сб.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, "Наука", 1974.
5. Н.П. Ермаков. Геохимические системы включений в минералах. М., "Недра", 1972.
6. А.Л. Ершов, А.В. Капелиович. Геология и рудные проявления верховьев реки Цхенис-Цхали (Ценское арсенопиритовое месторождение). – Труды ВИМС, 1941, вып. 169.

7. Б.О. Манучарянц, В.Б. Наумов, И.Л. Ходаковский. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути. – Геохимия, 1970, № 11.
8. Минералы. Справочник, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960.
9. Г.Б. Наумов, Б.Н. Рыженко, И.Л. Ходаковский. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат. 1971.
10. Н.А. Озерова, В.С. Балицкий, В.В. Комова, М.А. Груздева, А.В. Волкова. О поведении ртути и сурьмы в современных парогидротермах Курило-Камчатской вулканической зоны. – В сб.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск, "Наука", 1974.
11. П. Рамдор. Рудные минералы и их срастания. ИЛ, 1962.
12. А.А. Смирнов. Минералы группы самородного золота. – В кн.: Минералы СССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
13. Ф.В. Чухров. Сурьма. – В кн.: Минералы СССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1940.
14. I. X. Clark. Heating experiments on gudmundite. – Min. Mag., 1966, 35, N 276.
15. O. H. Odman. Minerals of the Varutrack pegmatite. XXVIII. On "stibuomicrolite" and its decomposition products. Geol. Förch i stockholm Förh, 1941, Bd. 63, H. 3.
16. V. Pääkkönen. On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinäjoki, Finland. Bulletin de la Commission Geologique de Finland, 1966, N 225.
17. B.J. Skinner. The system arsenic – antimony. – Economic Geology, 1965, v. 60.

О. А. БОГАТИКОВ, Р. В. БОЯРСКАЯ

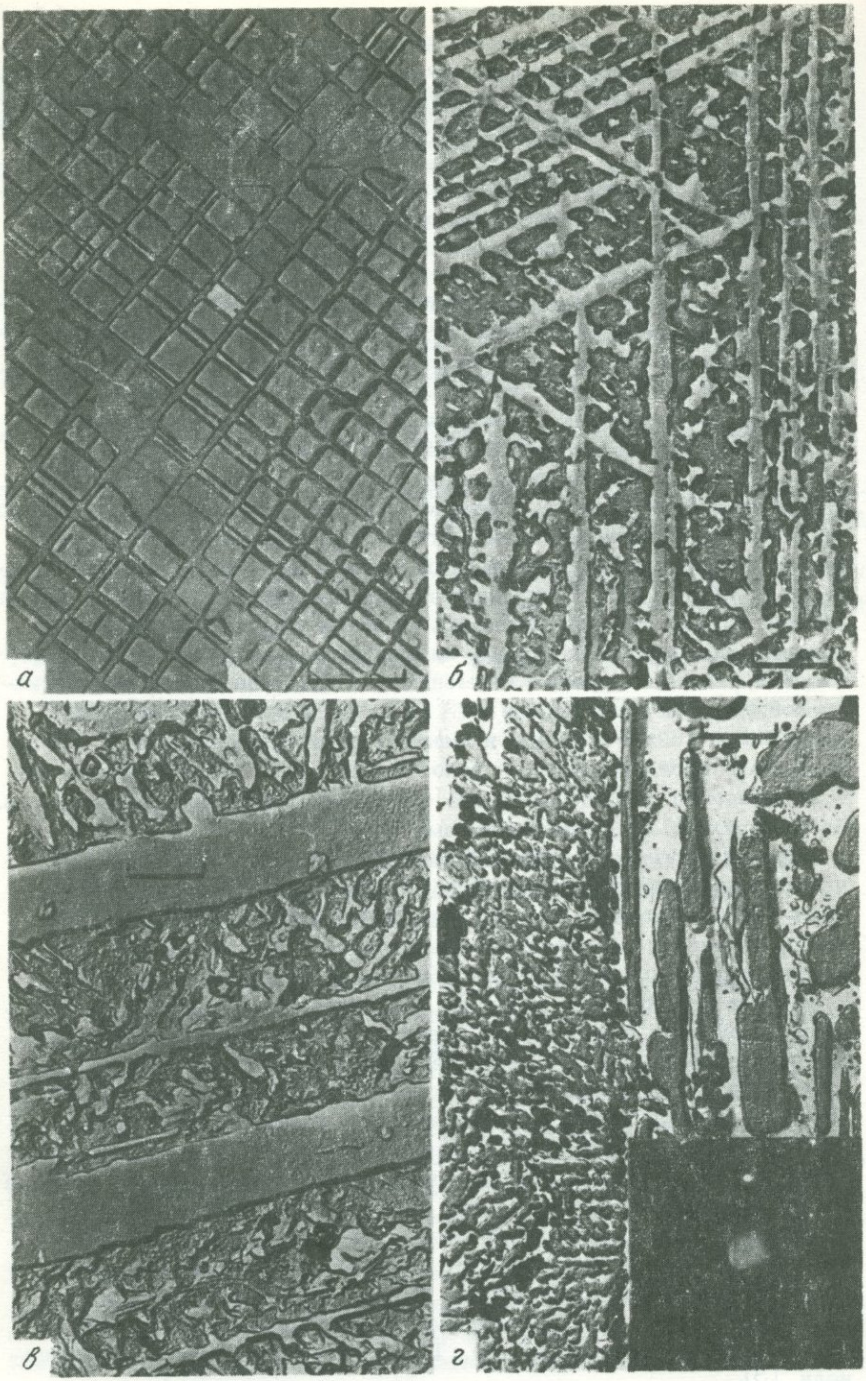
ВЫЯВЛЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ТИТАНОМАГНЕТИТОВ МЕТОДАМИ ПРОСВЕЧИВАЮЩЕЙ И СКАНИРУЮЩЕЙ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Исследования последних лет [1, 2, 4] показали, что электронная микроскопия является одним из наиболее результативных методов изучения неоднородности и структур тонких минеральных срастаний в титаномагнетитах. Такие успехи метода обусловлены разработкой ряда приемов, позволяющих получать различную информацию о титаномагнетитах: данные о морфологии, фазовом составе образцов, наличии включений и т.д. Нами были изучены титаномагнетиты различных дифференцированных интрузий Восточного Саяна (Кизир), Кузнецкого Ала-Тау (Патын, Большой Куль-Тайга), Забайкалья (Кручина, Чина), Кольского п-ова (Лесная Сопка, Африканда) и др. В результате исследований выявлены многочисленные структуры распада, диагностированы отдельные фазы и доказано отсутствие гомогенных титаномагнетитов (на уровне разрещающей способности электронного микроскопа) в интрузивных породах даже в тех слу-

чаях, когда световое оптическое изучение указывало на их однородность. Вместе с тем применение самых различных методик электронной микроскопии при изучении титаномагнетитов позволило сопоставить возможность и информативность этих методов и получить результаты, важные для интерпретации геологических процессов.

Одним из главных способов выявления морфологических особенностей титаномагнетитов является метод реплик с протравленных шлифов и сколов. Существо его сводится к тому, что под действием слабого травления титаномагнетитов в HCl растворяется магнетит и остается незатравленной титансодержащая фаза (ильменит или ульвешпинель); селективное травление обеспечивает образование на поверхности образца некоторого рельефа, который и проявляется на реплике. Этот метод показал, что размеры, соотношение фаз, форма их выделения и рисунок структур распада твердых растворов в титаномагнетитах очень разнообразны, но в то же время являются типичными и могут служить генетической характеристикой образца. Среди многообразия картин распада можно выделить два основных типа: магнетит-ульвешпинелевый и магнетит-ильменитовый с ориентациями пластинчатой фазы соответственно по {100} и {111} октаэдра магнетита (фиг. 1, а,б). Из других картин распада следует отметить сложные структуры, названные распад в распаде (фиг. 1, в), на которых выявляются две серии пластин распада: крупные ильменитовые (по данным световой микроскопии), ориентированные по {111}, и в промежутках между ними более тонкие (1 мкм и менее), ориентированные по {100}. Наличие в образце структур такого типа может свидетельствовать о стадийности распада твердого раствора в связи с прогревом габброидов более поздними сиенитами [1].

Существенным количественным дополнением метода реплик с протравленных шлифов и сколов являются реплики с извлечением. Идея метода сводится к тому, что под действием сильного травления образца нерастворимая пластинчатая фаза (ильменит или ульвешпинель) образует очень рельефные выступы, которые при отделении реплик от поверхности частично или полностью извлекаются из образца. Извлеченные пластинки (или их фрагменты) являются материалом для дальнейшего исследования методом микродифракции в электронном микроскопе или микроанализаторе. Применение метода реплик с извлечением в сочетании с микродифракцией позволило установить, что пластинчатая фаза в титаномагнетитах с характерной магнетит-ульвешпинелевой структурой распада из месторождения Лесная Сопка и Африканда действительно принадлежит ульвешпинели. Этот результат был подтвержден (для образца из Африканды) методом рентгеноспектрального анализа на приборе ЭММА (электронный микроскоп-микроанализатор), с помощью которого в пластинчатой фазе было зафиксировано определенное соотношение Fe : Ti, соответствующее ульвешпинели [3].


а
б
в
г

Однако в образце из Патынского массива с помощью микродифракции было установлено, что аналогичная пластинчатая фаза, выделяющаяся по закону магнетит–ульвешпинелевого распада, принадлежит ильмениту (фиг. 1, г). Этот результат свидетельствует о возможности образования псевдоморфоз ильменита по ульвешпинели.

Другим методом, позволяющим проводить диагностику фаз и оценивать их взаимную кристаллографическую ориентацию, являются ультратонкие срезы. На ультратонких срезах титаномагнетитов после их травления в соляной кислоте, без изменений, вносимых репликой, выявляются особенности структур распада, характерные для тех или иных образцов (фиг. 2, а,б). Ультратонкие срезы позволяют осуществлять и диагностику фаз. Этим методом в сочетании с микродифракцией было установлено, что титаномагнетиты из оливинитов Лесной Сопки представляют собой тонкое срастание двух фаз: магнетита и ульвешпинели с параметрами элементарной ячейки 8,4 Å и 8,46 Å соответственно. Метод срезов имеет и некоторое преимущество по сравнению с методом реплик с извлечением: он позволяет судить о взаимной ориентации фаз. Например, в образцах титаномагнетита массива Лесная Сопка установлено, что в структурах магнетит–ульвешпинелевого распада срастание кристаллов обеих фаз происходит по граням с одинаковыми кристаллографическими индексами. Однако и метод ультратонких срезов не дает полного представления о строении образца. Морфологическая информация, получаемая по срезам, фрагментарна, а набор картин (по их ориентации и расположению в образце) носит случайный характер.

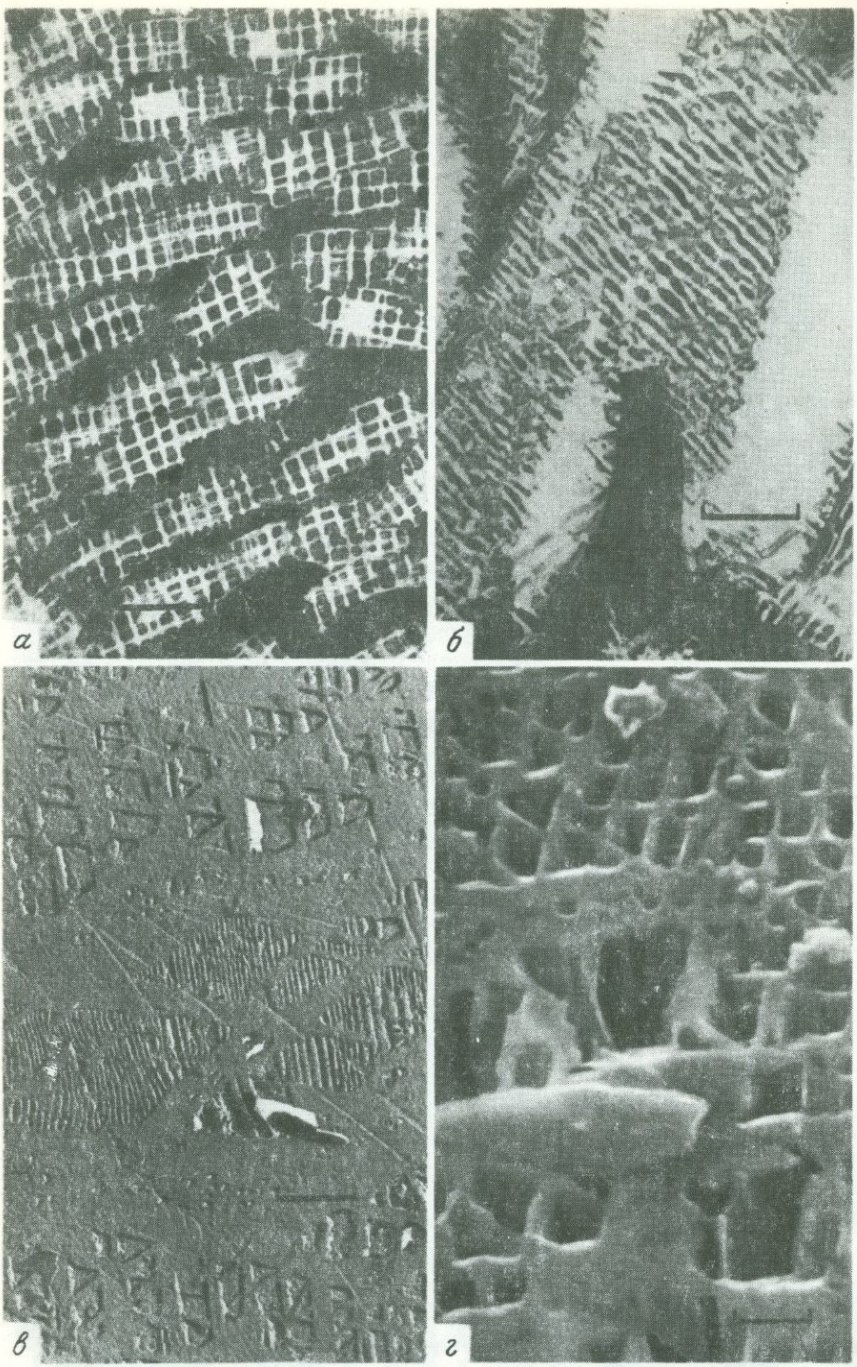
Наиболее современным методом, простым в методическом отношении и очень эффективным для изучения тонких срастаний в титаномагнетитах, является сканирующая электронная микроскопия в сочетании с микроанализом. В отличие от реплик с плоской, сглаженной картиной изображения этот метод дает объемное изображение деталей рельефа (см. фиг. 2, *в, г*; из одного и того же образца).

За счет объемности изображения и перехода от косвенного метода к прямому по–иному (ближе к реальному) выглядят различные элементы микроструктуры: границы зерен, микровключения, разнообразные структуры распада и т.п. Примером могут служить картины сложного распада (фиг. 3, *а*) типа "распад в распаде", на которых выявляются две основные серии пластин (в недефектных

←

Фиг. 1. Реплики с протравленных шлифов титаномагнетита

а – магнетит–ульвешпинелевый распад в образце месторождения Африканда; *б* – магнетит–ильменитовый распад в образце из Патынского массива; *в* – сложные структуры распада типа "распад в распаде" в том же образце; *г* – псевдоморфоза ильменита по ульвешпинели. На реплику извлечены ильменитовые пластинки и на врезке дана микродифракция с них (Патынский массив)


а
б
в
г

участках): крупные, пересекающиеся друг с другом под углом 120° и мелкие, развернутые относительно первых на угол 45° и ориентированные друг относительно друга под углом 90°. При сравнении этих картин со структурами аналогичного сложного распада, выявленными методом реплик (см. фиг. 1, *в*), можно видеть, насколько полнее и точнее (в смысле передачи) микрофотографии, полученные в сканирующем электронном микроскопе.

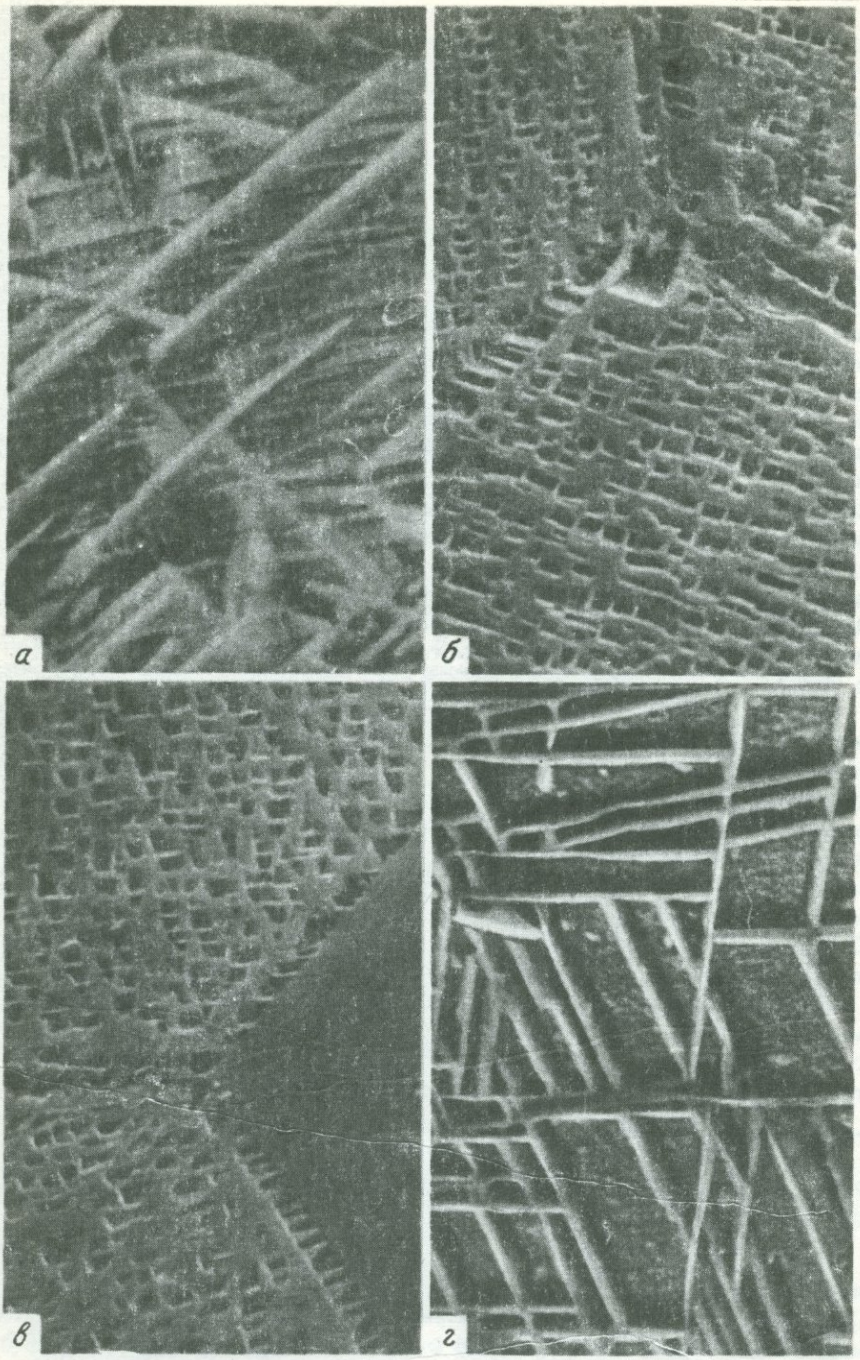
Другое важное преимущество этого метода заключается в том, что он позволяет наблюдать особенности микростроения всей поверхности образца, а не отдельных ее участков. В частности, в титаномагнетитах из массивов Патын и Кизир с характерной магнетит-ульвешпинелевой структурой распада установлено, что вблизи границ образуются некоторые окаймления зерен, представляющие собой более широкие (по сравнению с наблюдаемыми в центральной части зерна) полосы нерастворимой фазы (фиг. 3, *б*). В промежутке между двумя каймами, обрамляющими каждое из соседних зерен, часто наблюдаются те же (или с некоторым изменением размера фаз) структуры распада, что и во внутренних участках поверхности зерна. В образцах титаномагнетитов с магнетит-ильменитовыми структурами распада подобные каймы не наблюдались, а фиксировалось только некоторое изменение в размере фаз. Появление кайм на границах зерен титаномагнетитов свидетельствует о зональности и структурной неоднородности титаномагнетитов, связанной с условиями их кристаллизации.

Хорошо прослеживаются в сканирующем электронном микроскопе и контакты титаномагнетита с нерудными фазами (фиг. 3, *в*) или минералами-включениями. Поверхности образцов с деталями структуры такого типа обычно далеко не всегда удачно передаются репликой в силу значительной разницы в характере рельефа, что часто приводит к нарушению пленки реплики. Для сканирующей электронной микроскопии такого рода ограничений не существует, поэтому во всех образцах титаномагнетитов из различных массивов Советского Союза удалось выявить особенности контактов зерен титаномагнетита с нерудными фазами и с минералами-включениями.

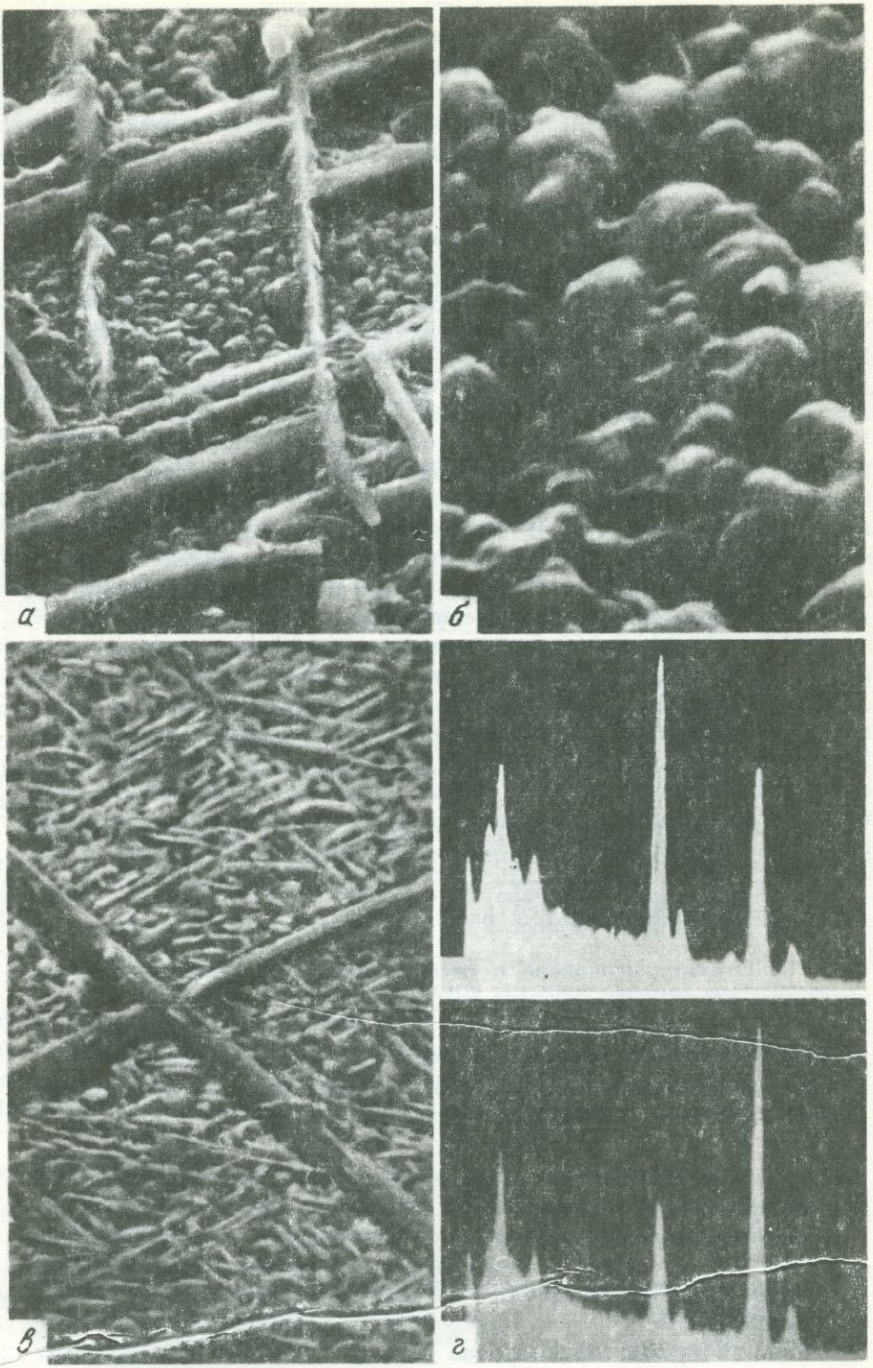
Изучение титаномагнетитов методом сканирующей электронной микроскопии позволило также обнаружить не наблюдаемый ранее специфический тип неоднородности, названный глобулярной структурой (фиг. 3, *г*, 4, *а*, *б*). Структуры такого типа наблюдаются

Фиг. 2. Структуры распада в титаномагнетитах, выявленные различными методами

а – ультратонкий срез с титаномагнетита из оливинитов (Африканда); *б* – ультратонкий срез с титаномагнетита из мелилита (Африканда); *в* – реплика с протравленного шлифа (Патынский массив); *г* – тот же образец в сканирующем электронном микроскопе, увеличение 2500.



Фиг. 3.


а
б
в
г

в титаномагнетитах с крупным магнетит-ильменитовым распадом и приурочены к участкам, расположенным между пластинами. Глобули имеют почти одинаковый (в пределах одного выбранного участка) размер 0, n мкм и обнаруживают очень строгую закономерность в распределении, что исключает возможность интерпретировать их, как результат неравномерного травления образца. Форма и характер распределения глобулей позволяют предполагать, что участки между крупными пластинами представляют собой твердый раствор Fe_2TiO_4, в котором произошла некоторая сегрегация Fe и Ti и возникла структура с чередованием участков, обогащенных титаном и плохо поддающихся травлению, и участков, бедных титаном и близких по составу к магнетиту (они хорошо травятся); переход от одних участков к другим плавный и постепенный (в отличие от структур распада твердого раствора), что, вероятно, свидетельствует о плавном изменении химического состава твердого раствора.

При изучении морфологических особенностей титаномагнетитов проводилась также идентификация слагающих минерал фаз. С помощью микрозондовой приставки нами оценивалось (полуколичественно) распределение элементов Ti и Fe в минеральных фазах титаномагнетитов (для быстрой диагностики ильменита и ульвешпинели), включающих крупные пластинчатые выделения и в промежутке между ними под углом 45° пластины сравнительно тонкого распада (фиг. 4, *в, г*). Микрозондовый анализ разных типов пластин показал, что они резко отличаются друг от друга соотношением Ti и Fe. Полученный результат анализа позволил отнести первый тип пластин к ильмениту, а вторые диагностировать, как ульвешпинель. Аналогичные результаты получены и для других образцов с подобным типом структур распада. Кроме того, применение микрозондового анализа позволило в ряде образцов титаномагнетитов установить присутствие таких элементов-примесей, как Nb, K, Si и др.

Подрисуночные подписи к фиг. 3 и фиг. 4

Фиг. 3. Структуры распада в титаномагнетитах, выявленные в сканирующем электронном микроскопе, увел. 2500

а – структуры типа "распад в распаде" (массив Кручина); *б* – срастание зерен (Патынский массив); *в* – контакт зерен с нерудной фазой (Патынский массив); *г* – пластинчато-глобулярный характер распада (Чинейский массив)

Фиг. 4. Картины распада титаномагнетитов в сканирующем электронном микроскопе и микроанализ отдельных фаз

а – пластинчато-глобулярный распад с увеличением 2300 (Чинейский массив); *б* – форма глобуль (тот же образец, увеличение 2400); *в* – сложные структуры тройного распада в образце из Чинейского массива, увел. 2500; *г* – кривая микроанализа толстых пластин (тот же образец); *д* – кривая микроанализа участков с тонким пластинчатым распадом

Использованные в процессе изучения титаномагнетитов методы электронной микроскопии в значительной степени дополняют друг друга. Поэтому наиболее полную информацию о морфологии, структуре, химическом составе и взаимной кристаллографической ориентации фаз можно получить, используя весь комплекс методов просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии.

ABSTRACT

The investigation of fine mineral intergrowths in complicated with respect to phase composition titanomagnetites from differentiated basic intrusions of the USSR by various methods of electron-microscopy permitted to compare possibilities and informative capacity of this method and to obtain results important for the interpretation of the processes of basic intrusions consolidation.

It has been shown by the method of replicas of HCl treated polished sections that the dimensions and pattern of the exsolution textures of titanomagnetites may be used as a genetic characteristic of a sample. In particular the formation of the textures "exsolution in exsolved mineral" (Fig.1) is probably related to the heating of gabbroic rocks by later syenites.

Combination of replicas method with extraction and microdifraction permitted to identify ulvöspinel in titanomagnetites from the Africanda massif. However, it was established for titanomagnetites from the Patyn massif that platy phase separated according to the low of magnetite-ulvöspinel exsolution is in fact ilmenite. This result testifies to the possibility of ilmenite pseudomorphoses after ulvöspinel or to the presence of cubic ilmenite.

Method of ultrathin sections permits to stablish specific featutes of exsolution textures in titanomagnetites without distortions introduced by replicas. This method in combination with microdifraction enabled us to identify magnetite and ulvöspinel from the Lesnaya Sopka deposit with unit cell parameters 8.4Å and 8.46Å pespectively.

In contrast to replicas with flat images scanning electron microscopy gives three-dimensional images of relief detail (Fig. 2, 3, 4). In combination with microprobe analysis this method permits to carry out reliable identification of separated phases of titanomagnetite and to find out fine details of their internal inhomogeneity.

ЛИТЕРАТУРА

1. О.А. Богатиков, Р.В. Боярская, О.В. Карпова. Неоднородность титаномагнетита. – В кн.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. "Наука", 1971.
2. Р.В. Боярская, А.И. Горшков. Электронномикроскопическое и микродифракционное изучение оптически однородного титаномагнетита с помощью ультратонких срезов. – Докл. АН СССР, 1966, 168, № 1.

3. Р.В. Боярская, П.И. Васичев. Изучение химического состава микровключений в минералах с помощью электронного микроскопа – микроанализатора. – Геол. рудн. месторожд., 1967, т. 9, № 3.
4. В.С. Мясников, Р.В. Боярская. Некоторые особенности титаномагнетитов и электронное микроскопическое их исследование. – Геол. рудн. месторожд., 1965, т. 7, № 5.

А. Г. ЖАБИН

СТЕРЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕРНИСТОГО МОНОМИНЕРАЛЬНОГО АГРЕГАТА, ДОСТИГШЕГО РАВНОВЕСИЯ ГРАНИЦ ЗЕРЕН

Если при кристаллизации базальтового расплава идет – в соответствии с диаграммой состояния – осаждение плагиоклаза и моноклинного пироксена, то часто эти фазы образуют характерные срастания, называемые офитовой структурой. Хотя обе фазы кристаллизовались в поле своей устойчивости, т.е. в широком физико-химическом смысле они равновесны, тем не менее при перекристаллизации этого агрегата при температурах магматогенного отжига, достаточных для самодиффузии вещества вдоль их границ, офитовая структура будет преобразована в габбровую (гранобластовую), а распределение компонентов в минералах будет гомогенизировано. Однако при осаждении плагиоклаза и моноклинного пироксена из расплава, т.е. в стадию сингенеза, физико-химическое равновесие было достигнуто неполностью: обе фазы в химическом отношении были равновесны друг к другу, но каркас границ, напротив, был неравновесен, так как он отражал кинетику кристаллизации фаз и их габитусные формы и не соответствовал ни минимуму удельной площади границ, ни какому-либо другому энергетическому оценочному параметру. Физико-химическое равновесие в полном виде будет достигнуто в том случае, если реализуется и равновесие границ зерен [4, 5]. Реальное равновесие в агрегате достигается, следовательно, ступенчато. Большинство первичных структур агрегатов – порфировые, сферолитовые, друзовые и т.п. – являются резко неравновесными в отношении каркаса границ зерен.

Гранобластовая структура мономинерального агрегата является универсальной вторичной структурой, к которой стремятся любые первичные, сингенетичные структуры минеральных агрегатов, если они окажутся в условиях равновесной перекристаллизации, когда границы будут способны к движению. Формирование предельного равновесного зерна – полиэдра происходит в результате взаимодействия трех сил: а) стремления к минимуму удельной площади границ, б) соблюдения закона Эйлера о связи количества граней (Г), ребер (Р) и вершин (В) в выпуклом многограннике: Г + В = Р + 2, в) стремления к малоугловой ориентации границ зерен.

Основные закономерности топологии зернистых агрегатов можно пояснить и моделировать на примерах упорядоченного или неупо-

рядоченного заполнения пространства сферами равного диаметра [1,6], если предположить их одновременный рост с равной скоростью до полного выполнения пространства. При упорядоченном расположении (симметричная решетка) достигается различная плотность заполнения пространства сферами [3, 8], которая имеет предел плотности (d) заполнения равный 74,05%. Задача нахождения плотнейшего заполнения пространства равными сферами в общем случае, т.е. и для нерешетчатой (хаотической) укладки, полностью до сих пор математиками не решена. В 1929 г. Г. Блихфельд дал оценку d < 84,3%, а Р. Ранкин в 1947 г. получил более точную оценку d < 82,711%. Самый же важный результат достигнут Н. Коксетером [9]: среднее число граничащих между собой точек, плотнейшим образом заполняющих пространство, составляет 13,56. Это означает, что максимальная плотность заполнения пространства равными сферами осуществится именно в неупорядоченных, нерешетчатых укладках: около каждой сферы может расположиться в среднем 13,56 других шаров. Близкий результат получен Д. Берналом [2].

В условиях, благоприятствующих длительной перекристаллизации, границы мигрируют, и при этом каждое из зерен стремится приобрести некоторую предельную, равновесную в агрегате плоскогранную форму. Имеется принципиальная разница граней зерна и граней кристалла, выросшего в свободном пространстве: кристаллическая решетка зерна (гранулы) ориентирована по отношению к своему полиэдру из границ произвольно.

Форма идеального зерна, эффективно изотропного в кристаллографическом отношении и находящегося в мономинеральном равновесно-перекристаллизованном агрегате, определяется геометрическими параметрами упомянутой выше "ячейки Коксетера". Этот геометрический образ соответствует многограннику, который вырастает в самой плотной из известных нерешетчатых укладок равными сферами, когда они занимают 84,3% объема и вырастают до соприкосновения друг с другом. Ячейка Коксетера представляет собой гибрид кубооктаэдра и пентагондодекаэдра (таблица).

Топологические характеристики "ячейки Коксетера", кубооктаэдра и пентагондодекаэдра

Полиэдр	Число			Форма и количество граней		
	граней	вершин	ребер	квадрат	пентагон	гексагон
Ячейка Коксетера	13,56	23,13	34,69	1	10	2
Кубооктаэдр	14	24	36	6	–	8
Пентагондодекаэдр	12	20	30	–	12	–

Под равновесной структурой мы подразумеваем структуру агрегата с такой статистической формой зерна, которая уже не претерпевает дальнейших принципиальных топологических изменений, а происходит лишь увеличение и уменьшение удельной межзерновой энергии и размеров зерен. В данном случае термин "равновесная структура" не имеет метрического значения и используется именно в том смысле, что прекращаются качественные изменения формы зерна, т.е. статистически стабильна их координация, форм граней, число ребер и т.п. Геометрические параметры такого равновесного средне-статистического зерна соответствуют параметрам ячейки Коксетера (см. таблицу).

Если в процессе перекристаллизации в породе возникает равновесная структура границ зерен, то и сами минеральные фазы в породе будут к этому моменту находиться в химическом равновесии, хотя обратное соответствие совершенно не очевидно. Структуры агрегата - равновесные и неравновесные - вполне могут быть описаны границами зерен, т.е. удельной величиной их площади, количеством сторон, вершин, ребер у зерна и углами между гранями. Равновесие границ зерен в мономинеральном агрегате, свидетельствующее о химическом и физическом равновесиях, достигается: а) при минимуме удельной поверхности границ зерен и б) при векторном равновесии поверхностной энергии в границах зерен (грани встречаются в ребрах под углами в 120°).

Зерно, соответствующее ячейке Коксетера, - идеал, после достижения которого может происходить лишь собирательная перекристаллизация с укрупнением зерен (за счет растворения более мелких), с уменьшением удельной площади границ. В конце этого пути в мономинеральных агрегатах находится монокристалл. Наиболее близкое соответствие предельной равновесной формы зерна и ячейки Коксетера возникает в агрегате минералов кубической сингонии, т.е. эффективно изотропных, а наибольшее несоответствие - у минералов средних и низших сингоний с цепочными и слоистыми структурами. В каждом же конкретном случае предельный равновесный полиэдр будет иметь компромиссную форму, обусловленную динамическим равновесием между геометрическим распределением межзерновой энергии и анизотропией кристаллической решетки. В твердофазовых же агрегатах межзерновая энергия способна подавить габитусную (структурную) анизотропию кристаллических зерен. Этим объясняется нередкое появление совершенных гранобластовых агрегатов таких резко анизотропных по структуре минералов как пироксены, актинолит, турмалин, апатит, рутил, слюды и т.п.

Количественное соотношение габитуса (облика) кристаллов с их кристаллической структурой описано в ряде работ кристаллографов. Но соотношение тенденции к проявлению кристаллической анизотропии роста в агрегате - эта проблема в сущности еще не разработана. Принципиальные соотношения границ в полифазном агрегате не ясны. Однако наличие так называемого кристаллобластического

ряда, отражающего эмпирически выявленную закономерность, помогает установить основную тенденцию к равновесному рисунку границ зерен и в полиминеральном агрегате: видимо, увеличение степени идиоморфзима зерен различных минералов в агрегате в какой-то мере пропорционально величине поверхностной энергии и прочности кристаллических решеток этих минералов. Известен такой ряд увеличения прочности минералов при деформации или сопротивляемости энергии дислокаций в виде характерных структур: молекулярные → металлические → ионные → ковалентные.

В статье приводится сводка данных о величине поверхностной энергии некоторых искусственных соединений, соответствующих природным минералам; минералы с высокой величиной поверхностной энергии обычно идиоморфны в матрице минерала с более низкой величиной этой энергии. При перекристаллизации в изотропных условиях перестройка неравновесной структуры в равновесную происходит постепенно, через несколько промежуточных стадий. Эти стадии и будут отображать степень приближения формы зерен к равновесию. Обычно зерно очень сложной формы (30-25 граней) постепенно сокращает их количество в уже известном нам направлении (координация 13,56), а простое зерно, напротив, увеличивает: 30 → 25 → 20 → [12 14] ← 10 ← 7 ← 6. Степень приближения формы зерен к равновесию можно оценить, установив объемную статистическую форму зерна в данном конкретном агрегате в сравнении с формой ячейки Коксетера. Поэтому необходимо было найти способ определения формы зерна по геометрии его сечений в плоских срезах агрегата. Предлагаемый автором метод определения степени приближения формы реального зерна к ячейке Коксетера является наиболее важным, наиболее связанным с энергетической характеристикой межзерновой энергии агрегата. Однако этот метод не единственный. Степень приближения можно определить с помощью: 1) измерения дигедральных углов, 2) вычисления "индекса прорастания", выражающегося в отношении удельной плотности границ между фазой А и Б к плотности границ обеих фаз, 3) таких стереологических понятий как "матрица координации" и "число прямых пересечений". Все эти задачи и методы относятся к быстро развивающейся области стереологии.

В биминеральных породах и рудах преобладающий минерал имеет тенденцию к образованию фоновой полигональной трехмерной системы границ, а второстепенная фаза структурно подчинена этой системе. При этом экспериментально показана возможность судить об относительной величине межзернового натяжения между двумя фазами по величине дигедральных углов, которая предполагается пропорциональной энергии.

Поскольку междузерновая энергия (натяжение) является основным физическим фактором структуроформирования, то для нас безусловную ценность имеют любые методические приемы, позволяющие выявить хотя бы ее относительную величину. Прямое опре-

деление поверхностной энергии твердых тел само по себе представляет задачу исключительной экспериментальной сложности. В срезах же двухфазных минеральных агрегатов всегда можно найти такие точки, где сходятся три границы зерен – из которых две относятся к одной фазе, а третья граница – ко второй фазе. Измеряются три дигедральных угла α, β и γ, каждый из которых в случае равновесия по известному векторному правилу должен максимально приблизиться к 120°. Особенно точные данные для истинных величин дигедральных углов можно получить в срезах агрегатов прозрачных минералов: плоскости границ видны и углы измеряются на Федоровском столике.

Нами этот метод опробован на агрегатах пирита (колчеданные месторождения Карабаш, Гай, Сибай на Урале), кальцита (метаморфические мраморы и магматогенные карбонатиты), апатита (массивы Хибины, Сынныр), турмалина, пироксена и других минералов.

Для определения степени приближения агрегата к равновесию необходимо знать статистическую характеристику зерен в исследуемом препарате. Поэтому основная цель предлагаемого способа экспериментального определения характеристического набора плоских сечений многогранников – определение объемной формы фигур в случаях, когда нельзя определить ее непосредственным наблюдением, но можно получить плоскостные срезы препарата в агрегатах твердых фаз (металлы, керамика, горные породы, руды), биотканях и кристаллических структурах.

Количество многоугольников с разным числом сторон (треугольников, четырехугольников, пятиугольников и т.п.) в случайных срезах многогранников является функцией его формы, т.е. для каждого многогранника существует характеристический набор сечений. Предлагаемый автором, А.Г. Харченковым и Е.Г. Жабиным способ основан на получении случайных сечений многогранников с подсчетом числа разных многоугольников (треугольников, четырехугольников и т.п.), определяющих характеристический набор конкретного многогранника. Главными элементами эксперимента являются теодолитная двух- или трехосная установка, полая прозрачная модель испытуемого многогранника и жидкость, наливаемая внутрь многогранника. Горизонтальный уровень жидкости в прозрачной модели многогранника имитирует любые произвольные сечения этого многогранника. Каждая серия положений модели, "прокачиваемая" по двум или трем осям теодолитного столика, относится к определенному уровню жидкости, наливаемой в модель фигуры порциями до полного ее заполнения. Совокупность многоугольников разной формы, образуемых горизонтальными поверхностями жидкости, и будет составлять искомый характеристический набор. Способ отличается универсальностью, поскольку позволяет проводить исследования на моделях любых одиночных трехмерных объектов и пространственных структур. После получения характеристического набора плоских сечений для различных многогранников (правильных и неправильных) эти данные представляются в виде графиков в координатах осей: число

сторон в сечении – вероятность количества сечений многоугольников с различным числом сторон для конкретных геометрических фигур. Именно эти графики позволяют решать обратную задачу: по набору сечений в плоских срезах препарата определять объемную форму структурных ячеек с той или иной степенью приближения к пентагондодекаэдру, ячейке Коксетера и т.п.

При опробовании метода нами произведено около 187 000 отдельных замеров. Характеристический набор сечений куба, например, оказался следующим: треугольников – 23,4, четырехугольников – 56, пятиугольников – 16,7 и шестиугольников – 3,9%.

Мы уверены, что предложенный способ может быть положен в основу стереологических автоматов.

ABSTRACT

The mathematical aspects of distribution in space under random nucleation have been considered by Coxeter (1958) and Smith (1964). The distribution of shapes of polyhedra in a model consisting simply of subdivision by random planes in not greatly different from what would be obtained by models more nearly related to the mineralogical situation.

The equilibrium shape of grains depend on two factors: the local geometric requirements resulting from the need to minimize the interface energe and the overall requirements of space filling ("Coxeter's cell").

Topological characteristics of the Coxeter's cell, cubooctahedron and pentagondodecaherdron:

Polyhedra	Number of			Forms and number of faces		
	faces	tops	edges	quadrangle	pentagonal	hexagonal
"Coxeter's cell"	13,56..	23,13..	34,69..	1	10	2
Cubooctahedron	14	24	36	6	–	8
Pentagondodecahedron	12	20	30	–	12	–

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.В. Белов. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, 1947.
2. Дж. Д. Бернал. Порядок и беспорядок и их отражение в дифракции. – В сб. "Физика минералов". "Мир", 1964.
3. Д. Гилберт, Кон-Фоссен С. Наглядная геометрия. М.–Л., 1952.
4. А.Г. Жабин. Границы зерен в агрегатах. – В сб.: Онтогенические методы исследования минералов. "Наука", 1969.

5. А.Г. Жабин, А.Г. Харченков. Равновесная структура мономинерального агрегата. – В сб.: "Кристаллография и минералогия". Л., "Наука", 1972.
6. К. Роджерс. Укладки и покрытия. "Мир", 1968.
7. Л.Ф. Тот. Расположения на плоскости, на сфере и в пространстве. Физматгиз, 1958.
8. J.A. Clarke. R. Nature. 1972, v. 240, N 5381.
9. H.S.Coxeter. M. – Journ. Mathemat., 1958, v. 2, N 48.
10. C.S. Smith. – Metallurg. Rev., 1964, v. 9, N 33.

Д. В. КАЛИНИН, Н. Г. СТЕНИНА, Н. Д. ДЕНИСКИНА

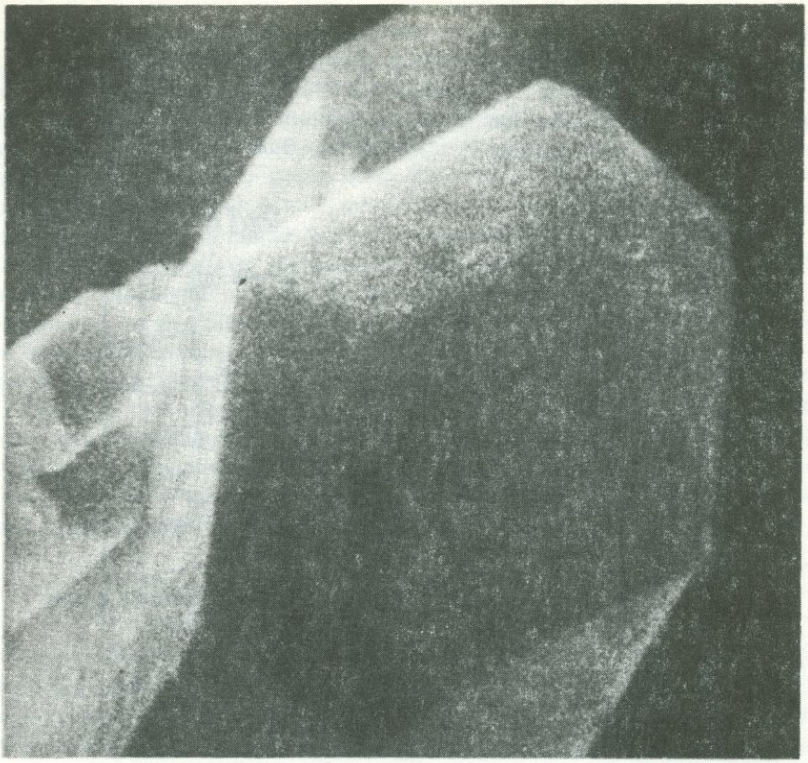
ПРИРОДНЫЕ И СИНТЕТИЧЕСКИЕ АМФИБОЛОВЫЕ АСБЕСТЫ (СРАСТАНИЯ, ДИСЛОКАЦИОННАЯ СТРУКТУРА, КИНЕТИКА И МЕХАНИЗМ РОСТА ВОЛОКОН, ГЕНЕЗИС)

Введение

Среди волокнистых минералов амфиболовые асбесты представляют особый интерес ввиду все возрастающей практической ценности. Им посвящено немало геологических и минералогических исследований, наибольшее значение из которых имеют работы А.Л. Холла [24], В.В. Аршинова [5], Ф.В. Чухрова [17], Ю.К. Андреева [1], В.Р. Артемова [3, 4] и ряда других авторов. Однако обстоятельного изучения реальной структуры природных и синтетических амфиболовых волокон, их срастаний, кинетики реакций и механизмов роста, общих физико-химических условий образования волокнистых агрегатов не проводилось. Некоторые сведения по электронномикроскопической характеристике асбестовых волокон содержатся в работе М.П. Малеева [14]. Но они не подкреплены детальным анализом реальной структуры волокон. Комплексное исследование амфиболовых асбестов, направленное на объяснение причин и механизма роста волокон, позволяет рашить многие геологические проблемы их генезиса. Именно в этом направлении были сосредоточены усилия авторов.

Срастания и реальная структура амфиболовых волокон

В гидротермальных системах авторы получили четыре разновидности амфиболовых асбестов: фторарфведсонит, ферроактинолит, куммингтонит и рихтерит. Электронномикроскопическое изучение волокон этих асбестов показало, что они являются монокристаллами независимо от условий синтеза. Это доказывается четкой огранкой торцов волокон и их боковых поверхностей, представляющих собой призмы, уплощенные по первому пинакоиду (фиг. 1).



Фиг. 1. Огранка концов амфиболовых волокон. Электронный микроскоп, увел. 20 000

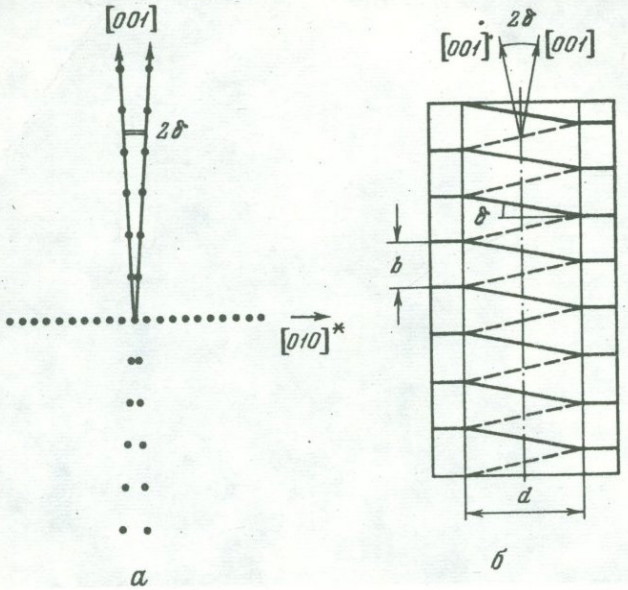
Амфиболовые асбесты обычно синтезируются в виде спутанноволокнистой массы и параллельные сростки наблюдаются редко. Параллельноволокнистые агрегаты, близкие к природным, экспериментально удается получить, осуществляя реакции направленного замещения. Но и в этом случае тесные срастания монокристаллических волокон редки.

Природные амфиболовые асбесты обычно являются параллельноволокнистыми сростками нитевидных кристаллов, огранка которых обусловлена условиями совместного роста или условиями расщепления монокристалла на волокна. Микродифракционная картина сростков часто соответствует монокристаллу, реже волокнистые индивиды в сростке развернуты относительно друг друга.

Расшифровка дефектов структуры амфиболовых волокон проводилась на основе изучения искажений изгибных контуров экстинкции на дефектах и с помощью анализа микродифракционных картин. При этом разрыв экстинкционных контуров со сдвигом свидетельствует о наличии краевой компоненты вектора сдвига осевой дислокации,

как это установлено Г.В. Бережковой и В.Н. Рожанским [7]. Изгиб контуров в виде дуги указывает на винтовую компоненту вектора Бюргерса (шаг винтовой дислокации).

На микродифракционных картинах $(100)^*$ тонких волокон (1000 Å), содержащих шнур осевых винтовых дислокаций в центре, наблюдалось отклонение угла между осями 001^* и 010^* от 90° на угол β



Фиг. 2. Схема винтовой дислокации в волокнах амфиболового асбеста (*а*) и соответствующего ей расщепления рефлексов дифракционной картины (*б*)

в пределах от 1 до 4°. Такая особенность обусловлена геликоидальным закручиванием решетки амфибола под действием винтовых дислокаций, когда объем упруго деформированной области вокруг дислокаций сравним с объемом всего кристалла. Диаметр деформированного цилиндра внутри амфибола принимался равным расстоянию, на котором экстинкционные контуры испытывают искажение, угол измерялся на соответствующих микродифракционных картинах. Шаг винтовой дислокации волокнистых кристаллов находится из выражения: $b = 2d\,\mathrm{tg}\,\beta$.

Схема такой винтовой дислокации и соответствующего расщепления рефлексов дифракционной картины показаны на фиг. 2.

Большая часть волокон (до 70%) имеет сложную реальную структуру, причем дефекты, как правило, параллельны оси роста С. Анализ особенностей микродифракционных картин показал, что дополнительные рефлексы на них обычно обусловлены двойникованием по (100). Сдвойникованные волокна состоят из двух или более инди-

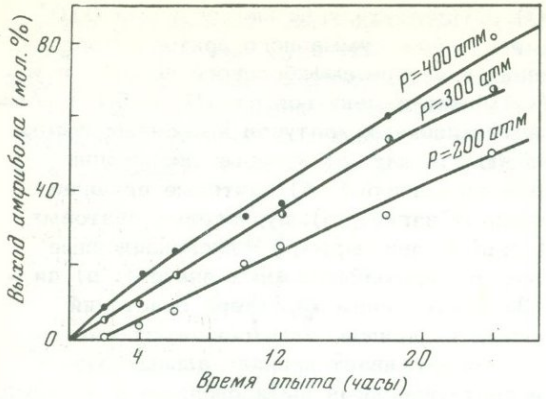
видов и уплощены по (010). Отклонение угла между осями 010* и 001* было использовано для оценки суммарного вектора Бюргерса шнура винтовых дислокаций в центре амфиболового волокна и установлено, что его величина может изменяться от 10 до 50 Å. Анализ искажений изгибных экстинкционных контуров на осевых дефектах позволяет их идентифицировать как: а) краевые дислокации (контуры испытывают разрыв со сдвигом); б) винтовые единичные дислокации (контуры испытывают изгиб); в) шнур осевых винтовых дислокаций одного знака (осевые капилляры); г) дислокационные диполи (две винтовых дислокации противоположных знаков); д) дислокации смешанного типа. За исключением характера срастаний отдельных монокристаллических индивидов, электронномикроскопическое исследование пока не обнаруживает принципиальных различий между природными и синтетическими амфиболовыми асбестами.

Важным обстоятельством является то, что в экспериментальных условиях наблюдается совместный рост бездислокационных волокон и волокон, содержащих дислокации. Это дает основание предполагать, что дислокационный механизм роста здесь не играет решающей роли, несмотря на наличие дислокаций.

Общая кинетика реакций

В изотермических гидротермальных системах синтетические амфиболовые асбесты чаще образуются в результате параллельно-последовательной реакции. Промежуточными селикатными фазами являются эгирин при синтезе фторарфведсонитов, диопсид при получении тремолита, энстатит при реакции образования куммингтонита и в ряде случаев оливин. Причиной появления безводных силикатов наряду с амфиболами является несколько большая скорость их образования. Максимальный выход промежуточного пироксена может достигать 80 мол.%. Во второй ступени реакции пироксены разлагаются с образованием амфиболов, претерпевая полное растворение без явлений замещения, характерных для природных процессов.

Элементарный механизм образования зародышей амфиболовых волокон, как прямым путем из исходных веществ, так и через промежуточные фазы, сложен и включает в себя ряд водных силикатов, диагностируемых тщательным рентгеноструктурным анализом. В ходе растворения исходных веществ или промежуточных силикатов в раствор переходят гидроокиси щелочноземельных металлов и кремния. Их реакция друг с другом дает первичные водные силикаты [12]. Например, при образовании рихтерита таким первоначально возникающим соединением является керолит $MgO{\cdot}SiO_2{\cdot}2H_2O$. Затем появляются структуры сепиолита, талька и, наконец, рихтерита. В целом процесс отражает прогрессирующую полимеризацию и дегидратацию водных силикатов и может протекать в твердой фазе. Дальнейший рост зародышей амфиболов с образованием волокнистых кристаллов может происходить путем присоединения к рас-



Фиг. 3. Кинетические кривые образования амфиболового асбеста в системе $NaF-Fe(OH)_3-SiO_2-H_2O$ в присутствии высоких концентраций NaCl при температуре 500°С

тушему кристаллу крупных комплексных группировок, близких по составу и строению к первоначально возникающему водному силикату, например керолиту.

Кинетические кривые (фиг. 3) отражают скорость наиболее медленной стадии процесса, которой при образовании волокнистых амфиболов является рост волокон. Это доказывается тем, что введение в систему зародышей амфиболов и изменение дисперсности исходных веществ не влияют на выход волокнистой массы и, следовательно, зародышеобразование и растворение не являются лимитирующими стадиями. Микродиффузионные явления также не оказывают воздействия на ход процесса, поскольку волокна амфиболов растут с одинаковыми скоростями в шихте и полостях автоклавов.

Кинетика роста кристаллов в случае, если решающая роль принадлежит взаимодействию на границе фазового раздела, описывается в общем виде уравнением первого порядка

$$\frac{dx}{dt} = KS(C_1), \qquad (1)$$

где $\frac{dx}{dt}$ – приращение массы растущей поверхности за единицу времени, K – константа скорости поверхностных процессов, S – площадь поверхности, C_1 – градиент концентраций частиц на границе фазового раздела.

Для расчета констант скоростей реакций по экспериментальным данным может быть использовано формальное кинетическое уравнение первого порядка, дающее хорошее описание кривых

$$\frac{dx}{dt} = K(A_0 - \quad , \qquad (2)$$

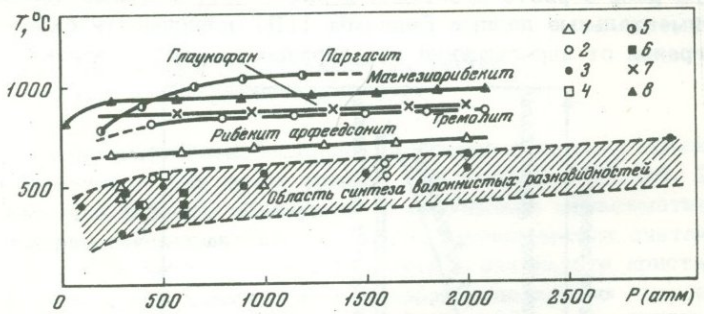
где x – выход волокнистой массы в зависимости от времени. Расчеты дают значение K в пределах от 10^{-1} до 10^{-2} час$^{-1}$. Энергия активации реакций для температур 500–550°С составляет 27 ± 1 ккал/г·моль.

Физико-химические условия роста волокон

Если осуществить синтез амфибола в системе из окислов при наличии воды, то скорость реакции будет определяться скоростью растворения исходных окислов в воде. Это положение доказывается зависимостью скорости процесса от дисперсности исходных веществ (или одного из исходных веществ). В итоге создаются условия для равновесного роста кристаллов амфиболов, приобретающих призматический габитус. Так обстояло дело в опытах Бойда [21], Эрнста [23] и Таттла Боуэна [20] и других авторов, исследовавших пределы стабильности амфиболов.

Волокнистые амфиболы синтезируются при наличии в системе значительных концентраций галоидных солей щелочных, щелочноземельных и других металлов. Это – первое и наиболее общее условие получения амфиболовых асбестов [11]. Галоидные соли обеспечивают высокие скорости растворения исходных веществ, приводят к созданию большого пересыщения раствора и в итоге к резко неравновесному росту кристаллов. С физико-химической точки зрения для роста волокон необходима высокая активность в системе ионов группы X и Y*,с кинетической – создание условий, при которых процесс лимитируется ростом волокнистых кристаллов, а не растворением исходных веществ. То и другое достигается введением в систему галоидных солей.

Температура проведения реакции оказывает существенное влияние на габитус кристаллов амфиболов. Анализ имеющегося экспериментального материала показывает, что амфиболовые асбесты образуются при сравнительно невысоких температурах (400–500°С) в нижней половине полей их устойчивости (фиг. 4). Для того что-



Фиг. 4. Верхняя граница устойчивости амфиболов и область синтеза их волокнистых разновидностей

1 – рибекит–арфведсонит; *2* – тремолит; *3* – рихтерит; *4* – куммингтонит; *5* – паргасит; *6* – ферроактинолит; *7* – глаукофан; *8* – магнезиорибекит

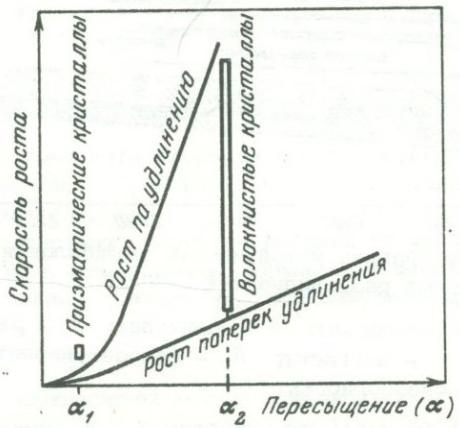
*Общая кристаллохимическая формула амфиболов имеет вид: $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH, F, Cl)_2$.

бы получить волокнистый материал при более высоких температурах (600–700°С), необходимо параллельно сильно повысить давление, что дает ключ к пониманию механизма влияния температуры на рост волокон. Очевидно, что с повышением температуры, термическим разрушением гидратных комплексных группировок изменяется степень ассоциации частиц в растворе. Но при увеличении плотности среды с ростом давления возрастает степень ассоциации частиц и устраняется отрицательное влияние роста температуры.

Механизм роста волокон амфиболов

Прежде всего необходимо выяснить причины роста именно волокон, а не призматических кристаллов.

Структура амфиболов отмечается тем, что направление их удлинения вдоль оси С отвечает кристаллографическим зонам с наиболее прочными связями в структуре. Эта анизотропия связей является необходимым, но еще не достаточным, условием для роста волокнистых кристаллов при больших пересыщениях. Причина заключается в том, что скорости роста амфиболов в различных кристаллографических направлениях имеют различную зависимость от пересыщения, так как это схематически показано на фиг. 5. Отсюда ясно, почему при малых пересыщениях в системах с окислами и чистой водой мы получаем призматические кристаллы амфиболов и, наоборот, при высоких пересыщениях в системах с галоидными солями – волокнистые кристаллы. По теории Бартона, Кабреры и Франка [6] эта зависимость не является линейной в тех случаях, когда основную роль в росте кристалла играют поверхностные явления. Экспериментальные данные Беннемы [19] зависимости скоростей роста граней от пересыщения подтверждают выводы теории.



Фиг. 5. Схематическая картина зависимости скорости роста кристаллов амфиболов по различным направлениям от величины пересыщения

Далее постараемся выяснить, какой конкретно механизм роста возможен при образовании амфиболовых волокон, безотносительно к кристаллографическому направлению роста. Дислокационный механизм маловероятен, поскольку до 30% всех амфиболовых волокон лишены дислокаций и, с другой стороны, он более характерен для роста при низких пересыщениях. При высоких пересыщениях рост кристаллов осуществляется с помощью двумерного зародышеобразования или путем присоединения к растущей грани трехмерных комплексных группировок. Наличие на грани ступеней, изломов и выходов дислокаций не меняет существа процесса [18]. Механизм роста волокон с помощью комплексных группировок согласуется с данными о влиянии на рост волокон температуры и давления и с результатами анализа механизма реакции зарождения амфибола, протекающей через слоистые водные силикаты. Поскольку существующие в растворе соединения являются сложными гидратами окислов, на поверхности растущего кристалла происходит их дегидратация и полимеризация с образованием прочных связей силикатной структуры.

Скорость роста волокон может зависеть от скорости дегидратации и протекать в кинетической области. Однако более вероятно, что скорость процесса определяется диффузией комплексных группировок на границе фазового раздела или встречной диффузией воды, освобождающейся при дегидратации гидратированных окислов на поверхности растущего кристалла. Последнее предположение позволяет увязать рост волокон в условиях больших пересыщений, когда проблем с питанием растущих кристаллов не возникает, с резко различной скоростью роста отдельных граней, если основную роль в росте играет поверхностная диффузия.

Механизмы образования амфибол-асбестовых агрегатов в эксперименте и природе

На генезис амфибол-асбестовых агрегатов в природе среди геологов существует ряд точек зрения. Ряд авторов [25, 24, 22] полагает, что асбесты образуются в результате метасоматического замещения вмещающих пород. Другие исследователи считают [17, 2, 3], что асбесты могли возникнуть в результате кристаллизации из истинных или коллоидных растворов, заполнявших трещины. Некоторые геологи склонны считать [26, 16], что амфиболовые асбесты обязаны своим происхождением перекристаллизации массивных кристаллических амфиболов. Полагают также [27, 5, 4], что в ряде случаев асбесты могли возникать в результате расщепления призматических кристаллов по спайности.

Экспериментальные исследования показывают, что эти различные представления, основанные на геологических наблюдениях, объективно отражают разнообразие механизмов образования амфиболовых асбестов в природе. Их можно разделить на: ростовые и неростовые

механизмы. Остановимся вначале на ростовых механизмах, для которых необходимо соблюдение общих условий образования волокон, описанных выше.

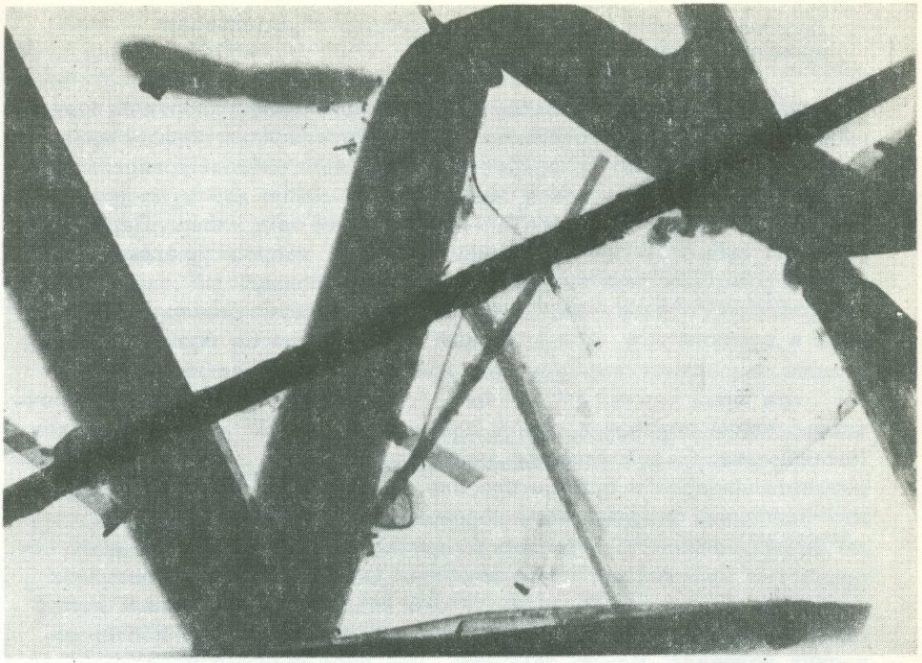
Параллельно-волокнистые агрегаты, перпендикулярные стенкам трещин, могут возникать двумя путями. Первый связан с направленным замещением вмещающей породы и осуществлен экспериментально [9]. В качестве модели породы был использован магнезиальный цемент (полимеризованная MgO), реагировавший с раствором силиката натрия. В ходе замещения MgO подвергался растворению в пленке раствора на границе замещаемой породы и растущего амфиболового агрегата, остававшегося достаточно проницаемым для активной диффузии кремнезема к месту реакции. Другой путь образования параллельно-волокнистых агрегатов связан с пористыми средами [15, 10, 7, 13], когда питание растущих волокнистых кристаллов осуществляется из насыщенного порового раствора и волокна растут своими основаниями.

В первом случае необходимо участие в реакции достаточно активных солевых растворов, способных обеспечить высокую растворимость минералов вмещающих пород и большое пересыщение. Во втором случае резкое пересыщение может создаваться за счет перепада давлений при выходе порового раствора в полость трещины. Вместе с тем пористость горных пород, вязкость растворов и другие физические характеристики систем должны быть таковы, чтобы не осложнять течение процесса и обеспечить кинетическое условие роста волокнистых амфиболов, которое состоит в том, что самой медленной стадией процесса должен быть рост самих волокон. Эти требования нам не представляются чрезмерными.

Спутанно-волокнистые, радиально-лучистые и завездчатые агрегаты амфиболовых асбестов образуются из пересыщенных растворов при массовом зародышеобразовании по всему объему системы.

В морфологии агрегатов асбеста значительную роль играет наличие в реакционном объеме твердых фаз, их распределение и отношение к протекающим реакциям. Физико-химические и кинетические требования в этом случае такие же, как и в двух предыдущих случаях.

Неростовый механизм происхождения амфиболовых асбестов связан со способностью массивных кристаллов некоторых амфиболов расщепляться по удлинению. Этот процесс изучен авторами на примере антофиллитовых асбестов. Электронномикроскопическое изучение особенностей их волокон и кристаллов антофиллита, подвергающихся асбестизации, показало, что волокна представляют собой плоские эластичные ленты, уплощенные по первому пинакоиду со степенью уплощения до 10 раз (фиг. 6). Эти ленты могут быть сгруппированы в пачки и образовывать изометричное в сечении волокно слоистого строения. Микродифракционные картины таких волокон показывают, что это монокристаллы и, что существенного разворота слагающих их лент не наблюдается. Отсюда можно за-



Фиг. 6. Эластичные плоские ленточные волокна антофиллита под электронным микроскопом. Увел. 3000

ключить, что слоистые волокна являются участками кристаллов антофиллита, претерпевших асбестизацию, но еще не расщепленных механически на более тонкие ленты. Очень важно то, что электронограммы плоских лент обнаруживают на их поверхности присутствие талька. Структура антофиллита допускает появление мотивов структуры талька по плоскости (100) при удалении части ионов магния.

С химической точки зрения это – гидролиз в условиях воздействия на антофиллит углекислых растворов при температурах, несколько ниже температур стабильности антофиллита. В случае, если этот процесс заходит далеко, формируются тальк-карбонатные породы.

Таким образом, появление структуры талька по плоскостям (100) антофиллита можно считать непосредственной причиной возможности расщепления его кристаллов на волокна-ленты. При этом механизме образования волокон амфиболового асбеста закономерности, отмечавшиеся в предыдущих разделах, не имеют силы.

Морфологическая нестабильность асбестов и длительность процессов асбестообразования

Амфиболовые асбесты обладают значительной поверхностной энергией и нестабильны в сравнении с призматическими кристаллами той же массы. Долю поверхностной энергии в общем уровне свободной энергии сферической твердой фазы можно найти из уравнения $\Delta G = 4/3\pi r^3 \Delta C_v + 4\pi r^2 \delta$, содержащего два члена. Первый отвечает приросту ΔG на единицу объема, второй определяет величину поверхностной энергии на единицу площади (δ – величина поверхностного натяжения). При переходе призматического амфибола в волокнистый молекулярный объем остается без изменения и лишь возрастает площадь поверхности. Положительный прирост ΔG при этом равен $\pi r_1^2 l\delta - 4\pi r^2 \delta$, где r_1 и r – радиусы поперечного сечения волокон и сферы соответственно, l – длина волокон. Нестабильность волокнистых амфиболов приводит к явлениям их перекристаллизации в призматические, обладающие более низким уровнем свободной энергии. Эта перекристаллизация происходит при тех же физико–химических условиях, при которых осуществлен рост волокнистых кристаллов, с увеличением длительности опытов сверх необходимой. По своей сущности она аналогична известным явлениям укрупнения мелкокристаллических фаз в изобарно–изотермических условиях. Важно заметить, что этот процесс происходит хотя и с более медленными, чем рост волокон, но все же заметными скоростями. Экстраполяция по времени позволяет утверждать, что при выдержках около двух месяцев волокнистый амфибол в гидротермальных условиях может быть полностью перекристаллизован в призматические кристаллы. Это наводит на мысль о том, что сохранение нестабильных волокнистых амфиболовых масс в природе связано с довольно быстрым изменением физико–химических условий, вызвавших их образование. Этот вывод интересен в геологическом отношении и не противоречит в целом другим условиям образования волокон ростовым путем.

ABSTRACT

Real structure of amphibole asbestos needles shows that the growth as three–dimensional complex groupings is the most acceptable model for their formation. The result of electronic microscope studies is correlated with general physico–chemical conditions of amphibole asbestos synthesis, i.e. high ion activity of the groups X and Y, low temperature and high pressures. Similar conditions are responsible for high oversaturations and proceses of kinetics are limited, as a whole, by the growth of fibrous crystals. The analysis of kinetics data allows one to arrive at the conclusion that the growth of fibres is determined by the diffusion on the border–line and fibrous habit is due to a sharp difference in the growth rates of various crystallographic directions under considerable oversaturation.

Natural amphibole asbestos are both growth and non–growth genesis. When grown amphibole asbestos are formed, the above mentioned physico–chemical conditions of growth would be fulfilled, though specific mechanism of asbestos aggregate formation may vary. They are formed by the reaction of directed replacement, by growth in porous solutions on crack walls or by a disorderly crystallization in the solution volume.

The non–growth asbestos appear as a result of splitting of prismatic amphibole crystals in the process of retrograde metamorphism.

The habit of asbestos amphibole (growth) is not stable as compared to prismatic one, so active dynamics of natural processes with rather rapid change in physical–chemical conditions is needed for its formation and subsequent preservation.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ю.К. Андреев. Генетические типы месторождений щелочных амфибол–асбестов. – В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Изд–во АН СССР, 1962.
2. Ю.К. Андреев, В.И. Годовиков. Условия появления щелочно–рогово–обманковой минерализации в нижнепермских мергелях Джезказганской впадины. – Труды ИГЕМ АН СССР, 1958, вып. 31.
3. В.Р. Артемов. Условия образования жил родусита и родусит–асбеста в осадочных породах. Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. – Труды ВСЕГЕИ, 1964, вып. 118.
4. В.Р. Артемов. Природа расщепляемости родусита на волокна. – Записки Всес. минер. об–ва, 1965, ч. 94, вып. 4.
5. В.В. Аршинов. Асбест амфиболовый. – В сб.: Неметаллические ископаемые СССР, т. I. Изд–во АН СССР, 1936.
6. У.К. Бартон, Н.Кабрера, Ф.С. Франк. Элементарные процессы роста кристаллов. ИЛ, 1959.
7. Г.В. Бережкова, В.Н. Рожанский. К вопросу о механизме роста ионных нитевидных кристаллов из растворов. Кристаллография, т. 8, 1963, вып. 3.
8. Г.В. Бережкова. Нитевидные кристаллы. "Наука", 1969.
9. Н.Д. Денискина, Д.В. Калинин, Н.Г. Стенина. Механизмы формирования амфибол–асбестовой минерализации. – Геохимия, 1974, № 4.
10. Б.Есенски, Э.Хартман. Некоторые замечания о росте и механических свойствах нитевидных кристаллов. Кристаллография, т. 7, 1962, вып. 3.
11. Д.В. Калинин, Н.Д. Денискина, Г.Г. Лохова. Об условиях синтеза волокнистых амфиболов и генезисе природных амфиболовых асбестов. – Геохимия, 1971, № 7.
12. Д.В. Калинин. Механизм и кинетика гидротермальных реакций силикатообразования. "Наука", СО АН СССР, 1973.
13. М.Н. Малеев. Свойства и генезис агрегатов некоторых минералов, кристаллизующихся на пористых средах. – В сб.: Новые данные о минералах СССР, вып. 17, 1966.
14. М.П. Малеев. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. М., "Наука", 1971.

15. Э.М. Надгорный. Свойства нитевидных кристаллов. – Успехи физ. наук, т. 77, 1962, вып. 2.
16. А.А. Спасский. Микрорельеф как поисковый признак при поисках голубого асбеста. – Информ. бюлл. Уральского геол. упр., 1958, № 5–6.
17. Ф.В. Чухров. Кызыл-Борбасское месторождение амфиболов типа родусита. – В сб.: Вопросы минералогии геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, 1946.
18. Н.Н. Шефталь, А.Н. Бузынин. К моделированию процессов роста кристаллов. – В сб.: Рост кристаллов. М., "Наука", 1974.
19. P.Bennema. Crystal Growth. Oxford, 1967.
20. N.Z.Bowen, O.F.Tuttle. The $MgO–SiO_2–H_2O$ system. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1949, v. 60.
21. F.R.Boyd. Hydrothermal investigation of amphiboles. In Researches in geochemistry. – J.Wiley. N.Y., 1959.
22. A.L.Du Toit. The origin of the amphibole asbestos of South Africa. – Trans. Geol. Soc. South Africa, v. 48, 1945.
23. W.G.Ernst. Amphiboles. N.Y.,1968.
24. A.L.Hall. Asbestos in the Union of South Africa. Geol. Surv. Dep. Min. and Ind. Mem., 1930, N 12.
25. M.A.Peacock. The nature and origin of amphibole asbestos of South Africa. Amer. Miner., 1928, N 3.
26. R.Stappenbeck. Die Asbestlagerstätten von Südafrika. – Z. Pract. Geol., 1930, Bd. 38.
27. S.Taber. The genesis of asbestos and asbestos and asbestiforms minerals. – Trans. AIME, 1918, 57.

Н. Н. МОЗГОВА

ЗАКОНОМЕРНЫЕ МИКРОСРАСТАНИЯ КАК ХАРАКТЕРНЫЙ ПРИЗНАК ГОМОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ СУЛЬФОСОЛЕЙ

Сульфосоли или сложные сульфиды – обширная группа минералов, состав которых в самом общем виде может быть выражен схематической формулой $A_m T_n X_p$, где A – металлы (наиболее обычны Ag, Cu, Pb и др.), T – полуметаллы (As, Sb, Bi), а X – сера (частично замещаемая селеном или теллуром).

В изучение сульфосолей значительный вклад внесли ученые разных стран. Среди них Д.Григорьев, В.Щербина, А.Годовиков, И.Костов, Л.Бери, Э. Нафилд, В.Новацкий, И.Такеучи и другие.

Сульфосоли характеризуются целым рядом особенностей, одна из которых – частое нахождение тесных микросрастаний и взаимопрорастаний сульфосолей с галенитом или сульфосолей близкого состава друг с другом. Обычно такие срастания обладают закономерными структурами (графическими, решетчатыми и др.), сходными по морфологии с теми, которые трактуются как структуры распада твердых растворов. Закономерные срастания сульфосолей уже неоднократно отмечались разными авторами при описании отдельных минералов и устанавливались разными методами. Так, в сульфоарсе-

нитах свинца из Бинниенталя срастания наблюдались под микроскопом. Тесное прорастание двух очень близких минералов, названных андоритом IV и андоритом VI, было установлено при морфологическом изучении кристаллов сульфоантимонитов серебра [26], а затем подтверждено при рентгеновском исследовании данных минералов [13]. Срастания галенита с козалитом со структурой распада твердых растворов также описаны в целом ряде работ [8, 7, 6].

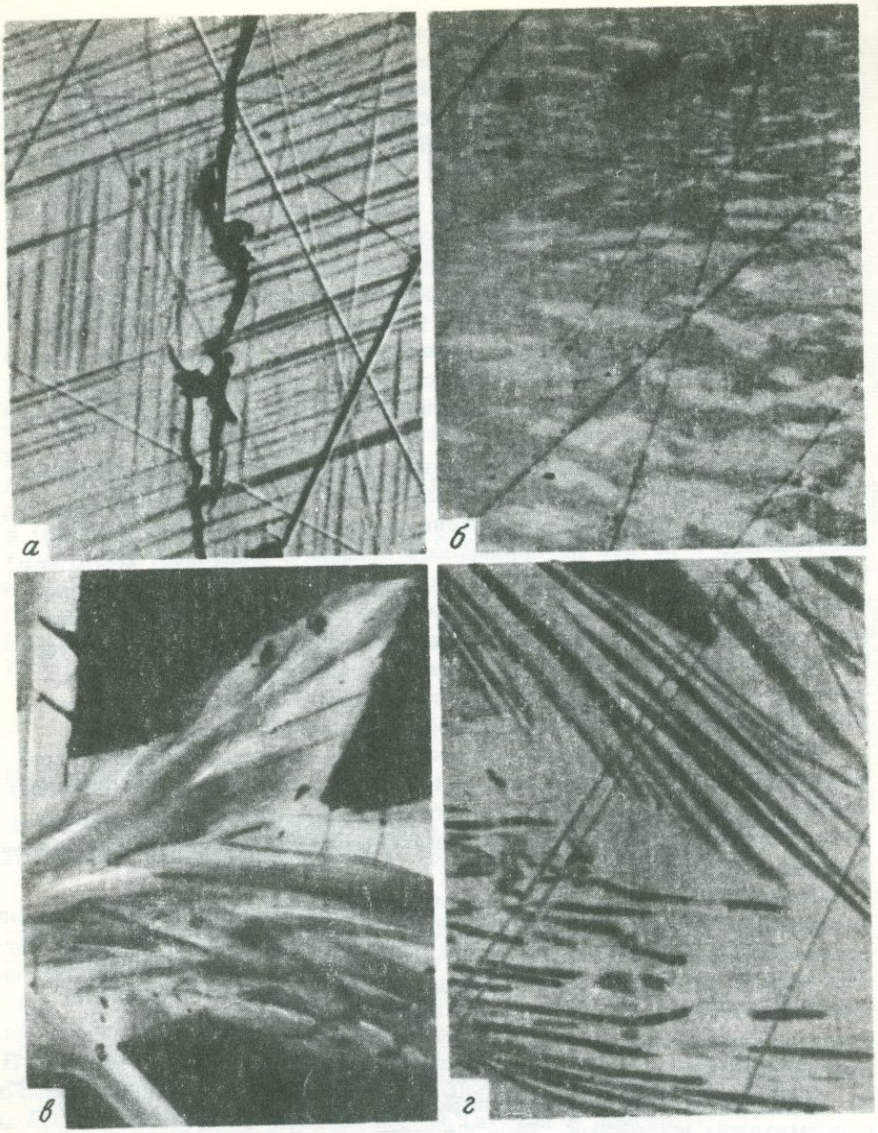
Нередко именно такие срастания служили основой для дискредитации минеральных видов из сульфосолей. Так, были в свое время закрыты бенжаминит, как смесь айкинита с серебросодержащей сульфосолью [19]; гунгаррит как микросрастания козалита с галенитом; лиллианит как смесь галеновисмутита с галенитом [11] и т.д. В некоторых случаях микросрастания близких сульфосолей принимались за двойники, как, например, в сульфоантимоните свинца и серебра – рамдорите.

Несмотря на то, что закономерные микросрастания сульфосолей наблюдались уже многими исследователями, в целом эта особенность сложных сульфидов и степень ее характерности все еще не обсуждалась и на нее не обращалось должного внимания. В то же время, поскольку закономерные микросрастания близких индивидов отмечались в сульфосолях совершенно разного состава, то можно было полагать, что эта особенность является достаточно характерной для данных минералов и обусловлена общими причинами, связанными с их природой. Поэтому изучение этой, казалось бы частной, особенности сульфосолей приобретает общее значение.

Использование в последнее десятилетие электронного зонда при исследовании сульфосолей полностью подтвердило это предположение и показало, что закономерные микросрастания близких индивидов являются весьма характерной и самой наглядной особенностью сульфосолей.

Совместно с Ю.С. Бородаевым нами такие срастания были установлены с помощью микрозонда JXA-5 в сульфосолях разного состава в айкинитах (система Cu – Pb – Bi – S), бенжаминитах (Cu – Pb – Ag – Bi – S), пластинчатых и игольчатых сульфоантимонитах свинца (Pb – Sb – S), в рамдоритах (Ag – Pb – Sb – S) и в цилиндритах-франкеитах (Pb – Fe – Sn – Sb – S). Помимо собственно сульфосольных срастаний, наблюдались закономерные сростки сульфосолей с простыми сульфидами: минералов ряда айкинитов с висмутином в системе Pb – Cu – Bi – S и козалита с галенитом – в системе Pb – Bi – S. Последние, как говорилось выше, устанавливались ранее и при обычных микроскопических исследованиях.

Структуры перечисленных срастаний очень разнообразны. Среди них решетчатые (фиг. 1, *а*), пятнистые (фиг. 1, *б*), перистые (фиг. 1, *в*), радиально-лучистые и сферолитовые (фиг. 1, *г*), структуры песочных часов (фиг. 2, *а*), срастания, напоминающие полисинтетические двойники (фиг. 2, *б*), зонарно-концентрические (фиг. 2, *в*) и графические (фиг. 2, *г*). Отдельные примеры аналогичных и сходных срастаний наблюдались и другими авторами при



Фиг. 1. Решетчатые срастания сульфовисмутита Pb,Cu и Ag из группы бенжаминитов *(а)*. Северный Коунрад. В обратно-рассеянных электронах, увел. 240. Пятнистые *(б)* срастания гладита (светло-серый) и линдстремита (серый). Северный Коунрад (Казахстан). В обратно-рассеянных электронах, увел. 240; *в* – перистая структура звездчатых сростков кристаллов, образованная минералами ряда семсейита-фюлёппита. Месторождение Кара-Камар

микрозондовом исследовании сульфосолей – козалита с галенитом [15] и сульфосолей в системе Pb – Cu – Ag – Bi – S [16]. Указывалось также на наличие закономерных срастаний среди сурьмяно-висмутовых сульфосолей свинца [9].

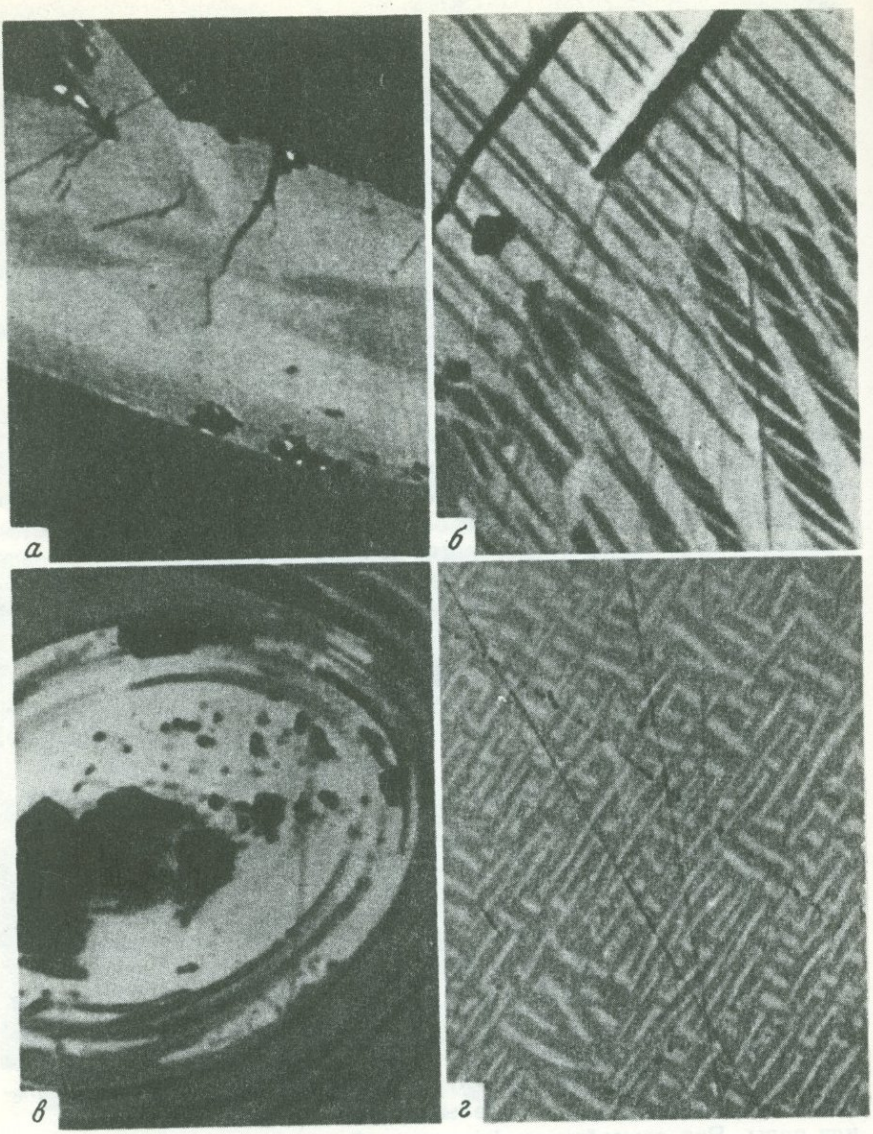
Есть несколько указаний в литературе на зонарные срастания разных фаз в кристаллах блеклых руд, установленные с помощью электронного микрозонда [24, 29, 22,2]. Нами, совместно с А.И. Цепиным, отчетливое зонарное строение кристаллов блеклой руды установлено на микрозонде MS-46 в образцах ряда месторождений – Жайрем (Казахстан), Ключевское (Забайкалье) и Яхимов (ЧССР).

Во всех случаях, когда величина отдельных фаз в сульфосольных срастаниях позволяла провести локальные микрозондовые анализы и получить порошкограммы микрометодом, было установлено, что качественный состав срастающихся фаз одинаков и дебаеграммы их очень близки друг к другу. По химизму фазы различаются между собой количественными соотношениями одних и тех же компонентов. Порошкограммы при общем сходстве и подобии рисунка также в деталях различаются друг от друга. Эти различия проявляются в основном в области малых углов отражений и сказываются в расщеплении отдельных линий, изменении их интенсивности и некотором изменении межплоскостных расстояний. Все это свидетельствует о значительном родстве срастающихся фаз.

Закономерные срастания близких фаз нередко устанавливаются в минералах, считавшихся минеральными видами постоянного состава, например, во франкеите, цилиндрите, рамдорите. Этим, очевидно, объясняется некоторая неоднозначность химизма и рентгеновских характеристик данных минералов: для франкеита в ASTM приводились две порошкограммы, заметно различающиеся между собой в области малых углов отражения; для цилиндрита и рамдорита формулы считались спорными.

В закономерных срастаниях друг с другом наблюдаются часто сульфосоли, признанные в качестве самостоятельных минеральных видов. Это минералы из рядов семсейита–фюлеппита и висмутинаайкинита. Для данных срастаний отмечаются те же закономерности: состав их характеризуется переменными количествами одних и тех же компонентов и порошкограммы очень близки. Родственность срастающихся минералов по ряду признаков уже признавалась раньше, и они объединялись в отдельные классификационные группы или ряды. Ряд семсейита – фюлеппита был намечен еще в конце

(Средняя Азия). В обратно-рассеянных электронах, увел. 270; *г* – радиально-лучистая структура, образованная игольчатыми кристаллами плюмозита в буланжерите. Месторождение Михайловское (Восточное Забайкалье). В обратно-рассеянных электронах, увел. 300



Фиг. 2. Структура "песочных часов", образованная минералами ряда семсейита–фюлёппита (а). Месторождение Кара–Камар (Средняя Азия). В обратно–рассеянных электронах, увел. 270 *(а)*; *б* – пластинчатая структура срастания рамдорита (светлый) и андорита (темный). Месторождение Потоси (Боливия). В обратно–рассеянных электронах, увел. 960; *в* – зонарно–концентрическая структура срастания франкеитов разной степени сурьмянистости. Черные кристаллы в центре – пирит; черные концентрически–по–

прошлого века Л.Спенсером как морфотропная группа плагионита [13]. Обоснованием для выделения группы Спенсеру послужили одинаковый качественный состав минералов и установленная им по гониометрическим отношениям осей закономерность: с увеличением содержания свинца возрастал один из кристаллографических параметров минералов, тогда как два других сохранялись неизмененными. Позже эта закономерность подтвердилась и рентгеновским методом. В последние годы группа насчитывала четыре минеральных вида, которые по возрастанию свинца распределялись следующим образом: фюлёппит ($3PbS{\cdot}4Sb_2S_3$), плагионит ($5PbS{\cdot}4Sb_2S_3$), гетероморфит ($7PbS{\cdot}4Sb_2S_3$) и семсейит ($9PbS{\cdot}4Sb_2S_3$).

Ряд висмутина – айкинита после работ К.Иохансона [14], Ф.Викмана [28] и К.Падеры [20] считался одним из примеров проявления совершенного изоморфизма в сульфосолях (изоморфизм $Bi^{3+} \rightarrow Pb^{2+}$, Cu^{+}). В нем помимо крайних членов (висмутина Bi_2S_3 и айкинита $CuPbBiS_3$), признавалось еще четыре промежуточных: гладит ($CuPbBi_5S_9$), линдстремит ($CuPbBi_3S_9$), рецбаниит ($Cu_4Pb_4Bi_{10}S_{21}$) и хаммарит ($Cu_2Pb_2Bi_4S_9$).

Локальные микрозондовые анализы показали, что и в первом и во втором случаях ряды включают гораздо больше природных соединений, чем это считалось раньше [27, 3, 1]. Для ряда айкинитов получены очень интересные данные с помощью рентгеноструктурного метода [27]. Было установлено, что члены этого ряда различаются между собой не только по соотношению основных компонентов, но и сверхструктурой по параметру a. Это иногда сопровождается изменением пространственной группы от Pbnm до Pbmm. Следовательно, они представляют собой упорядоченные фазы и совершенный изоморфизм в этом ряду, предполагающий статистическое, неупорядоченное распределение разных элементов в одной системе точек, при обычных температурах здесь отсутствует. Исходя из симметрии пространственной группы и схемы изоморфизма предсказаны многие промежуточные члены этого ряда с различными сверхструктурами [27, 18]. Некоторые из предсказанных членов были затем обнаружены в природе [1]. В то же время экспериментальным исследованием системы Bi_2S_3 – $CuPbBiS_3$ установлена полная смесимость при высоких температурах, и образцы, закаленные при этих температурах, сверхструктуры не обнаруживали [25]. Таким образом, природный ряд айкинита–висмутина представляет собой ряд упорядоченных фаз, отвечающий определенному интервалу системы $Bi_2S_3 – CuPbBiS_3$, в котором при высоких температурах существует непрерывный изоморфизм.

лосчатые выделения – станнин. Месторождение Смирновское (Восточное Забайкалье). В обратно-рассеянных электронах, увел. 255; *г* – графическая структура срастания висмутина (белый) и гладита (серый). Месторождение Северный Коунрад (Казахстан). В обратно-рассеянных электронах, увел. 250

Этот ряд упорядоченных соединений характеризуется определенным набором признаков.

1. Промежуточные члены ряда имеют один и тот же качественный состав элементов, а в целом весь ряд отвечает некоторому интервалу на диаграмме составов.

2. При переходе от одного члена ряда к другому количественные соотношения компонентов закономерно скачкообразно изменяются, причем содержания металла и полуметалла связаны обратной зависимостью. Состав этого ряда может быть представлен одной формулой $Cu_xPb_xBi_{8-x}S_{12}$. Изменение количественных соотношений компонентов у соседних членов очень невелико, ряд насчитывает большое число членов и по своему характеру является квантующимся и квазинепрерывным.

3. Члены ряда обладают двумя одинаковыми параметрами ячейки, третий же закономерно изменяется с изменением состава, а именно при увеличении содержания свинца возрастает кратно ребру элементарной ячейки. Это отражается на появлении сверхструктур.

4. Дебаеграммы членов ряда характеризуются большим сходством. Изменения их, проявляющиеся главным образом в области малых углов отражения, носят закономерный характер: при переходе от одного члена ряда к другому по мере увеличения содержания свинца происходит расщепление, незначительный сдвиг и изменение интенсивностей отдельных линий. Чем больше по составу различаются члены ряда, тем более значительно отличаются и их дебаеграммы. И, наоборот, чем ближе они по составу, тем более сходны их рентгеновские характеристики.

5. Определенной закономерности подчиняется изменение физических свойств. Так, по мере увеличения количества свинца происходит повышение плотности, изменяется микротвердость, отражение и т.д.

6. Характерны закономерные срастания членов ряда – решетчатые, графические, пластинчатые и другие, которые образуются при упорядочении высокотемпературных изоморфных смесей.

Из перечисленных признаков наиболее существенным является определенная связь состава и строения, которая обусловлена наличием в структурах одинаковых субъячеек и их наращиванием при переходе от одного члена ряда к другому. Это определяет структурное родство данных соединений и подобие дебаеграмм. Самым же наглядным признаком можно считать закономерные срастания членов ряда.

Рассмотрение имеющихся данных по ряду семсейита–фюлёппита показывает, что и этот ряд обладает сходными особенностями. По составу он является квазинепрерывным, характеризуется близостью дебаеграмм и сходным их изменением по ряду, обладает аналогичным закономерным изменением физических свойств, параметров элементарной ячейки (два – постоянны, а третий увеличивается с возрастанием свинца), и наконец, тесными срастаниями членов ря-

да. Все это позволило высказать соображение, что данный ряд сульфосолей является не морфотропным, как это предполагалось раньше Спенсером, а представляет собой совокупность упорядоченных природных соединений, сходную с рядом айкинитов [3].

Микросрастания химически и структурно родственных фаз, которые установлены в других сульфосольных системах, очевидно, также свидетельствуют о существовании в них гомологических рядов соединений. Это подкрепляется сходством зависимости между составом и строением данных фаз с той, которая установлена в описанных выше хорошо изученных рядах. Таким образом, намечены ряды: бенжаминита – берриита в системе Pb – Ag – Cu – Bi – S [12], гунгаррита – лиллианита в системе Pb – Bi – S [17], андорита – рамдорита и др. В некоторых случаях удается выявить целые семейства таких рядов. Подобное семейство установлено, например, при исследовании упоминавшихся выше цилиндрита и франкеита. Вместо этих двух минералов, признававшихся ранее в системе Pb – Sn – Fe – Sb – S, обнаружена совокупность природных соединений, различающихся между собой по составу: с одной стороны, соотношениями Pb и Sn, связанными обратной зависимостью, а с другой – отношением (Pb + Sn):Sb. Все они, как указывалось выше, обладают родственными дебаеграммами и встречаются в разнообразных закономерных срастаниях [4].

Наличие указанных гомологических рядов сульфосолей свидетельствует о том, что изоморфизм металлов и полуметаллов, т.е. их статистическое распределение в сульфосолях в пределах одной и той же системы точек, очевидно, существует лишь при высоких температурах. При обычных условиях изоморфизм указанных элементов в строгом понимании этого термина не наблюдается и изоморфные смеси распадаются на упорядоченные фазы. Последние образуют закономерные срастания друг с другом и различаются между собой как по составу, так и по степени порядка. По всей вероятности, такие срастания по мере накопления фактов можно будет использовать в качестве геологических термометров.

Сходные зависимости и соотношения между составом и строением в висмуто-сурьмяных сульфосолях позволили наметить соответствующие ряды и в другой группе сульфосолей – висмутовых джемсонитов и кобеллитов. Члены этих рядов характеризуются переменными соотношениями сурьмы и висмута. Это, видимо, говорит о том, что изоморфизм полуметаллов в сульфосолях тоже возможен лишь при высоких температурах. Понижение температуры сопровождается упорядочением элементов в группе полуметаллов. Можно полагать, что подобной причиной обусловлены также зонарные структуры блеклых руд. Возможность изоморфных замещений среди металлов в сульфосолях изучена наиболее слабо. Однако и здесь, очевидно, статистическое распределение разных металлов по одной и той же системе точек происходит лишь в высокотемпературных условиях.

Таким образом, изоморфная смесимость элементов группы А (металлов) и группы В (полуметаллов), так же как изоморфная смесимость элементов в пределах каждой группы, с понижением температуры сменяется упорядочением и распадом твердых растворов. Это порождает гомологические ряды, характерным признаком которых являются закономерные срастания членов ряда.

Перечисленные выше признаки гомологических рядов сульфосолей, включая и закономерные микросрастания, сходны с теми, которые указываются А.Л. Уэдсли [10] для рядов упорядоченных фаз бертоллидов. Те же признаки близки к основным характеристикам полимеров. Таким образом, описываемые ряды сульфосолей, с одной стороны, можно трактовать, как ряды упорядоченных фаз бертоллидов, а с другой – как ряды неорганических полимергомологов. В любом случае выделение гомологических рядов сульфосолей выявляет связи, существующие между этими сложными соединениями и, очевидно, должно лечь в основу рациональной классификации данных минералов. Так же как выделение гомологических рядов в полимерах, на важность чего указывал в свое время Д.И. Менделеев, выявление таких рядов в сульфосолях имеет очевидные преимущества. Оно позволяет, исходя из установленной зависимости, корректировать получаемые данные о свойствах, составе и строении сульфосолей и предсказывать отдельные их значения для неизученных членов ряда.

Следствием объективного существования гомологических рядов сульфосолей является то, что нередко под одним названием сульфосольного минерала описывается несколько природных соединений, родственных структурно и химически. Это и порождало необъяснимые раньше неопределенности формул и дифракционных характеристик.

Поскольку число устанавливаемых природных соединений в гомологических рядах обычно намного превышает количество минеральных видов, известных в данных интервалах составов, встает вопрос об их номенклатуре. Совершенно ясно, что давать названия каждому члену ряда нецелесообразно. Поэтому при описании новых сульфосолей необходимо принимать во внимание их возможную принадлежность к определенному гомологическому ряду. Возможно, иногда лучше отказываться от видовых названий минералов, заменяя их более широкими понятиями ряда и семейств.

В заключение следует отметить, что изучение закономерных микросрастаний сульфосолей имеет большое значение. Во-первых, как структуры распада твердых растворов эти срастания при достаточном количестве экспериментальных данных смогут использоваться в качестве геологических термометров. Во-вторых, они, возможно, послужив для дискредитации минерального вида, на самом деле могут указывать на существование несправедливо дискредитированного минерала при более высокотемпературных условиях. И наконец, как характерный признак гомологических рядов сульфосолей закономерные срастания сложных сульфидов могут оказывать большую помощь в выявлении новых рядов и семейств.

ABSTRACT

The existence of the regular microintergrowths of sulfosalts have been discribed by some authors in the process of microscopic and x–ray investigations of these minerals. But hitherto the nature and the origin of these intergrowths have not been discussed. The use of a microprobe microanalyser showed that the microintergrowths having regular textures were characteristic for sulfosalts of different composition (sulfobismuthites and sulfoantimonites of Pb, sulfoantimonites of Pb and Ag, sulfobismuthites of Pb and Cu, sulfobismuthites of Pb, Cu and Ag, sulfostannates of Pb and Sb, sulfoarsenates of Pb and fahlerz). According the microprobe determinations the composition of the phases in microintergrowths are usually characterized by the variable relations of the same components. Sometimes variation range is insignificant. The powder patterns of the phases in the intergrowths are very close to each other and are distinguished only some detailes (splitting of some lines, their insignificant shifts and small change of intensity). All these effects tell about structural relationship of intergrowing phases. The microintergrowths are often observed in sulfosalts, which were considered as the minerals of the constant composition. Because of such integrowths some minerals of this group have uncertain composition and x–ray characteristics.

The comparison of the results of sulfosalt integrowth investigations with data on homologous ordered series of bertollides (Wedsely, 1971) shows that these intergrowths are characteristic just for such series and the reason of their origination is connected with the ordering of solid solutions. It is possible, that in future the microintergrowths will be used as a geological thermometer.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ю.С. Бородаев, Н.Н. Мозгова. Изучение микросрастаний сульфосолей с помощью электронного микрозонда. – В сб.: Вопросы однородности и неоднородности минералов. М., "Наука", 1972.
2. Л.Н. Индолев, Невойса Г.Г., Брызгалов И.А. Новые данные о составе сурьмяных блеклых руд и изоморфизме меди и серебра. – Докл. АН СССР, 1971, 199, № 5.
3. Н.Н. Мозгова, Ю.С. Бородаев. Гомологический ряд семсейита – фелёппита. – ЗВМО, 1972, вып. 3, ч. 101.
4. Н.Н. Мозгова, Ю.С. Бородаев, О.Л. Свешникова. Новые данные о франкеите и цилиндрите. – Докл. АН СССР, 1975, 220, № 1.
5. Н.Н. Мозгова. Группа сурьмяно–висмутовых сложных сульфидов (сульфосолей) свинца. – В сб.: Изоморфизм в минералах. М., "Наука", 1975.
6. Г.Н. Нечелюстов, В.А. Мымрин, Н.Г. Шумкова. К исследованию лиллиантита. – В сб.: Исследования в области рудной минералогии. М., "Наука", 1973.
7. Д.О. Онтоев. Лиллианит Букукинского месторождения и условия его образования. – Докл. АН СССР, 1959, 126, № 4.

8. М.М. Повилайтис, Н.Н. Мозгова, В.М. Сендерова. Минералы висмута в Джидинском молибден-вольфрамовом месторождении (западное Забайкалье). – ЗВМО, 1969, ч. 98, вып. 6.
9. М.С. Сахаров, Н.Н. Кривицкая. Минералого-геохимическая характеристика свинцово-сурьмяно-висмутовых сульфосолей из золоторудных месторождений Восточного Забайкалья. – Геол. рудн. месторожд., 1970, 12, № 4.
10. А.Д. Уэдсли. Неорганические нестехиометрические соединения. – В сб.: "Нестехиометрические соединения". М., "Химия", 1971.
11. L.G.Berry. Studies of mineral sulphosalts IV. Galenobismutite and "lillianite". – Amer. Miner., 1940, 25, N 11.
12. Yu.S.Borodaev, N.N.Mozgova.New group of the sulfobismuthides of Ag, Pb and Cu. – Soc. Mining Geol. Japan Spec. Ussue 2, Proc. IMA–JAGOD Meeting'70 Joint Symp. 1971.
13. J.D.Donnay, G.Donnay. Syntaxic intergrowths in the andorite series. – Am. Min., 1954, v. 39, N 3–4.
14. K.Johansson. Bidrag till Gladhammergruvornas mineralogie. Arkiv kemi, 1924, 9, N 8.
15. J.Klominsky, M.Rieder, C.Kieft, L.Mraz. Heyrovskýite, $6(Pb_{0,86}Bi_{0,08}(Ag,Cu)_{0,04}S \cdot Bi_2S_3$, from Hůrky, Czechoslovakia, a new mineral of genetic interest. – Mineral. Deposita, 1971, 6.
16. S.Karup-Møller. Berryite from Greenland – Canad. Mineralogist, 1966, 8, pt. 4.
17. N.N.Mozgova, Yu.S.Borodaev, L.F.Siritso, L.P.Romanov. New data on goongarrite and warthaite and about the identity of heyrovskyite and goongarrite. – Miner. Abh. 1976, 127, 1.
18. P.Moore. A classification of sulfosalt structures derived from the structure of aikinite. – Amer. Miner. 1967, 52, N 11–12.
19. E.W.Nuffield. Benjaminite. – Amer. Mineralogist, 1953, 38, N 5–6.
20. K.Paděra. Beitrag zur Revision der Mineralie aus der Gruppe von Vismutglanz und Aikinite. Chem. Erde, 1956, 18.
21. M.Reider. X-ray powder data for two discredited minerals: "warthaite" and "goongarrite". – Acta Univer. Carolinae. Geologica, 1963, N 2.
22. V.I.Smirnov, Yu.S.Borodaev, N.I.Eremin.The study of internal chemical heterogeneity of monocrystals with JXA-5. – JEOL News, 1973, 11e, N 1.
23. L.I.Spencer. Plagionite, heteromorphite and semseyite as members of a natural group of minerals. – Min. Mag., 1899, 12, N 55.
24. G.Springer. Mineralogicai Applications of the Electron Probe Microanalyser – Proc. 5-th International Congress of X-ray Optics and Microanalysis. Springer – Verlag, 1969.
25. G.Springer. The synthetic solid-solution series Bi_2S_3 – $BiCuPbS_3$. (Bismuthinite–Alkinite). – N. Jahrb. Miner., 1970, 10, 11.
26. H.Ungemach. – Zs. Krist. 58, 1923.
27. E. Welin. Notes on the mineralogy of Sweden. Bismuth-bearing sulfosalts from Gladhammar, a revision. – Arkiv miner., geol., 1968, v. 4, N 5.
28. F.E.Wickman. The crystal structure of aikinite. CuPbBiS. – Arkiv. miner., geol., 1953, 1.
29. S.Yui. Heterogeneity within a single grain of minerals of the tennantite–tetrahedrite series. – Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue 2, Proc. IMA – IAGOD Meetings'70 Joint Symp, v. 1, 1971.

А. П. ХОМЯКОВ

ТИПЫ ЗАКОНОМЕРНЫХ СРАСТАНИЙ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ КЕЛДЫШИТА

Водосодержащий силикат циркония и натрия – келдышит впервые описан В.И. Герасимовским [1], которым отмечены для минерала пересекающиеся полисинтетические двойники. Позднее в сростках с келдышитом была обнаружена его новая безводная модификация [5, 4, 3], отличающаяся от водосодержащей рядом существенных особенностей (табл. 1). Однако и для новой модификации оказалось характерным наличие сложных полисинтетических двойников. Различать обе фазы в прозрачных шлифах методом визуального сравнения практически невозможно. Для уверенной диагностики, а также с целью более строгой индивидуализации фаз потребовалось выполнить детальное кристаллооптическое исследование, результаты которого излагаются в настоящей статье.

Келдышит и модификация келдышита образуют акцессорную вкрапленность в различных породах Ловозерского и Хибинского массивов (Кольский полуостров). Оба минерала представлены зернами неправильной формы размером 1–5 мм и мелкозернистыми агрегатами. В крупных зернах минералы надежно диагностируются под бинокулярным микроскопом. Келдышит окрашен в снежно-белый цвет, непрозрачен, имеет матовый или шелковистый блеск, очень хрупкий, слабым усилием растирается в тонкий порошок. В отличие от келдышита его безводная модификация бесцветна, прозрачна, имеет сильный стеклянный блеск и высокую твердость.

В шлифах оба минерала представлены агрегатами закономерно сросшихся индивидов (субиндивидов). Характерными типами закономерных срастаний являются:

1. Пересекающиеся полисинтетические двойники (фиг. 1). Зерна каждой фазы имеют решетчатое строение, обусловленное развитием двух систем двойниковых пластинок (B и C) в теле кристалла с исходной решеткой (A). Толщина A-индивидов, занимающих 90% общего объема, около 0,1 мм, B- и C-индивидов, соответственно, около 0,01 и 0,001 мм. Степень сдвойникованности зерен (число прослоек в единице объема) у келдышита на 1–2 порядка выше, чем у безводной модификации. Текстурный рисунок двойников и размеры индивидов у минералов из Ловозерского и Хибинского массивов одинаковы. Во всех случаях более толстые пластинки системы B занимают секущее положение по отношению к более тонким пластинкам системы C. По своим морфологическим особенностям рассматриваемый тип закономерных срастаний соответствует механическим двойникам, характерным для кальцита и ряда других минералов [7].

2. Эндотаксические срастания келдышита и безводной модификации. Установлены две системы пересекающихся пластинчатых

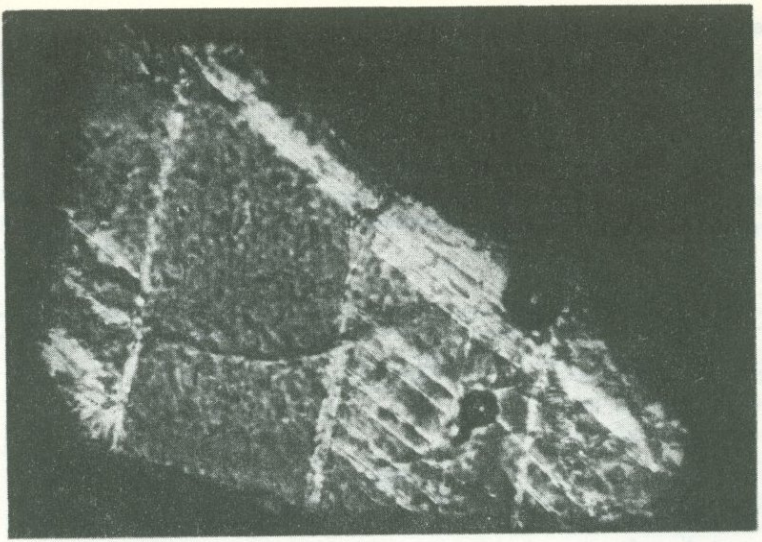
Таблица 1

Сравнительная характеристика келдышита и безводной модификации келдышита

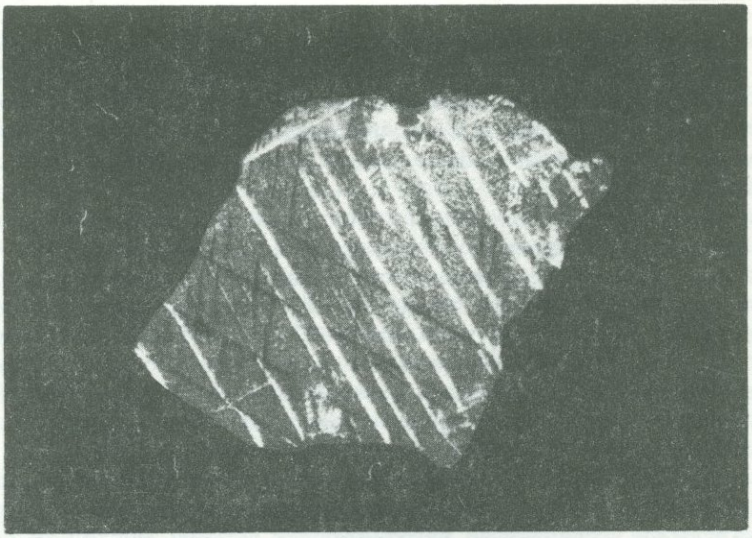
Свойства минералов	Келдышит $Na_3HZr_2(Si_2O_7)_2 \cdot 0{,}5H_2O$	Модификация келдышита $Na_2ZrSi_2O_7$
a_0	9,24	9,31
b_0	5,34	5,42
c_0	6,96	6,66
α	92°	94°15′
β	116°	115°20′
γ	88°	89°35′
V^3	308,3	302,8
Z^0	1	2
Характерные линии дебаеграммы, Å	8–4,18	6,5–4,18
	10–3,99	6–3,98
	5–2,97	–
	3–2,90	10–2,91
	2–2,74	6,5–2,71
Уд.вес	3,22	3,33
Твердость, кГ/мм^2	3,44–458	406–687
Цвет	Снежно-белый	Бесцветный
Блеск	Матовый, шелковистый	Стеклянный
ng	1,710	1,718
nm	1,682	1,697
np	1,662	1,670
ng–np	0,048	0,048
2V	+83°	–83°

вростков первой фазы во второй (фиг. 2). Обе системы пластинок находятся в праллельной ориентировке и погасают одновременно. Морфологически они аналогичны пересекающимся полисинтетическим двойникам первого типа, но контролируются плоскостями с иными кристаллографическими символами.

3. Неполные гомоосевые псевдоморфозы келдышита по безводной модификации. В сростках этого типа, характерных как для Ловозерских, так и для Хибинских находок, новообразованный минерал



Фиг. 1. Пересекающиеся полисинтетические двойники модификации келдышита. Прозрачный шлиф, с анализатором, увел. 300



Фиг. 2. Эндотаксические вростки келдышита (белое) в модификации келдышита. Прозрачный шлиф, с анализатором, увел. 100. Диагностика минералов основана на определении оптического знака

Таблица 2

Взаимоотношения кристаллографических и оптических элементов

Кристаллографические элементы	Символы и буквенные обозначения	Число наблюдений	Углы наклона к осям
			Ng
Плоскость срастания двойников A и B, совершенная спайность	(001)	6	79°
Спайность совершенная	(100)	3	84
Плоскость срастания двойников A и C, совершенная спайность	(111)	4	24
Спайность совершенная	$(\bar{1}\bar{1}1)$	3	59

наследует основные детали внутреннего строения зерен исходной фазы, включая расположение первичных двойников. Границы между фазами в подобных сростках неровные, извилистые. Участки зерен, принадлежащие келдышиту и безводной модификации, погасают разновременно, т.е. каждый минерал имеет индивидуальную оптическую ориентировку.

Оба минерала относятся к триклинной сингонии, но в то же время обладают ярко выраженной тригональной псевдосимметрией. Она проявляется в развитии совершенной спайности по псевдоромбоэдру с углом между плоскостями около 80° и пинакоиду, образующему с указанными плоскостями углы около 60°. В том и другом минерале спайность по пинакоиду параллельна наиболее толстым двойниковым пластинкам системы B. Ровные плоские сколы в этом направлении строго совпадают с границами двойников, в связи с чем было бы правильнее описывать их как отдельность.

Кристаллоптическое исследование минералов выполнено на универсальном столике Федорова. Измерения проведены на нескольких десятках зерен в специально изготовленных шлифах. Поскольку оба минерала лишены естественной огранки, данные измерений вначале привязывались к осям оптической индикатрисы. Дальнейшая задача состояла в том, чтобы привязать эти данные к кристаллографическим осям X, Y, Z. С этой целью на стереографической проекции каждого минерала были осуществлены преобразования (повороты) экс-

в кристалле келдышита

Углы наклона к осям		Полярные координаты			
		измеренные		вычисленные	
Nm	Np	ϕ	ρ	ϕ	ρ
58°	35°	85°	26°	84°40′	26°06′
56	35	89	90	88°45′	90°00′
68	82	348	53	345°15′	54°00′
33	80	198	50	195°20′	52°57′

периментально найденной системы полюсов и осей, которые совместили ее с системой, рассчитанной по параметрам элементарной ячейки.

Результаты вычислений и обработки полученных данных с помощью сетки Вульфа отражены в табл. 2 и 3. Установлено, что оба минерала обладают совершенной спайностью по одинаковым плоскостям, отвечающим псевдоромбоэдру (100), ($\bar{1}$11), ($\bar{1}\bar{1}$1) и пинакоиду (001). В том и другом минерале индивиды систем A и B сдвойникованы по закону оси *Y*, плоскость срастания (001). Индивиды систем A и C срастаются в келдышите по ($\bar{1}$11), в модификации келдышита – по ($\bar{1}$32) (закон оси *X*). В эндотаксических сростках плоскости срастания фаз параллельны (112) и ($\bar{3}$02).

Исследованию на федоровском столике был подвергнут также синтетический аналог безводной модификации келдышита [2, 6]. Все кристаллы этой фазы оказались полисинтетически сдвойникованными по закону оси *Y*, плоскость срастания (001). Кроме того, в них наблюдались тончайшие двойниковые вростки по плоскостям ($\bar{1}$11) и (3$\bar{1}\bar{1}$). Искусственный и природный аналоги безводной модификации имеют одинаковую оптическую ориентировку, отличную от ориентировки келдышита. В частности, для наиболее важной в диагностическом отношении плоскости (001) получены следующие углы наклона полюса (*P*) к осям оптической индикатрисы.

Таблица 3

Взаимоотношения кристаллографических и оптических элементов в

Кристаллографические элементы	Символы и буквенные обозначения	Число наблюдений	Углы наклона к осям
			Ng
Спайность совершенная	(100)	10	63°
	(111)	5	32°
	($\bar{1}\bar{1}$1)	6	64°
Плоскость срастания двойников А и В, совершенная спайность	(001)	9	89°
Плоскость срастания двойников А и С	($\bar{1}$32)	4	34°
Плоскость срастания келдышита II с келдышитом I	(112)	6	79°
То же	($\bar{3}$02)	4	66°

Келдышит	Безводная модификация келдышита	
	природный материал	искусственные кристаллы
Ng = 79°	Ng = 89°	Ng = 89°
P–Nm = 58°	P–Nm = 83°	P–Nm = 76°
Np = 35°	Np = 7°	Np = 15°

Наряду с другими данными индивидуальность оптической ориентировки служит важным доказательством минералогической самостоятельности двух изученных модификаций келдышита.

Наиболее характерными для изученных минералов являются первый и третий типы закономерных срастаний. Морфологические особенности пересекающихся полисинтетических двойников позволяют предположить, что их образование происходило в результате пластической деформации зерен, обусловленной мотаморфизмом пород и перестройкой кристаллической структуры при замещении безводного силиката циркония водосодержащим аналогом. Ряд признаков, и в частности близость параметров элементарной ячейки

кристалле модификации келдышита

Углы наклона к осям		Полярные координаты			
		теоретические		экспериментальные	
Nm	Np	ϕ	ρ	ϕ	ρ
31°	76°	88°27′	90°00′	88°30′	90°
84°	59°	346°14′	53°11′	346°30′	54°
47°	54°	195°17′	50°21′	198°	49°
83°	7°	79°36′	25°42′	79°	21°
68°	66°	2°18′	62°41′	2°30′	65°
54°	38°	50°36′	48°21′	53°	48°
48°	52°	274°23′	35°36′	276°	38°

двух фаз, указывает на то, что структурное различие между ними не слишком велико. Этим можно объяснить образование как эндотаксических сростков, так и гомоосевых псевдоморфоз.

Замещение модификации келдышита келдышитом происходит в результате повышения активности воды на заключительной стадии кристаллизации пород. Однако в связи с общим дефицитом воды в щелочной магме реакции замещения не доходили до конца.

Аналогичные неполные псевдоморфозы водосодержащих минералов по безводным образуются в Ловозерском и Хибинском массивах при замещении ломоносовита мурманитом и вуоннемита эпистолитом.

Благодаря структурной близости указанных пар слоистых титано-ниобосиликатов при образовании псевдоморфоз направления кристаллографических осей, лежащих в плоскости пластинки, и периоды идентичности вдоль этих направлений остаются неизменеными.

ABSTRACT

The Lovozero and Khibina zirconium silicates having compositions $Na_3HZr_2(Si_2O_7)_2 \cdot O$, n H_2O (keldyshite) and $Na_2ZrSi_2O_7$ (unhydrous modification of keldyshite) occur as grains of thuree types:

1) Composite polysinthetic twins, in which are two sysyems of crossing lamellae (B and C) in the initial crystal body (A) of the each phase. Thickness of the lamellae 0,001 – 0,01 mm;

2) endotaxic intergrowths of keldyshite with the unhydrous modification of keldyshite, which look morphologically like the crossed polysinhetic twins of the 1–st type, but they are controlled by different crystallographic planes;

3) homoaxial pseudomorphs of keldyshite bormed by replacement of its unhydrous modification. Pseudomorphs reflect the principal details of unhydrous phase grains construction, including the disposition of primary twins.

Optic orientations and twin laws were determined on the universal stage. In both phases the individuals of A– B–systems are twinned according to the axis law [010], twin plane is (001); the individuals of A– and C–systems are twinned according to the axis law [100]; twin plane is $(\bar{1}32)$. Accoretion planes in the two–phase intergrowths are parallel to (112) and $(\bar{3}02)$.

It is supposed that formation of the twins and the endotaxic intergrowths took place owing to plastic deformation as the result of metamorphism of the host rocks and of reconstruction of crystalline substance during replacement of $Na_2ZrSi_2O_7$ by its hydrous co–memder.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.И. Герасимовский. Келдышит – новый минерал. – Докл. АН СССР, 1962, 142, № 4.
2. Ю.М. Полежаев, В.Г. Чухланцев, Л.Я. Пивник. Получение и свойства цирконосиликатов натрия. – Изв. вузов. Химия и химическая технология, 1966, 9, № 2.
3. А.П. Хомяков, А.А. Воронков. Новые силикаты циркония в Ловозерском и Хибинском массивах. – Новые данные о минералах СССР, вып. 22, 1973.
4. А.П. Хомяков, А.А. Воронков, М.Е. Казакова, Е.В. Власова, Н.Н. Смольянинова. Исследование минералов группы келдышита. – Новые данные о минералах СССР, вып. 24, 1975.
5. А.П. Хомяков, М.Е. Казакова, А.А. Воронков. Новые данные о келдышите. – Докл. АН СССР, 1969, 189, № 1.
6. В.Г. Чухланцев, Ю.М. Полежаев, К.В. Адямовская. Взаимодействие $ZrSiO_4$ с Na_2CO_3. – Изв. АН СССР. Неорганические минералы, 1968, 4, № 5.
7. Н.П. Юшкин. Механические свойства минералов. Л., "Наука", 1971.

Н. П. ЮШКИН, А. М. АСХАБОВ, А. Ф. КУНЦ

РЕГЕНЕРАЦИЯ ДЕФОРМИРОВАННЫХ КРИСТАЛЛОВ МИНЕРАЛОВ (ОНТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ И КИНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

Механические напряжения, испытанные минеральным индивидом, а также деформационные изменения, обусловленные другими причинами (например растворением), оказывают весьма существенное влияние на его дальнейшее развитие [4, 5]. В природной последеформационной истории минерала нередко создаются условия, когда минералообразующая среда способствует регенерации и продолжению роста деформированного индивида. В искусственном выращивании кристаллов процесс нарастания нового материала на затравку также является, по сути дела, процессом регенерации затравки.

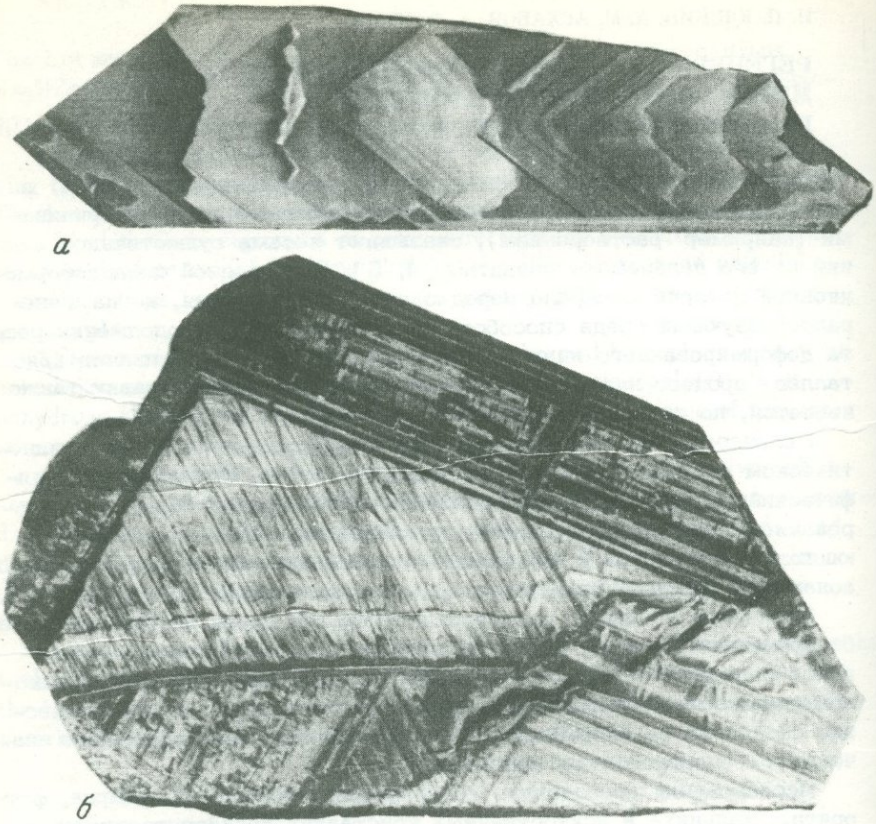
Регенерация ни в физическом, ни в морфологическом, ни в кинетическом аспектах не является аналогом роста. Это весьма специфический процесс, характеризующийся особым механизмом и формированием своеобразных пирамид регенерации, существенно отличающихся морфологией и шестоватым внутренним строением от плоскозональных пирамид нарастания граней стационарной формы (фиг. 1).

Поскольку проблема регенерации является одной из наиболее слабо изученных проблем минералогической кристаллографии, основываясь в первую очередь на онтогенетических подходах, общие закономерности этого процесса, а также выяснить кристаллогенетические следствия регенерации, определить генетикоинформационное значение регенерированных кристаллов.

Исследования проводились на природных кристаллах кварца, флюорита, кальцита и искусственных кристаллах воднорастворимых солей. Процессы регенерации и роста деформированных кристаллов моделировались в гидротермальных условиях (в автоклавах), а также в термостатированных кюветах в строго контролируемых условиях температуры и пересыщения с непосредственным микроскопическим наблюдением процессов и их фото- и кинодокументацией. Анатомические особенности деформированных кристаллов, отражающие их морфологическую эволюцию, выявлялись с помощью оптической и электронной микроскопии, структурного травления, гамма-облучения, рентгеновской топографии и различных способов декорирования дефектов.

Под регенерацией кристаллов понимается процесс восстановления кристаллической поверхности (граней стационарной формы кристалла), нарушенной по тем или иным причинам.

Как свидетельствуют онтогенетические и экспериментальные исследования, процесс регенерации не является стабильно прогрессивным, подобным росту. Он состоит из трех качественно различных этапов: предрегенерационного, собственно регенерационного и этапа послерегенерационного роста, каждый из которых в свою очередь расчленяется на ряд стадий.



Фиг. 1. Пирамиды регенерации кристаллов кварца
а – облучение; *б* – рентгенограмма, рефл. (0003)

Предрегенерационный этап характеризуется подготовкой нарушенной поверхности кристаллического индивида к ее росту. Он состоит из двух стадий. В первую стадию, которую можно назвать стадией залечивания дефектов и которая начинается сразу же, как только деформированный кристалл оказывается в условиях, благоприятных для сохранения его цельности и продолжения роста, происходит частичное самозалечивание поврежденных участков, оно происходит в результате перераспределения вещества на нарушенной поверхности путем поверхностной диффузии, за счет энергии, запасенной кристаллом. Нарушенная поверхность несколько нивелируется и покрывается бесконечно большим количеством бесконечно малых гранных фрагментов, способных к росту. Локальные дефекты, такие, как выходы дислокаций, препарируются, фиксируются ямками травления. В эту же стадию происходит и снятие объемных деформаций ("съедание" двойниковых полос, залечивание трещин, полигонизация,

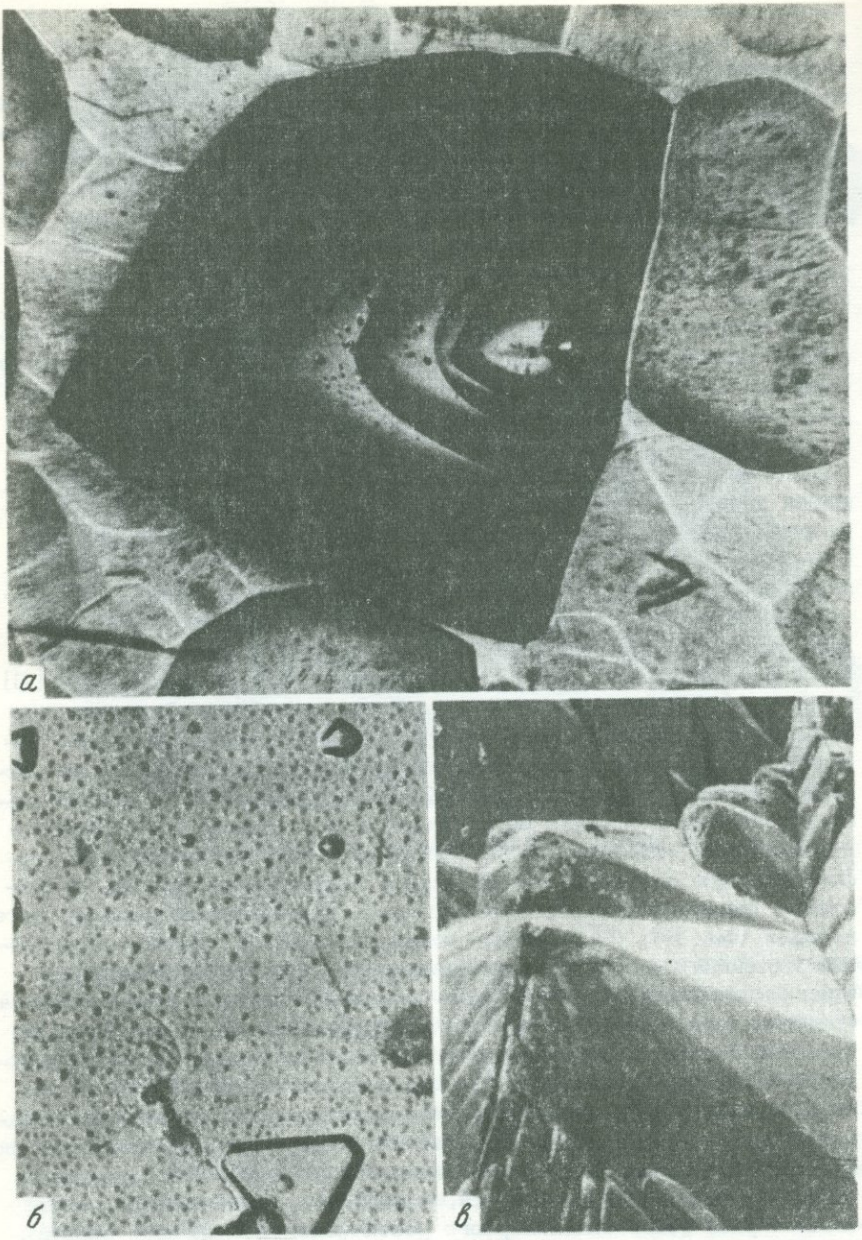
рекристаллизация и т.п.). Наиболее обычна полигонизация [1, 4], в основе механизма которой лежит перегруппировка дислокаций из плоскостей скольжения в перпендикулярные им ряды, ограничивающие несколько разориентированные блоки с полностью снятыми внутри них деформациями. Заметим, однако, что снятие объемных деформаций не заканчивается полностью в стадии залечивания поверхностных дефектов, а растягивается обычно на несколько стадий. По картине распределения дислокаций удается не только выяснить характер снивелированных позднее механических деформаций, но и особенности поля внешних сил, вызвавших напряженное состояние минерала.

Во вторую стадию, стадию зарождения центров регенерации, возникает множество активных точек, точек дальнодействия, к которым начинает поступать вещество из минералообразующей среды. Центрами регенерации становятся, с одной стороны, выходы дислокаций и других дефектов, и нередко удается наблюдать, как на дне ямок травления зарождаются бугорки роста (фиг. 2, *а*), трансформирующиеся затем в субиндивиды регенерации (фиг. 2, *б, в*). С другой стороны, несингулярная регенерирующаяся поверхность в контакте с раствором теряет устойчивость и распадается на участки сингулярных, активно растущих граней, на которых в дальнейшем происходит ячеистый рост [2, 3]. Форма субиндивидов определяется как кристаллографической ориентировкой регенерируемой поверхности, так и физико-химическими особенностями среды кристаллизации [6].

Регенерационный этап начинается с момента слияния отдельных субиндивидов регенерации в единую полицентрически растущую поверхность, состоящую в каждый отдельный момент ее роста из системы конусов регенерации (фиг. 2, *в*). С этого момента удается непосредственно наблюдать регенерацию в эксперименте, фиксировать изменение ее скорости, прослеживать динамику регенерации и морфологическую эволюцию поверхности в анатомии кристаллов. Следствием регенерационного этапа является формирование пирамид регенерации (см. фиг. 1), приобретающих шестоватое строение вследствие группового роста регенерационных конусов. Регенерационный этап расчленяется на две стадии, которые отчетливо выделяются на графиках изменения скорости роста деформированного кристалла во времени, в том числе и на одном из типичных графиков роста кристаллов эпсомита ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), приведенном на фиг. 3.

Регенерация начинается стадией нестационарной регенерации, характерной особенностью которой является крайнее непостоянство во времени скоростей роста регенерационных конусов. Для кристаллов эпсомита эта стадия отличается, кроме того, наиболее высокими (в 3–4 раза выше стационарного роста) скоростями. По данным изучения природных кристаллов можно предполагать и относительно низкие скорости роста в эту стадию, но неустойчивость скоростей, их резкие колебания составляют специфику этой стадии.

Стадия стационарной регенерации характеризуется относительно выдержанной, установившейся скоростью роста регенерационных ко-

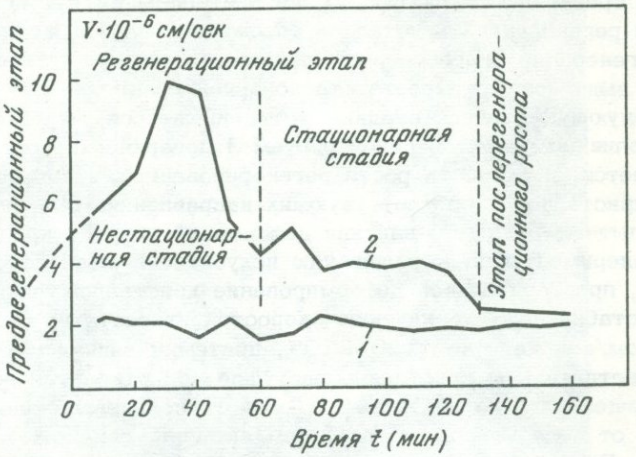


Фиг. 2. Морфологические картины регенерации

а – зарождение центра роста в ямке травления. Кварц, ув. 300; *б* – центры регенерации на сколе кварца. Увел. 11000, *в* – конусы регенерации на пинакоиде природного кварца. Увел. 50

нусов в экспериментах с эпсомитом, в 1–2 раза превышающей скорость роста недеформированных кристаллов, находящихся в той же среде.

Морфологической особенностью регенерационного этапа является параллельное перемещение регенерируемой поверхности. Изохроны остаются все время параллельными друг другу и начальной поверхности деформации, которая может не иметь строгой кристаллографической ориентировки и даже быть криволинейной. Индивидуальные же



Фиг. 3. Зависимость скорости роста от времени для кристаллов эпсомита при регенерации (2) и обычном росте (1)

регенерационные конусы на ней ориентированы всегда кристаллографически закономерно и образованы элементарными формами, устойчивыми в данных физико-химических условиях. Поэтому ориентировка шестиков в пирамидах регенерации кристаллографически правильная и совпадает с направлением наибольшей скорости роста (на кварце, например, с направлением <0001>, фиг. 1, *б*). По изменению расстояний между изохронами в пирамидах регенерации можно уловить момент перехода от нестационарной стадии к стационарной.

При регенерации близпинакоидальных поверхностей на кварце (см. фиг. 1) конусы регенерации формируют грани ромбоэдров и в конечном итоге замыкаются ими, образуя пирамиду регенерации пинакоида. При регенерации близдодекаэдрических поверхностей на алмазе формируются грани октаэдра [9]. Рост по другим направлениям заторможен или вовсе прекращается.

Этап послерегенерационного роста скачкообразно сменяет регенерационный сразу же после замыкания пирамиды регенерации. При этом как будто срабатывает какой-то внутренний механизм, моментально меняющий параллельно-шестоватый рост на зонально-

слоистый. В этапе послерегенерационного роста также выделяются две стадии.

Стадия стимулированного роста отличается сохраняющимся еще влиянием происшедшей регенерации, главным образом благодаря трансляции из пирамид регенерации в нарастающие слои части структурных дефектов (дислокаций), стимулирующих рост. Преломление некоторых пучков дислокаций при переходе из пирамиды регенерации в пирамиду роста ромбоэдра можно наблюдать на фиг. 1, *б*. Эта стимуляция находит кинетическое выражение в повышенной скорости роста по сравнению с кристаллом, не претерпевшим регенерации. В опытах с регенерацией кристаллов эпсомита в зависимости от условий регенерации скорость роста некоторое время остается на 40–50% выше скорости роста стационарной грани.

В следующую стадию, стадию установившегося роста, стимулирующее влияние дефектов регенерируемой поверхности полностью прекращается, и скорости роста регенерированных и нерегенерированных кристаллов в соответствующих направлениях сравниваются.

Любопытные данные о влиянии деформаций на рост кристаллов дают эксперименты по выращиванию искусственных аналогов минералов. Так, предварительное деформирование кристаллов эпсомита приводит к стабильному увеличению скоростей их роста на 0,4–1,4 $\cdot 10^{-6}$ см/сек или на 120–210%, причем к влиянию деформаций более чувствительны кристаллы, растущие при относительно малых переохлаждениях (до 2°С), т.е. в области нелинейной зависимости скорости от пересыщения. С течением времени, однако, эта разница исчезает. Время релаксации скоростей определяется уравнением регрессии типа $V_{деф}/V_{недеф} = a - bt$, где t – время, a и b – коэффициенты, зависящие главным образом от пересыщения. (При $\Delta T = 0{,}5$ °С $a = 1{,}24$, $b = 0{,}004$; при $\Delta T = 2$ °С $a = 1{,}39$, $b = 0{,}003$; при $\Delta T = 3$ °С $a = 2{,}26$, $b = 0{,}006$). Релаксация скоростей происходит при $V_{деф}/V_{недеф} = 1$; время релаксации для перечисленных выше пересыщений составляет 50 мин, 100 мин и 210 мин соответственно, т.е. оно обратно пропорционально пересыщению (переохлаждению).

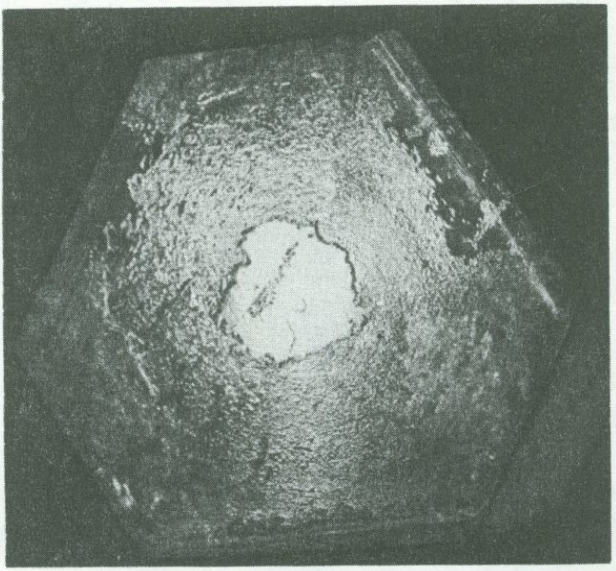
С. Фордхэм [8] нашел, что выравнивание скоростей происходит после кристаллизации слоя толщиной около 0,05 мм. По нашим данным, эта толща значительно выше (0,14 – 0,24 мм) и слабо зависит от пересыщения, определяясь в основном структурным состоянием регенерируемой поверхности. По приведенным данным можно примерно оценить продолжительность стадии стимулированного послерегенерационного роста и наступление стадии установившегося роста.

На кинетику роста кристаллов влияют не только предварительные деформации, но и деформации, возникающие в процессе роста. Так, приложение к растущему кристаллу постоянно действующих нагрузок, вызывающих упругие деформации, резко снижает точку насыщения раствора (для упоминавшегося неоднократно эпсомита – до 3° С в сторону низких температур), что можно объяснить изменением хи-

мического потенциала ($\Delta\mu$) при деформировании кристалла изгибом. На основе Лапласова смещения точки равновесия при изменении радиуса кривизны

$$\Delta\mu = \text{const} \frac{\Omega a}{r},$$

где Ω – удельный объем одной частицы в кристалле, a – свободная поверхностная энергия, r – радиус кривизны кристалла.

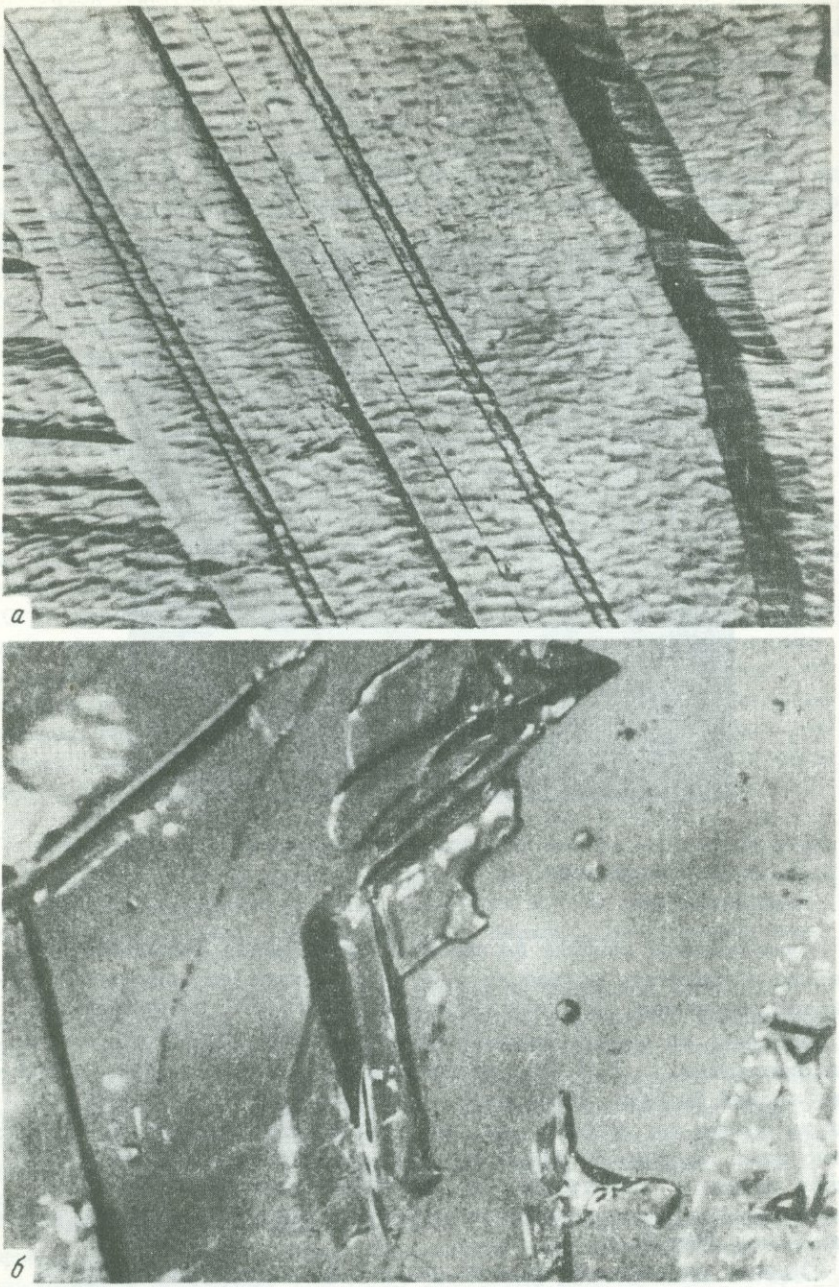


Фиг. 4. Бездефектное зарастание протравленного отверстия на алюмокалиевых квасцах

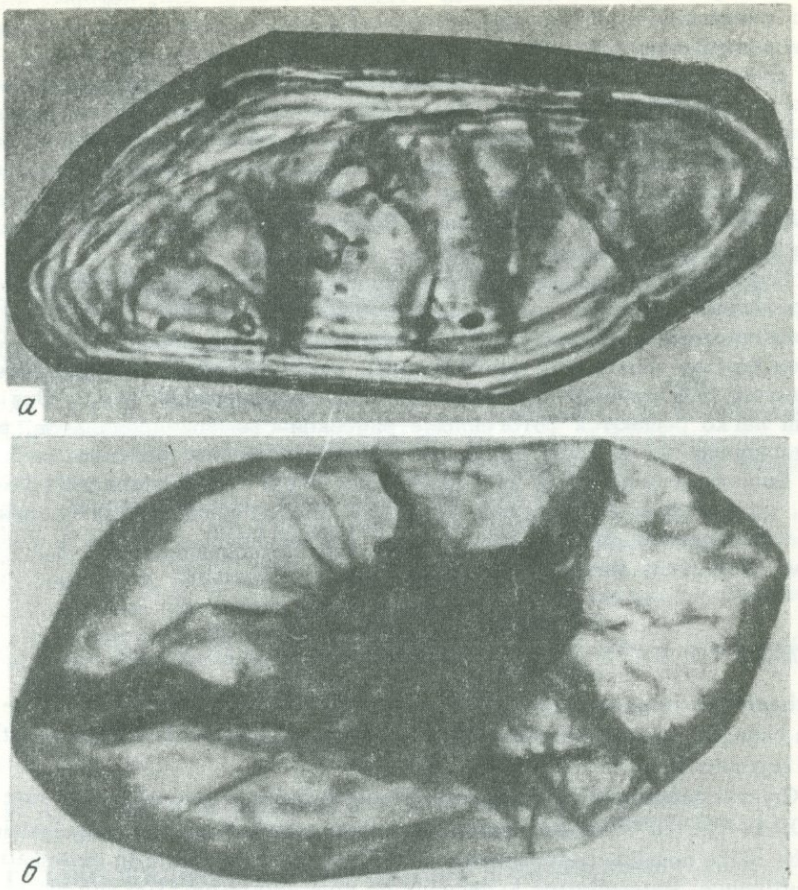
Существенное влияние на характер регенерации оказывают физические особенности регенерируемой поверхности: ее кристаллографическая ориентация, характер обработки, плотность дислокаций и т.п.

Поверхности свежих изломов регенерируются с наиболее высокими скоростями, в 3–4 раза превышающими скорости роста нормальных граней близких ориентировок, при этом вновь наросшими слоями не только наследуются все дислокации субстрата, но их количество даже заметно увеличивается. Предварительное травление снижает скорость регенерации и повышает совершенство вновь нарастающего кристаллического вещества. Плотность дефектов резко снижается (фиг. 4, *а*).

Граница регенерации во всех случаях отчетливо препарируется структурным травлением в виде широкой полосы (фиг. 4, *б*). Это происходит потому, что к ней непосредственно примыкает часть регенерационной пирамиды, сформированная в стадию нестационарной



Фиг. 5. Гидротермальное травление границы регенерации (а) и слоев зональности на кварце и включения маточного раствора на границе и в залеченных трещинах во флюорите (б)



Фиг. 6. Трещины гетерометрии в субстрате (*а*) и наростах (*б*). Циркон

регенерации и насыщенная дефектами. Протравленная полоса включает не только границу, но и эту зону нестационарной регенерации. Граница регенерации более совершенна в случае обрастания предварительно протравленной поверхности, в других же случаях она отличается не только обилием структурных дефектов, но и постоянными включениями маточного раствора (фиг. 4, *в*). Граница пирамиды регенерации с зоной послерегенерационного роста характеризуется низкой плотностью дефектов, или вовсе бездефектна и протравливается слабо (см. фиг. 4, *б*).

В случае резкого структурного несоответствия первичной части кристалла и части, образовавшейся в результате регенерации, на

границе регенерации создаются объемные напряжения, которые могут разрешаться образованием трещин гетерометрии или в субстрате, или в наростах (фиг. 6).

Онтогенетический анализ минеральных индивидов, прошедших через напряженное состояние, дает возможность судить об эволюции полей механических напряжений в процессе развития изучаемых минеральных сообществ. Полученные кинетические соотношения позволяют прогнозировать особенности дальнейшего развития деформированных кристаллов, что представляет интерес для выращивания кристаллов с деформированными по объему свойствами.

Искусственно регенерируя поверхность шаров, пластин, стержней, вырезанных из азимутально ориентированных образцов деформированных агрегатов минералов, можно определить кристаллографическую ориентировку индивидов, восстановить текстуру образцов, выяснить характер деформаций, ориентировку блоков деформации и т.п. Эти задачи легко решаются фотогониометрической съемкой препаратов, регенерированных в метастабильных условиях "рост – растворение". Их фотограммы несут ту же информацию, что и структурные диаграммы, полученные оптическими методами. Метод регенерации особенно перспективен для анализа текстур изотропных минералов, к которым оптические методы не применимы.

ABSTRACT

Mechanical strains undergone by a mineral individual, and also deformation changes, caused by other reasons influence graetly its firther growth and regeneration.

Crystal deformation for epsomite leads to the increase of growth rate by $0{,}14 \div 1{,}4 \cdot 10^{-6}$ cm/sec depending on supersaturation. Crystals growing in the range non-linear dependence $V(\Delta T)$ are more sensible to deformation influence. Rate relation t_r depends on sipersaturation (100 min at $\Delta T = 2°C$). Layer thickness crystallizing during the t_r is in the range of $0{,}14 - 0{,}24$ mm which is higher than the predicted thikness of 0,05 mm.

Regeneration os determined as a process of reconstruction of crystal surface (faces of stationary form of crystal) which is deformed for some reason. Difference of regeneration process from the normal growth in physical, morphological and kinetic aspects is shown and three qualitetively different stages of regeneration, each of wich has a number of steps, are found. Preregeneration stage is a step of gealling defects and a step of appearance of regeneration centres. By kinetic data non-stationary and stationary steps are seperated. Post-regeneration growth includes steps of stimulated and constant growth.

A consuderavle influence on the regeneration process is exercised by physycal peculiarities of the surface (crystallographic orientation, the way of treatment, density of defects, etc). In distinct structural discrepancy of the outsrown layer and seed-crystal volume strains on boundary result in forming fractures of heterometria or substratum or outgrowths.

In regenerating the surface of spheres, plates, pivots cut from azimuthal-oriented patterns of the deformed mineral aggregates, we can determine crystallographic orientation of individuals, restore pettern texture, find out character of deformation and orientation deformation blocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д.П.Григорьев. Онтогения минералов. Изд. Львовского гос. ун-та, 1961.
2. Г.В.Клещев, Л.В.Скобелева, А.Н.Брызгалов. Строение и дефекты кристаллов кварца. – Минералогический сборник Львовского ун-та, 1974, № 28, вып. 4.
3. А.А. Чернов. Слоисто-спиральный механизм роста кристаллов. Изд. УФ АН СССР, 88, 1961.
4. Н.П.Юшкин. Механические свойства минералов. "Наука", 1971_1.
5. Н.П.Юшкин. Онтогения деформированных кристаллов. – В сб.: Минералогия и минералогическая кристаллография. Свердловск, 1971_2.
6. Н.П.Юшкин, А.Ф.Кунц. Растворение и регенерация кристаллов флюорита. – Записки Узб. отд. Всес. мин. об-ва, 1974, вып. 27.
7. V.V. Bukanov, A.A. Askhabov. Rhytmikal growth of natural crystals of quartz with alternation of solution and regeneration. – Fourth Intern. Conf. on Crystal Growth, Collected Abstracts. Tokio, 1974.
8. S. Fordhem. The relative rates of growth of strained and unstrained ammonium nitrate crystals. – Disc. Faraday Soc., 1949, N 5.
9. M. Scal. Structure in diamands as revealed by etching. – Amer. Miner., 1965, 50, N 1–2.

Ю. А. ДОЛГОВ, Л. Ш. БАЗАРОВ, И. Т. БАКУМЕНКО, Н. А. ГИБШЕР, В. П. ЧУПИН, Л. Ю. ЧУПИНА, С. А. ВИШНЕВСКИЙ, Н. А. ШУГУРОВА

ГАЗОВО-ЖИДКИЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В настоящее время термобарогеохимия стала важной отраслью геологических знаний, обладающей своими специфическими объектами и методами исследований. Включения содержатся в минералах любого происхождения и дают объективные сведения о важнейших параметрах минералообразования. Комплексные (термометрические, ультрамикрохимические и пр.) исследования включений в минералах магматических, метаморфических и экзогенных пород, а также различных космогенных образований принесли много совершенно новых сведений о термодинамических параметрах минералообразования, соответствующих земных и космических объектов.

Обширную информацию об условиях магматической кристаллизации дают стекловатые и раскристаллизованные включения капелек расплавов, которые захватываются минералами изверженных пород. О температуре кристаллизации магм можно судить по температурам

гомогенизации расплавных включений в специальных высокотемпературных микротермокамерах. Наиболее высокие температуры (выше 1400°С) зафиксированы по включениям в оливине ультрабазитов, наиболее низкие (630°С) – по включениям в кварце из периферических зон камерных гранитных пегматитов. Базальтоиды и габброиды кристаллизуются при сопоставимых температурах (в основном выше 1000–1100°С). Гранитоиды кристаллизуются при более низких температурах (в основном ниже 1000–900°С) по сравнению с вулканогенными и субвулканическими породами кислого состава. Повышение щелочности расплавов и накопление летучих компонентов увеличивает интервалы кристаллизации расплава в сторону понижения температур. В минералах появляются генерации "низкотемпературных расплавных" включений (пемзы – до 780–740°С, лейкократовые нефелиновые сиениты – до 930–900°С, апикальные зоны гранитных интрузий – до 750–680°С, некоторые базальтоиды – до 960–920°С). На завершающих стадиях кристаллизации магм по включениям иногда фиксируется постепенное или резкое преобразование силикатных расплавов в силикатные расплавы–растворы и в силикатно–солевые и солевые расплавы–рассолы (нефелиновые сиениты, гранитные пегматиты, карбонатиты).

Комплексные исследования включений в клинопироксене из побочных прорывов Ключевского вулкана показали, что в составе глубинно–магматических газов, растворенных в базальтовом расплаве, преобладает CO_2 с существенной примесью "азота + редкие газы" и незначительной примесью сернистых газов. При охлаждении кристаллизующегося расплава уменьшается количество азота вплоть до его полного удаления и относительно возрастает количество углекислоты, а затем и кислых газов. Установлено, что в течение одного извержения более нижние горизонты столба дифференцированной магмы в магмоподводящем канале обогащаются CO_2 и обедняются азотом, который частично или полностью переносится в самые верхние горизонты магматического канала.

Периодическая активизация магматической деятельности и поступление в магматический канал менее дифференцированного "глубинного" расплава способствуют эпизодическому появлению в кристаллизующемся расплаве новых порций растворенного азота, а иногда и CO. Этот процесс приводит к тому, что изменение газового режима при охлаждении сравнительно слабо дифференцированного базальтового расплава Ключевской сопки носит осцилляционный характер, а составы газов изменяются в общем в небольших пределах. В более кислых расплавах (например, некоторых андезито–дацитовых, гиалодацитовых) обнаружены большие относительные количества азота.

При изучении пемз, туфов, кварцевых порфиров и глубинных высокотемпературных горизонтов интрузий кварцевых порфиров установлено, что в составе летучих на наиболее высокотемпературной стадии кристаллизации магм кислого состава преобладает азот с редкими газами или азот и CO_2. Во времени, при охлаждении столба кислого расплава, происходит его обеднение азотом и накопление

углекислоты. В пространстве, по вертикали магматических колонн, на относительно более низкотемпературной стадии их кристаллизации иногда четко фиксируется вынос азота из более нижних в самые приповерхностные части (результаты изучения порфировых интрузий Салаирского кряжа). Таким образом, и в расплавах кислого состава, и в расплавах базальтового состава фиксируются сходные тенденции изменения составов газов и во времени, и в пространстве.

Для гранитов и связанных с ними пегматитов намечены температурные границы магматического, пневматолитового и гидротермального этапов. При остывании гранитных интрузий с глубиной заложения более 6-7 км газовое агрегатное состояние отделяющихся минералообразующих растворов маловероятно и пневматолитовый этап минералообразования вырождается. В процессе магматической кристаллизации отделяются высокотемпературные гидротермальные растворы с различным содержанием солей. По содержанию растворенной силикатной компоненты они могут быть "растворами в расплаве".

Детально исследовались включения в минералах гранитных пегматитов (камерных, редкометальных, слюдоносных и древних керамических). Основные результаты изучения пегматитов: 1. Доказано магматическое происхождение периферических зон пегматитов с аплитовой и графической структурами. 2. Открыто влияние адиабатического процесса на перекристаллизацию и дифференцианию пегматитовых тел. Доказана важнейшая роль адиабатической мобилизации различных минеральных компонентов, а также установлены основные причины их локализации. 3. Определены основные параметры кристаллизации и перекристаллизации минерального вещества пегматитов. 4. Установлены роль и масштабы процессов пневматолиза в образовании пегматитов.

Адиабатический процесс доказан по наблюдающимся резким изменениям температур и плотностей минералообразующих растворов во включениях. Процесс обусловлен трещинообразованием, которое приводит к мгновенному увеличению объема полостей, падению температуры, уменьшению давления и снижению плотности растворов в них вплоть до изменения агрегатного состояния. В результате нарушения разновесия между полостями, в которых происходит минералообразование, и поровыми пространствами вмещающих пород возникают перепады температур, давлений, концентраций, которые активизируют перекристаллизацию, замещение и быстрый рост индивидуальных кристаллов в полостях пегматитов за счет массообмена и теплообмена, направленного в полость до полного восстановления равновесия.

Кристаллизация редкометальных пегматитов осуществлялась из многокомпонентных силикатных расплавов и растворов-расплавов, обладавших "неограниченной" растворимостью летучих (H_2O, CO_2 и др.). Начальные этапы кристаллизации (внешние структурные зоны) осуществлялись из расплавов при температуре 1040-1060°С. Для конечных этапов (внутренние зоны) характерны температуры 360-200°С. Плотность растворов-расплавов изменялась от 1,85 г/см^3

(и более) для начальных этапов (аплитоидные зоны, зоны графических структур) до 1,12 г/см^3 (и менее) для центральных зон. По мере эволюционного снижения температуры отмечается закономерное уменьшение удельного объема жидких фаз ($H_2O + CO_2$) в первичных включениях растворов-расплавов. Интервал давлений от 3000 атм (и более) до 150-250 атм. В первичных включениях в составе растворов-расплавов наряду с породообразующими минералами (кварц, полевые шпаты, сподумен и др.) методом последовательных водных вытяжек обнаружены: H_2O, CO_2, щелочные элементы (Na^+, K^+, Li^+), F^-, (HCO_3^-, CO_3^-). В составе газовой фазы - H_2O, CO_2, газы группы (H_2S, SO_2, HF, HCl), азот + редкие газы.

Изучены включения в минералах двух различных зональных редкометальных массивов апогранитов. Полный интервал температур кристаллизации апогранитов - от 1080 до 260°С и ниже, и давлений - от 1500 атм до 150 атм и ниже. Кристаллизация основных структурно-минералогических парагенетических зон апогранитов осуществлялась из газовых и жидких растворов. Плотность газообразных растворов (по воде) - от 0,2 до 0,3 г/см^3. Плотность жидких растворов (по воде) от 0,40 до 0,90 г/см^3 и более. Сравнительно частые изменения агрегатного состояния растворов, связанных с развитием процессов трещинообразования, свидетельствуют о том, что растворы кристаллизующейся системы апогранитов находились в состоянии, близком к состоянию двухфазового равновесия - "жидкость - газ". При изучении включений в минералах топаз-кварц-берилловых прожилков, секущих структурно-минералогические зоны апогранитов, также обнаружены первичные включения растворов-расплавов.

Газово-жидкие включения из жильных и рудных минералов изучены в трех месторождениях, залегающих в вулканогенно-осадочных породах Рудного Алтая. На медно-пирротиновом месторождении (Вавилонское) минералы ранней пирротиновой стадии начали формироваться при температурах 500-550°С из пневматолитово-гидротермальных растворов, медной - при 380°С из гидротермальных растворов. На примере медной стадии прослежена эволюция температур в пространстве. На нижних горизонтах месторождений температура начала формирования медной стадии 380°С, через 400 м (верхние горизонты) она снижается до 300°С. Палеогеотермический градиент, вычисленный из приведенных данных, составляет 15-20°/100 м.

На колчеданно-полиметаллическом месторождении (Корбалихинское) многостадийное гидротермальное минералообразование протекало на фоне последовательного снижения температур с 370°С (медно-колчеданная стадия), 350-320°С (колчеданная), 320-300°С (полиметаллическая), до 280-240°С (баритовая). Палеогеотермический градиент месторождения составляет 25-30°/100 м.

В барит-полиметаллическом месторождении (Рубцовское) минералообразование полиметаллической стадии началось при температуре 270°С, баритовой - 240-250°С (по кварцу). Палеогеотерми-

ческий градиент этого месторождения равен 40°С/100 м. Формирование руд происходило из коллоидно-гидротермальных растворов. Коллоидные включения (раскристаллизованный гель) с синеретической жидкостью и газовой фазой найдены в сфалерите и барите. Их температура гомогенизации в сфалерите 150-200°С, в барите - 110-180°.

Исходя из глубин формирования месторождений, определенных по геологическим данным, намечается обратная связь с палеогеографическими градиентами: чем глубже образуется месторождение, тем меньше его градиент и наоборот. Образование медно-пирротинового, колчеданно-полиметаллического и барит-полиметаллического месторождения происходит на фоне понижения температур с 500°С до 270°С и изменения агрегатного состояния минералообразующих растворов с пневматолитово-гидротермального до коллоидно-гидротермального.

Метаморфогенные минералы различных фаций метаморфизма, такие как дистен, андалузит, силлиманит, гранат, кварц, полевые шпаты - содержат особые включения, которые представляют сильно уплотненные водно-солевые растворы или конденсированные газы. Как правило, эти включения состоят из одной или двух жидких фаз без газового пузырька.

Охлаждая включения на криометрической установке, удалось получить газовый пузырек, и провести гомогенизацию. Определенной температуре гомогенизации чисто водно-солевых, чисто углекислых или жидких азотных включений соответствует определенная плотность этих жидкостей. Установлено, что плотность для жидкостей в этих включениях является величиной характеристической и неизменной в области температур и давлений образования метаморфогенных минералов. Оценивая температуры образования по данным синтеза этих минералов, получены давления, которые хорошо согласуются с экспериментальными и расчетными (кварц 2,5-4,7 кбар, андалузит 2,5-5,6 кбар, дистен более 8 кбар для Южно-Чуйского хребта). При наличии достаточно надежных данных по давлениям образования метаморфогенных минералов можно вычислить температуры метаморфизма.

Чрезвычайно перспективными для определения температур сопряженных процессов метаморфизма высоких ступеней и анатексиса оказались исследования раскристаллизованных включений силикатного расплава, обнаруженных впервые в кварце лейкосом мигматитов и отдельных автохтонных гранитоидных обособлений в докембрийских толщах (на примере Алданского щита). Для мигматит-гранитов и анатексит-гранитов верхнеалданской свиты установлены соответственно следующие интервалы температур гомогенизации включений расплава - для гранулитовой фации - 850-880° и 840-900°; для амфиболитовой фации - 700-830° и 800 ± 20°С. По немногочисленным пока определениям для анатектитов гранулитовой фации федоровской свиты температура опускается до 820-830°С, а для амфиболитовой фации бассейна р. Олекмы - до 760-790° С.

Эти исследования, помимо прямого доказательства явлений анатексиса при высокотемпературном региональном метаморфизме, позволили сделать вывод о более низкой температуре выплавления расплавов в условиях амфиболитовой фации (760–830°С) по сравнению с гранулитовой (820–900°С).

В анатектитах амфиболитовой фации широко распространены первично-вторичные и вторичные расплавно-солевые и водно-солевые включения расплавов-рассолов, температуры гомогенизации – до 660°С. Ошибочное толкование этих включений в качестве первичных включений силикатных расплавов может привести к ложным выводам о низкотемпературности и обводненности анатектитовых расплавов. В составе флюидной фазы расплавных включений в кварце анатектитов гранулитовой фации, кроме воды, установлены CO_2 (до 60 объемн.%) нерасчлененные "кислые" газы (H_2S, SO_2, HCl, HF) + + NH_3 и редко примесь N_2 + редкие газы (до 2 объемн.%). Для минералов вмещающих метаморфических пород и анатектитов гранулитовой и амфиболитовой фации характерны метаморфогенные включения сжиженных газов высокой плотности (преимущественно CO_2) с примесью "кислых" газов).

По данным изучения включений расплава расчетное количество "сухих" газов (в основном CO_2) в расплавах гранулитовой фации, в среднем составляет около 0,4–0,6 вес.% при содержании воды около 2 вес.% (P_{H_2O} порядка 0,3–0,8 кбар), т.е. отношение H_2O: :CO_2 для гранитных расплавов в среднем около 4:1. Отсюда это же отношение для флюидов в зонах анатексиса в соответствии с экспериментальными и теоретическими данными примерно равно 1:5. Давление флюида, определенное по метаморфогенным однофазовым включениям жидкой CO_2 с учетом установленных температур анатексиса, для амфиболитовой и гранулитовой фации верхнеалданской свиты достигает 6,0–6,8 кбар.

Изучение метаморфогенных включений позволяет сделать обоснованный вывод о наличии значительных количеств свободной углекислоты (и высокое P_{CO_2}) во флюиде при метаморфизме и анатексисе даже бескарбонатных пород в глубинных зонах земной коры.

Изучены включения в аутигенных минералах красных глубоководных глин Мирового океана. Эти исследования принесли новые данные о составе и растворимости газов на различных глубинах пелагической области океана. Выявленные условия минералообразования характеризуют также и условия жизнеобитания на больших глубинах океана.

Исследования включений в филлипсите и барите показывают различие придонных обстановок. По включениям в филлипсите установлено преобладание углекислоты, растворенной в придонных морских водах, а по включениям в барите – значительные содержания сернистых газов.

Включения в бипирамидальном кварце подводных эффузий характерны значительным содержанием углекислоты и сернистых газов.

Это указывает на притоки этих газов в придонные океанические воды из подводных вулканических аппаратов и растворение их под действием общего давления в морской воде, а также возможное отделение в виде жидкой фазы и сохранение на неопределенно длительное время на дне океана. На это же обстоятельство указывают анализы газов из включений в авгите подводно-эффузионного происхождения, кварцевых нодулей в осадочных породах и др.

Исследования космического материала были начаты с включений в тектитах. Из включений во всех известных тектитах мира исследованы содержащиеся в них газы. Плотность и состав газов во включениях характеризуют физическое и химическое состояние атмосфер, в которых происходило плавление тектитовых стекол. По составу выделены следующие группы: 1) чисто углекислые или с небольшой примесью сернистых газов; 2) сложного состава до 5% сернистых газов, от 50 до 70% – углекислоты, от 20 до 40% – водорода и до 6% азота; 3) с воздушной компонентой и углекислотой до 20–40%.

Состав газов, аналогичный 1 группе, встречается в обсидианах Закарпатья и Закавказья; вторая группа может представлять смешанную атмосферу, возникающую при взрывах комет в земной атмосфере и третья группа соответствует выплавке стекол в земной атмосфере (табл. 1).

В минералах метеоритов (оливине, плагиоклазе, пироксене) изучен состав газа в газовых и расплавных включениях, а также температуры гомогенизации последних (табл. 2). Исследованы атмосферы выплавленных пылеватых частичек, выброшенных при взрыве, сопровождавшем Тунгусский феномен. Выплавленные при взрывной волне мельчайшие частички содержат включения с газом. Анализ

Таблица 1

Составы газовой смеси во включениях тектитов и обсидианов (объемн. %)

№ пп	Разновидности стекол	Группа	H_2S, SO_2 NH_3, HCl	CO_2	H_2	N_2 + + редкие газы	O_2
1.	Бедеазиты, тектиты Берега Слоновой Кости, индошиниты, австралиты	I	0–10	90–100	0–10	–	–
2.	Молдавиты, ливийское стекло, тунгусские сферулы	II	До 5	50–70	22–40	До 6	–
3.	Дарвиново стекло	III	–	22–38	–	49–62	12–16
4.	Обсидианы Закавказья		–	100	–	79–78	20–22

Таблица 2

Состав газовой фазы включений в минералах метеоритов

Метеорит	Минерал	Фазовый состав включений	Температура гомогенизации, °С	Диаметр пузыря, взятого для анализа, в мм	$\frac{V_{пуз}}{V_{вкл}}$
	Оливин	Газ	–	0,014	-1,5
	〃	〃	–	0,012	5,2
Никольское	〃	〃	–	0,010	1,9
	〃	〃	–	0,012	5,4
	〃	〃	–	0,017	8,3
				0,076	-3,2
Еленовка	Оливин	Газ		0,017	-3,1
	〃	〃		0,005	-1,8
	〃	Стекло+газ+ +твердая фаза		0,012	9,6
	Энстатит	Стекло+газ	1400	0,010	7,6
Norton	〃	То же	1400	0,010	6,2
Corenty	〃	〃	1420	0,011	8,9

газа позволяет отнести его к второй группе, характеризующей смешанную атмосферу плавления (газы кометы + атмосфера Земли). Таким образом, так называемый Тунгусский "метеорит", по-видимому, был небольшой кометой, взорвавшейся в атмосфере Земли.

В стеклах из пород ударно-метаморфического комплекса Попигайской структуры обнаружены включения различных типов: расплавленные, твердые и самые разнообразные флюидные включения.

В стеклах плавления смешанного состава сосуществуют различные по составу газовые включения (табл. 3).

Совокупности включений в диаплектических и импактных стеклах Попигайской структуры представляют своеобразные ударно-реликтовые парагенезисы и могут быть использованы в качестве критерия ударного происхождения этих стекол.

Исследования космической пыли проводились на включениях в металлических и стеклянных шариках, обнаруженных в глубоководных осадках Тихого океана (впадина Тонга). Они дают сильно отличающиеся результаты, по-видимому, из-за разного происхождения стеклянных и металлических шариков (космическое, вулканическое, индустриальное, коллоидное).

Для выделения космической компоненты в смеси осколков стекла и стеклянных глобул изучены лунные грунты, которые сложены преимущественно космической пылью.

Из всей массы частичек лунного грунта легко выделить глобулярные стеклянные и металлические частички, осколочки стекла.

(объемн. %)

H_2S, HF, HCl	CO_2	Углеводороды	O_2	CO	H_2	N_2 + редкие газы
0,0	61,0	–	0,0	2,5	28,0	8,5
0,0	59,5	–	0,0	3,0	25,0	12,5
0,0	60,5	–	0,0	2,8	23,0	13,7
0,0	63,0	–	0,0	3,5	21,8	11,7
0,0	58,3	–	0,0	3,2	19,5	9,3
0,0	73,0	–	0,0	13,0	14,0	0,0
0,0	72,0	–	0,0	15,0	11,8	1,2
0,0	72,8	–	0,0	12,5	14,0	0,4
0,0	76,0	–	0,0	10,8	6,4	6,8
0,0	76,4	7,4	0,0	7,9	3,5	4,8
0,0	75,8	6,3	0,0	7,2	4,0	6,2
0,0	68,5	6,5	0,0	7,1	4,09	13,8

Ударные выплавки в атмосфере Луны не должны иметь включений, так как плотность лунной атмосферы ничтожна. Привнос космической пыли на поверхность Луны несомненен, и она представляет собой главный компонент лунного грунта. Однако, при всех казалось бы облегчающих обстоятельствах, надежно, в чистом виде выделить космическую пыль на Луне трудно. В заключение приводим таблицу

Таблица 3

Состав газовых включений в стекле* смешанного состава из зювитов

№ пп	H_2S, SO_2, HF, HCl	CO_2	Углеводороды	O_2	CO_2	H_2	N_2 + редкие газы
1	0	0	0	0	0	30,4	69,6
2	0	0	0	0	0	23,3	76,7
3	0	0	13,7	0	0	19,7	66,4
4	0	5,8	31,7	0	0	17,4	45,1
5	0	23,5	16,7	0	0	18,2	41,6
6	0	43,5	14,7	0	0	27,4	14,4
7	19,8	15,5	22,6	0	0	28,3	13,8

*Показатель преломления стекла 1,527–1,542.

анализов газа включений из осколочков стекла в стеклянных шариках лунного грунта. Эти исследования показывают: 1. Наличие водорода – "космического газа" – во всех включениях. 2. Большие колебания в содержании других компонент атмосфер плавления. 3. Включения все без исключения имеют давления более высокие, чем атмосферы Луны. Кроме того, имеются два анализа, которые показывают давления внутри вакуоли, превосходящие давление земной атмосферы. Колебания в составе атмосфер плавления могут указывать на различные источники космической пыли. По-видимому, шарики без включений – лунного, ударно-метеоритного происхождения. Включения с повышенным давлением могут указывать на эндогенное лунно-вулканическое происхождение или являться показателями таких процессов на других планетах.

Состав газовой смеси (объемн.%) во включениях стекол и стеклянных шариков лунного грунта, доставленного "Луной-16"

	H_2S, SO_2 NH_3, HCl	CO_2	H_2	N_2+редкие газы
Обломочки стекла (11 анализов)	0–20	3–45	10–35	0–80
Стеклянные шарики (11 анализов)	0–53	0–61	11–95	0–80

ABSTRACT

Caseous–fluid and melt inclusios were studied in endogene, exogene and cosmic minerals. The principal results obtained are as follows.

1. Glassy and recrystallized inclusions of magmatic rocks have shown a wide temperature range of magmatic crystallization (1400–630°C). Higher alkali content in melts as well as volatiles decreases the crystallizational temperature of melts.

2. Crystallization of the reare metal pegmatites was effected for polycomponent silicate melt solutions at the background of evolutional decrease of temperatures from 1060 to 260°C, pressures between 3000 and 150 atm.

3. Formation of copper–pyrrhotite, pyrite–polymetal and barite–poly, etal deposits took place at reduced temperatures from 500 to 270°C with aggregate states of solutions changing from pneumatolithic–hydrothermal to colloidal–hydrothermal.

4. The study of gaseous phase of inclusions in phillipsite, barite and bipyramidal quartz formed in exogene conditions at ocean floor has shown the possibility of existance there of gases as fluid phase.

5. Temperatures of high grade of metamorphism were studied by the recyrstallized melt inclusions in quartz of migmatitic and autochronous

granite leucosomes. The studies permitted one to conclude that the temperature of fusing and crystallization of granitic melts in conditions of amphibolitic facies is lower (760 – 830°C) as compared to granulitic facies (820–900°C).

6. Gaseous phase of inclusions in tectites reflects the physical and chemical state of atmospheres in which fusion of tectitic galsses took place. Three groups of atmospheres can be separated.

7. Inclusions in diaplectic and impact glasses of Popigai structure are impact–relict parageneses and may be used as a criterion in favour of the impact origin of these glasses.

8. The homogenization temperature of melt inclusions in enstatite from meteorites is between 1400 and 1420 °C. The gaseosusphase of inclusions in olivine and enstatite is CO_2, CO, H_2, N_2 + rare gases.

9. Analysis of gases in inclusions from glass fragments and glass spheres recovered from the Moon's soil indicates the presence of hydrogene contained in all the inclusions, also considerable variations in the contents of different gases and pressures which are higher than those of the Moon's atmosphere.

А. И. ЗАХАРЧЕНКО

О ПЕРЕХОДАХ ГРАНИТНЫХ РАСПЛАВОВ ВО ФЛЮИДЫ, О ИХ ХАРАКТЕРЕ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ (ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ)

До настоящего времени спорными являются вопросы возможностей постепенных переходов магматических расплавов во флюиды, а также о характере и рудоносности наиболее поздних расплавов и возникающих из них ранних флюидов, так как таких переходов еще почти никому не удавалось наблюдать. Уже давно по геологическим наблюдениям, а в последнее время и экспериментами установлено [14, 15, 18], что растворимость в магматических расплавах воды и других важнейших летучих является ограниченной, особенно в условиях верхних частей земной коры и увеличивается заметно лишь на весьма больших глубинах. При подъемах же магматических расплавов к доступным нашему наблюдению сравнительно малым глубинам, с соответствующими падениями давлений, из них интенсивно выделяются летучие (происходит дегазация) со значительным подъемом температур кристаллизации [8, 13], вследствие чего в них якобы невозможно наблюдать признаков, а тем более самих процессов постепенных переходов расплавов во флюиды. Вместе с этим сейчас все больше и больше появляется данных о возможности большого растворения летучих в расплавах со значительным понижением температур их кристаллизации, а А.В. Громову [5], Н.П. Ермакову [7], Л.Ш. Базарову [1] и др. даже удалось изучать включения таких рас-

плавов в породах, но повторяем, что еще никому не удалось наблюдать переходов последних во флюиды.

Нам по первичным включениям былых расплавов флюидов в кварцах, топазах, частью в бериллах и других минералах гранитов, а в основном в их производных камерных пегматитах и в ряде других поздне- и постмагматических тел удалось непосредственно проследить и сфотографировать такие постепенные переходы, проследить и проанализировать характер самых поздних остаточных расплавов и сменяющих их флюидов-растворов с определением их металлоносности.

1. Постепенные переходы расплавов во флюиды, как отмечалось, удалось наиболее полно и наглядно наблюдать по первичным включениям в основном в хорошо развитых камерных пегматитах, отчасти пегматоидных, полевошпатовых, полевошпатово-грейзеновых обособлениях – телах, залегающих среди материнских гранитов в Центральном Казахстане (Акчатауский комплекс), в Восточном Забайкалье (Кукульбейский комплекс), на Украине (Коростеньский массив на Волыни) и др. Эти граниты с хорошо развитыми камерными пегматитами, по всем данным, формировались в поздний посторогенный период в платформенных или в уже консолидированных складчатых областях в тектонически наиболее спокойных условиях, необходимых для максимального их обогащения легкоплавкими компонентами и флюсующими летучими для перехода во флюиды. Они являются обычно гипабиссальными (условия, благоприятные для выделения и накопления летучих), их массивы имеют округлые, чаще куполовидные формы с элементами кольцевого, многофазового (3-4-х фазового) строения и залегают под экраном плотных перекрывающих пород, служившими хорошими "ловушками" для остаточных расплавов-флюидов. Состав этих гранитов является существенно калиевым, обычно субщелочным, лейкократовым до аляскитового (кроме случаев гибридизма) с определенной петрохимической и рудной специализацией, особенно последующих фаз к более лейкократовым и более легкоплавким мелкозернистым разностям, накапливавшихся особенно в верхних частях массивов.

Граниты с камерными пегматитами и с изученными нами наиболее показательными постепенными переходами остаточных расплавов во флюиды относятся к редкометальным комплексам, но представляют собой их наиболее поздние, еще более специализированные разновидности. Ярким примером является наиболее детально нами изученный Акчатауский позднепалеозойский комплекс у гранитов в Центральном Казахстане, где с ними связаны многочисленные редкометальные месторождения, а с наиболее поздней их разновидностью (Бектауатинский, Кентский и другие массивы) скопления камерных пегматитов (табл. 1).

Как видно из таблицы, по сравнению со средними гранитами в целом в Акчатауском комплексе, кроме кремнезема, значительно возрастает количество легкоплавких щелочных и сильно флюсующих редких щелочей и фтора, а параллельно с ними и самих редких ме-

таллов (W, Mo), но в рассеянном виде. Важно то, что возрастание отмеченных легкоплавких и особенно флюсующих компонентов значительно сильнее проявлено именно в более поздних массивах (Бектауатинском и др.), содержащих скопления камерных пегматитов, в которых благодаря этому и тектонического спокойствия во время их формирования наблюдаются переходы расплавов во флюиды, но зато в связи с такими гранитами, несмотря на их большую специализацию на редкие металлы, неизвестно месторождений последних. Вместе с этим именно в массивах гранитов, формировавшихся в наиболее спокойных условиях, накапливалось очень много летучих – до 200–300 $см^3$/кг в апикальных частях (пробы М.М. Элинсон).

Камерные пегматиты, особенно крупные, хорошо развитые сосредоточены именно в верхних купольных частях посторогенных массивов гранитов в местах скопления легкоплавких, флюсующих газов под экраном перекрывающих пород. По мере же углубления в массивы на 500–800 м, а тем более глубже, их размеры и количества резко падают до исчезновения. Сами камерные, хорошо развитые пегматиты имеют округлые изометрические или штокообразные формы размером до 20–40 м в диаметре, окружены внешней зоной аплитов или графического пегматита с более резкими верхними контактами и с постепенными взаимопереходами с вмещающими гранитами в нижних частях. В самих пегматитах, кроме аплитовой и графической, снаружи внутрь развиты зоны: пегматоидная, блоковая, мономинеральные полевошпатовые и центральные кварцевые "ядра", под которыми обычно и располагаются минерализованные полости (камеры). В последних, кроме кристаллов кварца и полевых шпатов, максимально сосредоточены кристаллы топаза, флюорита, часто апатита, акцессорного берилла, богатых литием слюд и др. как конечные продукты реакций флюсующих компонентов. Часто рядом с камерными пегматитами, особенно в самых апикальных частях массивов по усадочным трещинам, развиты зоны шпатизированных и грейзенизированных гранитов, иногда переходящие в жилы.

Как видно, геологические и геохимические условия в указанных случаях весьма благоприятствовали специализации гранитных расплавов, с переходом их в конечные легкоплавкие, а последних во флюиды. Это и прослеживается при систематическом изучении первичных включений расплавов-растворов в минералах самих гранитов, в основных отмеченных зонах пегматитов, в минералах их полостей и в постмагматических телах-жилах, что иллюстрируется прилагаемыми фотографиями (фиг. 2–5). Для систематического изучения первичных включений приготавливались специальные пластинки, которые изучались под микроскопом, а составы отдельных вскрытых включений изучались на лазерной установке. Иногда удавалось извлекать отдельные минералы (полевые шпаты, кварц, слюды, флюорит и др.) из включений и изучать их более детально. Кроме того, состав водных растворов изучался анализами их водных вытяжек (А.А. Москалюк), производились анализы газов, извлеченных в глубокий вакуум (М.М. Элинсон).

Таблица 1

Состав, петрохимическая и рудная специализация последовательных интрузивных фаз Акчатауского комплекса гранитов Центрального Казахстана

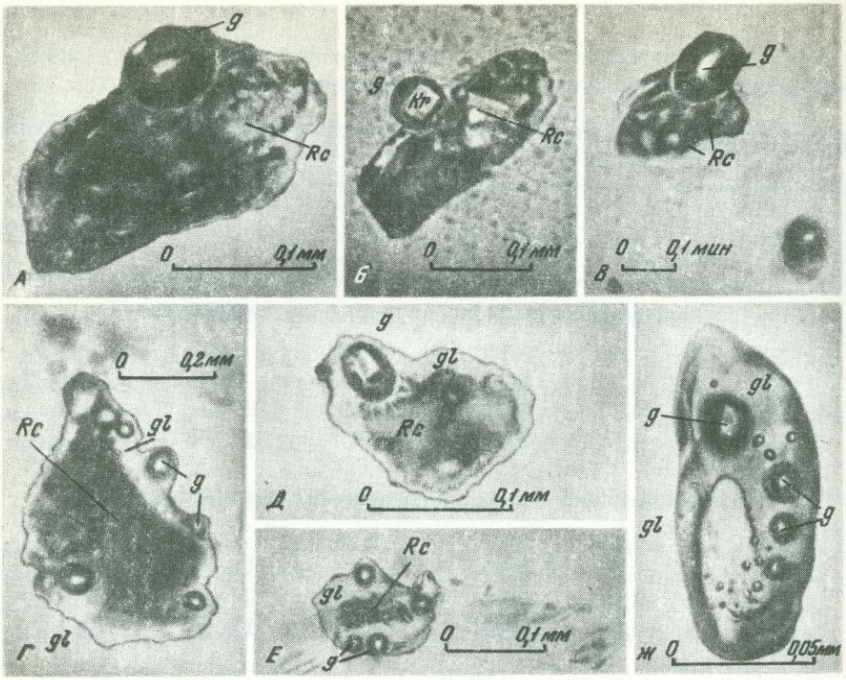
Интрузивные фазы гранитов	Колич. проб	Содержание компонентов, вес.%			
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3 + FeO+MnO	CaO + MgO
Акчатауский комплекс (среднее по комплексу)					
I фаза	124	72,46	13,35	2,64	2,32
II фаза	131	72,71	13,65	2,08	2,21
III фаза	135	73,14	13,60	1,63	1,89
Среднее	390	72,77	13,87	2,12	2,14
Бектауатинский массив с камерными пегматитами					
I фаза	12	72,91	13,84	2,66	1,88
II фаза	10	73,40	13,09	1,98	1,56
III фаза	13	73,85	12,85	1,65	1,17
Среднее	35	73,39	13,26	2,10	1,54
Состав средних гранитов по Дэли		70,77	14,59	3,49	2,90

2. В собственно пегматитоносных гранитах, в слагающих их зернах кварца (да и в других минералах), кроме обычно преобладающих вторичных, а иногда и аномальных включений, как видно на фото (фиг. 1,*А,Б,В*), встречаются первичные газово-отвердевшие включения. Последние состоят из газовой фазы (g) от 5–10 до 15–20% и плотного агрегата минералов, образованных из расплавов (Rc) – до 80–90%. При этом наблюдаются следующие закономерности: а) увеличение общей доли газовой фазы в последующих разновидностях гранитов, особенно в апикальных частях массивов (как результат накопления газов); б) как правило, отсутствие во включениях жидких фаз водных растворов, зато наличие среди газов кроме обычных CO_2, N_2, продуктов диссоциации воды – H_2 до 20–30% и значительно меньше кислорода. Во избежание получения побочного H_2 извлечение газов производилось без участия металлов с контрольным повторением; в) плотные агрегаты состоят из тех же минералов, что и граниты (в основном полевые шпаты и кварц), но часто с наличием акцессорного флюорита и легкорастворимых галогенов, даже в виде кристаллов в газовой фазе (фиг. 1,*Б*), как продукты конечных реакций.

Содержание компонентов, вес. %		в г/т			
Na_2O	K_2O	Rb	F	W	Mo
Акчатауский комплекс (среднее по комплексу)					
3,67	4,31	250	850	2,0	2,0
3,71	4,72	370	1150	8,0	4,1
4,02	4,75	520	1580	20,0	12,2
3,80	4,60	380	1200	10,60	6,1
Бектауатинский массив с камерными пегматитами					
3,82	4,54	260	900	4,3	2,7
4,30	4,95	430	1600	15,3	6,3
4,81	5,30	780	3100	28,8	15,2
4,31	4,90	490	1880	16,1	8,1
по А.П. Виноградову					
3,52	4,15	200	800	1,5	1,0

При нагревании до 700°С с первичными включениями ничего не происходит (кроме их обильных разрывов), а при 700° включения с увеличенной долей газов в аплитах и в поздних разностях гранитов и с 750–800°С в более ранних разностях гранитов начинают плавиться обычно от газовой фазы и краевых частей вакуолей (фиг. 1, г, д, е). Полное плавление (гомогенизация) происходит при 850–900° во включениях в поздних разностях гранитов и до 950°С (даже выше в ранних) часто с некоторым расплавлением кварцевых стенок вакуолей, которые приобретают округлые формы (фиг. 1, ж). При охлаждении после некоторого переохлаждения образовавшиеся расплавы вскипают с выделением массы газовых пузырьков среди стекла – gl (фиг. 1, г, е, ж). По анализам водных вытяжек намечается постепенное обогащение последовательных включений легкорастворимыми солями – в основном хлоридами и фторидами Na и K.

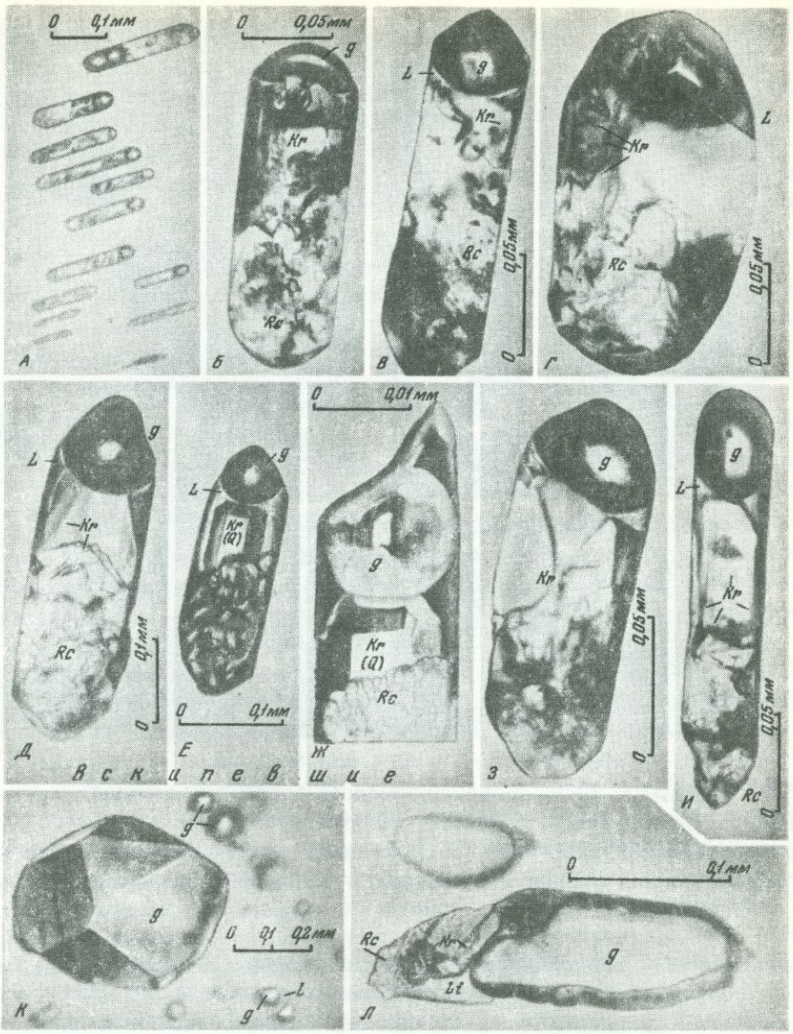
Из приведенных исследований наглядно видно, что последующие разности гранитов все больше и больше обогащаются летучими, флюсующими и легкоплавкими компонентами с соответствующим понижением температур плавления последующих разностей гранитов от



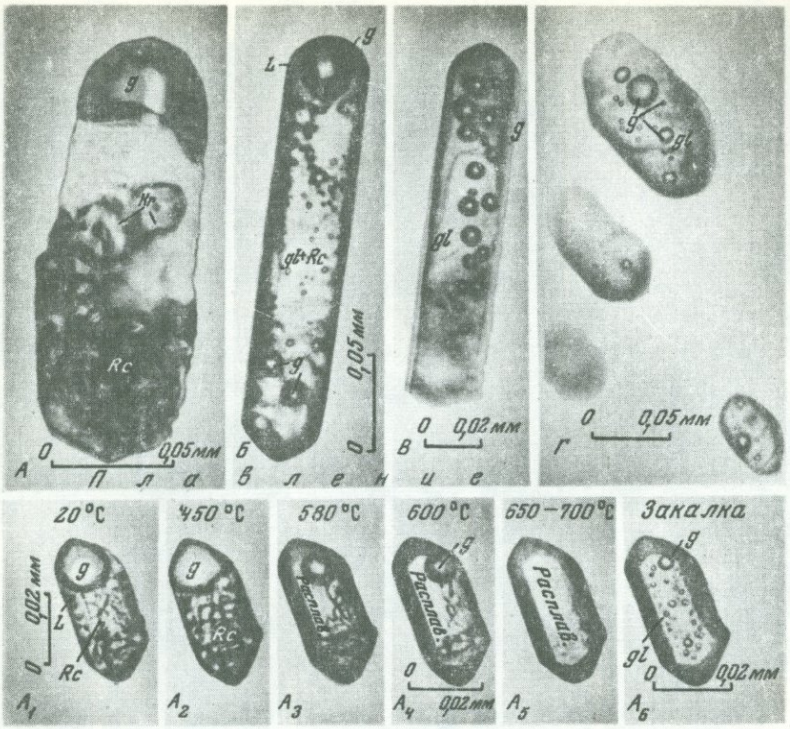
Фиг. 1. Газово-отвердевшие (расплавные) включения в кварцах гранитов (*А,Б*) и аплитов (*В*) и их плавление при нагревании: *Г* – до 730°, *Д* – до 750°, *Е* – до 800° и *Ж* – до 900–930°С. *Rc* – плотный агрегат минералов (порода), образованный из расплавов, *gl* – стекла, *g* – газ (пузырьков), *Kr* – кристаллы свободного роста (из флюидов-растворов)

950–850° ранних фаз до 800–700° и даже 650°С поздних фаз и аплитов.

3. В самих камерных пегматитах, как видно из последовательных фото (фиг. 2), от наружных зон к внутренним наблюдаются переходные первичные включения от существенно расплавных (фиг.2,*Б,В*) до существенно флюидальных (фиг. 2,*И*). На фиг. 2,А видна плеяда совершенно однотипных включений, как свидетельство их не аномальной первичности. В наружных зонах пегматитов (графической, пегматоидной) в первичных включениях доминирующий объем (80–60%) занимает расплавный агрегат (Rc) с газовой фазой (15–20%) и появляются кристаллы свободного роста (Kr) из флюидов. Последовательно к внутренним зонам пегматитов (фиг.2,*В–И*) сильно возрастает объем кристаллов свободного роста до 30–50–60% в основном за счет уменьшения объема расплавного агрегата до 20–10% в кварцевых ядрах. Интересно то, что именно в переходных включениях, примерно с пегматоидной зоны, во включениях появляются пер-



Фиг. 2. Переходные расплавно-флюидные включения от почти чисто расплавных (*Rc*), с появлением признаков кристаллов свободного роста из флюида (*А* и *Б*) в краевых зонах пегматитов, с постепенным увеличением последних (*Г–З*) вплоть до преобладания (*З*) во внутренних зонах и далее до многофазовых флюидальных включений (*И*) в кристаллах из полостей; *А* – плеяда однотипных расплавно-флюидальных включений – свидетельство их первичности и не аномальности. Именно в переходных расплавно-флюидальных включениях впервые появляется жидкая фаза водных растворов (L). Внизу включения вскипевших расплавов-растворов: *К* – чисто газовое, *Л* – сложное, существенно газовое



Фиг. 3. Стадии растворения–плавления расплавно–флюидальных включений от начальных – 550° (*А*) через промежуточные 600° (*Б*) до конечных – 650–700° (*В,Г*), которые при закалке вскипели с образованием стекла с газовыми пузырьками

вые признаки жидкой фазы водных растворов (L), количество которой увеличивается к внутренним зонам пегматитов, но еще в подчиненных, по сравнению с газами, а тем более с твердыми фазами, количествах. Соответственно среди газов роль H_2 после некоторого повышения к внутренним зонам пегматитов резко падает до почти полного исчезновения.

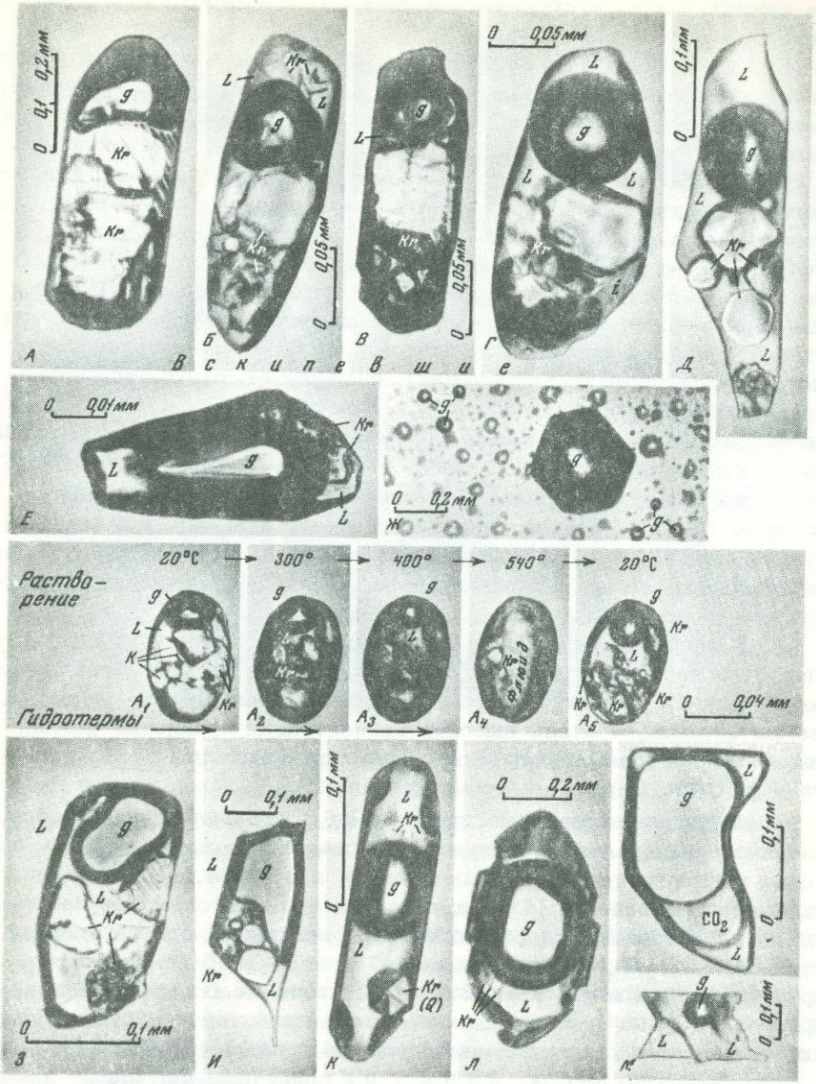
Среди кристаллов свободного роста, как и в расплавных агрегатах, ведущую роль играют полевые шпаты (фиг. 2,*Г,З*), кварц (фиг. 2,*Е,Ж*), литиевые слюды и другие труднорастворимые минералы, однако здесь роль легкорастворимых значительно повышается. Судя по водным вытяжкам, в растворах сильно возрастает роль Cl, F, a, K, а в самых внутренних зонах – Ca, HCO_3. В самом низу фиг. 2 (*К* и *Л*) приведены случаи аномальных включений, вскипевших флюидов–расплавов, широко распространенных в пегматитах, в связи с усадочными процессами при кристаллизации. Они наводят

на ложную мысль о существенно пневматолитовом характере пегматитообразующих растворов.

При нагревании (фиг. 3, особенно A_1–A_6) во включениях переходных расплавов–флюидов вначале (до 450–520°С) в газовой фазе растворяется жидкая фаза водных растворов и бóльшая часть кристаллов свободного роста (A_2), а с 520–530° во внутренних зонах и с 600–650° во внешних начинается плавление плотного (расплавного) агрегата (A_{3-4}) с полной гомогенизацией (плавлением) соответственно при 600–650° во внутренних зонах пегматитов до 700–750° во внешних, с образованием весьма флюидальных расплавов (A_5) с постепенным переходом в существенно флюидные системы. При закалке флюидальные расплавы вскипают с образованием стекол с массой газовых пузырьков (A_6, *В* и *Г* – группа одновременно расплавившихся включений). Следует отметить, что в расплавах, как видно по количеству и объему газовых пузырьков (*В*,*Г*), растворяются весьма большие объемы газов – до 30%, а еще выше – очень концентрированных флюидов с образованием флюидных расплавов с постепенным переходом в чрезвычайно концентрированные флюиды. Все отмеченное свидетельствует о том, что пегматиты (основные их структурные зоны) формируются из все более и более флюидальных, более легкоплавких расплавов с постепенным переходом их в чрезвычайно концентрированные флюиды.

4. В минералах полостей в пегматитах, особенно в топазах, а также в постмагматических телах, как видно на последовательных фото (фиг. 4), устанавливаются, во–первых, как переход от позднемагматических, – очень высокие концентрации начальных флюидов (до 60–70%. объема включений занимают кристаллы свободного роста – фиг. 4, *А, Б, В*), а далее постепенный их переход во все менее и менее концентрированные гидротермы с исчезновением труднорастворимых минералов. Многие исследователи не верят в столь высокие концентрации начальных флюидов и считают, что минералы включения захвачены [4] и другие. Однако многократные наши опыты по растворению содержимого таких включений при нагревании (фиг. 4, A_1, A_2, A_3) с гомогенизацией при 540–550° (фиг. 4, A_4), а при охлаждении вновь кристаллизация столь же больших объемов кристаллов (фиг. 4, A_5) убедительно свидетельствует о существовании таких очень высококонцентрированных начальных флюидов.

На следующих фиг. 4, *Г, Д, З, И, К, Л* и *М* приведены наглядные примеры характера и уменьшения концентраций растворов, иногда со вскипанием, часто с появлением жидкой CO_2 (фиг. 4, *И, Л, М*). В зависимости от концентраций при нагревании отмеченного ряда включений, наблюдается падение температур их гомогенизация (и температур минералообразования) от 540–500 до 300–200°С и менее, при этом в области 480–540° концентрированные гидротермы не отличимы от плотных газов (флюиды). По мере падения температуры, судя по составу выпадающих минералов и по анализам водных вытяжек, растворы, вначале богатые K, F, редкими щелочами, сменяются на



Фиг. 4. Включения флюидов–растворов в минералах последовательных постмагматических тел (жил) от чрезвычайно концентрированных

А, Б – в корневых частях кристаллов в полостях пегматитов, в альбититах (гомогенизируются при 500–550°С); *В–Д* – то же в полостях пегматитов и в рудоносных (с W, Mo, Sn) грейзенах, грейзеново–кварцевых жилах (гомогенизируются при 500–350–300°С; *З, И, К* – многофазовые и *Л, М* – 3– и 2–фазовые уже

существенно хлоридно-натровые и бикарбонатные, что сильно влияет на характер металлогении.

Таким образом, по охарактеризованным включениям в минералах камерных пегматитов, в их материнских гранитах и в последующих телах отчетливо устанавливаются наличие, причины, время, место и условия отмеченных переходных расплавов во флюиды в ходе магматогенных процессов, характер предшествующих расплавов и последующих флюидов-растворов.

В настоящее время существование отмеченных низкотемпературных расплавов, их высокая газонасыщенность и возможность последовательных их переходов во флюиды все больше и больше подтверждаются экспериментами. По О. Таттлу и А. Бовену [18] только присутствие одной воды способно понизить температуру плавления гранитов до 640°С. Если раньше по Р. Горансону [17] считалось, что растворимость воды в гранитном расплаве не превышает 10%, то опытами Н.И. Хитарова [15] достигнута растворимость в 12-13%, а именно в пегматитовых расплавах до 19-20% [16]. По экспериментам П. Вилли и О. Таттла [19] лишь ограниченные количества P, F и Li способны понизить температуру плавления гранитов до 560°С, а по последним данным Д.С. Глюка [6], легкорастворяющиеся соединения фтора, в частности KF, при 15% концентрации в гранитах, способны понизить температуру плавления последних даже до 300°, т.е. в область господства гидротерм. Именно накопление отмеченных флюсующих и фиксируется в остаточных пегматитовых расплавах, объясняя таким образом переход последних во флюиды.

5. Обычно же вследствие интенсивных подъемов расплавов и вскипаний, особенно при тектонических подвижках, отмеченные эволюции и переходы гранитных расплавов во флюиды нарушаются. Не наблюдаются они и в более основных породах вследствие более высокотемпературной их кристаллизации. Некоторые элементы переходов наблюдаются лишь в щелочных породах (щелочные пегматиты).

6. Согласно данным анализов газов, подтверждаемых экспериментами А.А. Кадика [11], вследствие значительных количеств таких активнейших восстановителей как H_2 и гидроксил (продуктов диссоциации воды при ее растворении в гранитной магме) в магматическую стадию не образуется месторождений многих тяжелых металлов (в частности W, Mo, Sn и др.), несмотря на часто весьма

средне- и слабоконцентрированные включения в последующих постмагматических образованиях; *Е,Ж* – включения вскипевших ранних флюидов; *Е* – сложные по составу существенно газовые; *Ж* – газовые (в "сотовом" кварце); *Л,М* – частично вскипевшие средне- и низкотемпературные; A_1–A_5 – последовательное при нагревании растворение очень концентрированного (50-55% объема кристаллов свободного роста) флюидального включения до почти полной гомогенизации (при 540°С – A_5)

большую специализацию на них гранитов. Они образуются в постмагматическую стадию, когда возрастает до преобладания роль водных растворов и одновременно резко падает активность и количество (до полного исчезновения) водорода. В высокотемпературную стадию (500–300°С), когда постмагматические высококонцентрированные флюиды–растворы еще богаты K, F и др., в основном формируются редкометальные (W, Sn, Mo и др.) месторождения, а в более низкотемпературную стадию, когда растворы обогащаются Na, Cl, HCO_3 и др. – полиметаллические и другие месторождения за счет мобилизации этих металлов из окружающих, особенно специализированных на них пород. Чем интенсивнее циркуляция постмагматических растворов и мобилизация ими отмеченных металлов, тем создаются лучшие условия для образования более крупных месторождений. В спокойных же условиях, какими отличается становление охарактеризованных пегматитоносных гранитных массивов, несмотря на их большую рудную (на W, Mo и др.) специализацию, месторождений последних не образуется, или образуются в большом удалении от камерных пегматитов.

ABSTRACT

It was possible to trace successive transitions of granite fusions into fluids in Kazakhstan, Transbaikal and orw regions of postorogenic mainly potassic granites, enriched by alkali, fluxing rare alkali and volatiles (Li, Rb, F andors) and namely in their derivative chambered pegmatites and subsequent bodies by way of study of primary inclusions of former fusions – fluids – solutions in their minerals.

It was established that:

1. In successive intrusive phases of granites (including aplites), according to phase change of inclusions, there takes place the enrichment by volatiles from 5–10 to 15–20% with gradual decreose of fusion point (and temperature of crystallization) from 950–850°C in early phases to 800–700°C of late phases aplites. It is characteristic almost complete absence of aqueous solutions, but the presence of products of their dissociation (H_2).

2. In chambered holozonal pegmatites there are already observed transitional types of inclusions from essentially fusions (in marginal zones of pegmatites) to essentially fluids (in inner zones) with the appearance and gradual increase (upto 60–70% (in inner zones of pegmatites) of crystals of free growth from fluids. It the same time fusion point (temperature of crystallization) of residual fusions decreases from 700° in marginal zones of pegmatites up to 550–520° C in inner ones. It indicates that pegmatites were formed simultaneously from decressing residual easily fusible fluidal fusions and from highly concentrated fluids. Namely during pegmatite formations there takes place the transition of fusions into fluids; and pegmatites, pegmatite granites and orther forms of their display are witnesses of megistered transitions.

3. In minerals of cavities of pegmatites and in post–pegmatite bodies there usually predominate essentially fluid primary inclusions at first (in albitites and greisens) very concentrated (minerals of free growth up to 40–50 %) and then less and less concentrated up to two phase gas–fluid ones with appropriate drop of formation temperatures from 530 to 300–150°C and lower.

4. Usually owing to the quick rise of fusions with their boiling up and tectonic stresses and shoves the recorded transitions of granite fusions into fluids are broken. They are not observed in more basic rocks due to their more high–temperature crystallization. Some elements of transitions are observed in alkaline rocks (alkaline pegmatites).

5. Transportation of heavy metals by solutions and formations of their, deposits, connected with granites, into magmatic and late magmatic stages does not take place due to the presence of recorded reducers (H_2) and absence of aquatic solutions. They develop in postmagmatic period with the formation of raremetal deposits (W, Sn, Mo and ors) during high–thermal stage (500–300 °C) and polymetals and ors during low–temperature one.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.Ш. Базаров. Включения расплавов–растворов в минералах редкометальных пегматитов. – Докл. АН СССР, 1974, 215, № 4.
2. А.П. Виноградов. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7.
3. К.А. Власов. Эманационные процессы и кристаллизационная дифференциация как ведущие факторы образования ряда месторождений редких элементов. – В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., 1956.
4. Д.К. Возняк. К условиям образования топаза и сингенетичных ему минералов в пегматитах Волыни. – Труды III совещания по термобарогеохимии, "Недра", 1969.
5. А.В. Громов. Затвердевшие первичные включения в минералах гранитов. – В кн.: Минералогия, термометрия и барометрия, т. I, "Наука", 1968.
6. Д.С. Глюк, В.Н. Анфилогов. Фазовые равновесия в системе гранит – H_2O–KF при давлении паров воды 1000 кг/см^2. – Докл. АН СССР, 1973, 210, № 4.
7. Н.П. Ермаков. Геохимические системы включений в минералах. "Недра", 1972.
8. А.Н. Заварицкий, В.С. Соболев. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. Госгеолтехиздат, 1961.
9. А.И. Захарченко. Газово–отвердевшие включения остатков расплавов в гранитах, аплитах и пегматитах и их роль в познании генезиса гранитов и пегматитов. – В сб.: Исследов. минералообразующих растворов и расплавов по включ. в минералах. – Труды ВНИИСИМС, т. XIV. Александров, 1971.
10. А.И. Захарченко. Особенности условий формирования камерных пегматитов и редкометальных месторождений. – Труды ЛГИ, посвященн. LXX–летию П.М. Татаринова, 1971.

11. А.А. Кадик. Режим воды и углекислоты в магматических процессах. Тезисы докл. IX Всес. совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр. Новосибирск, СО АН СССР, 1973.
12. Н.И. Коваленко, В.И. Коваленко, Л.А. Белых. Экспериментальное исследование генезиса редкометальных литий-фтористых гранитов. – Тезисы докл. IX Всес. совещ. по экспер. и техн. минер. и петрогр. Новосибирск, СО АН СССР, 1973.
13. П. Ниггли. Магма и ее продукты. Госгеолиздат, 1947.
14. В.А. Николаев, В.В. Доливо-Добровольский. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.
15. Н.И. Хитаров, Е.Б. Лебедев, А.А. Кадик. Растворимость воды в растворах гранитного состава при давлении в 7000 атм. – Геохимия, 1963, № 10.
16. C.W. Burnham, R.H. Iahns. A metod fordetermining hesolubility of water in silicate Melts. – Amer. J. of Sci. 1962, v. 260, v. 10.
17. R.W. Goranson. The solubility of water in granite magmes. – Amer. J. Sci. 5–th. ser., 1931, v. 23.
18. O.F. Tuttle, N.L. Bowen. Origin of Granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$ – $KAlSi_3O_8$ – SiO_2 – H_2O. – Geol. Soc. Amer., New York, 1958, N 74, XI.
19. P.G. Wullie, O.F. Tuttle. Experimental investigation of silicate systems, contining two Voletile components. Part III. – Amer. J. Sci., 1964.

Ю. В. КАЗИЦЫН

ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ И ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения медно-молибденовой формации, пользующиеся особенно широким распространением во внутренних зонах Тихоокеанского и Средиземноморского металлогенических поясов [6], относятся в настоящее время к группе березитовых [5] или оксеталитовых [4]. Для этих месторождений, даже в случае их значительной разобщенности в пространстве сохраняются постоянными такие типоморфные особенности как: пространственная и генетическая связь с умереннокислыми гранитоидами часто монцонитоидного характера, преимущественно мезозойский возраст, среднетемпературные условия, обычно штокверковый характер оруденения, залегающего внутри массивов гранитоидов, широкое распространение процессов дорудной сиенитизации, околорудной ортоклазизации и серицитизации, пострудной аргиллизации. Метасоматически измененные гранитоиды с вкрапленным и прожилковым молибденитом и нередко халькопиритом слагают рудные тела этих достаточно богатых по содержанию и запасам месторождений. Помимо классических примеров месторождений медно-молибденовой формации Кляймакс и Бингейм (США), Каджаран, Агарак (Армения) в последние годы получили

известность ряд крупных месторождений Канады и Советского Союза; Эндако, Ларнекс и др. [10], Жирекен, Аманан [1, 3, 4, 9]. Во время экскурсий XXIV сессии МГК автору представилась возможность личного ознакомления и изучения разрезов измененных пород ряда месторождений Британской Колумбии и сравнения их с наблюдениями по месторождениям Забайкалья.

Месторождения Забайкалья, и в частности Жирекен, пространственно и генетически связаны с мезозойскими гранитоидами амананского комплекса, впервые выделенного и детально описанного ранее [3].

Контролируемые глубинными разломами массивы амананского комплекса сложены диоритами и гранодиоритами, амфиболо-биотитовыми порфировидными гранитами, мелкозернистыми биотитовыми гранитами, а также малыми интрузиями гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов.

Повышенная щелочность является характерной особенностью комплекса, однако в большинстве случаев формирование монцонитов и сиенитов в его составе связано с процессами щелочного автометасоматизма. На территории рудного поля месторождения Жирекен преобладающим распространением пользуются средне- и крупнозернистые амфиболово-биотитовые граниты и мелкозернистые биотитовые граниты, а также жильные породы дополнительных интрузий, в частности субвулканические граниты и гранит-порфиры. Рудный штокверк сложной формы тяготеет к контакту субвулканических гранитов. Руды сложены преимущественно вкрапленным и прожилковым молибденитом, в отдельных частях рудного тела присутствует халькопирит. В других случаях спорадически и преимущественно в периферических частях (Аманан) наблюдается убогая свинцовая минерализация. Абсолютный возраст серицита околожильных пород 140 млн. лет.

Месторождение Эндако (Британская Колумбия) имеет удивительно много общих черт с Жирекеном как в отношении состава материнских пород, тонких особенностей их акцессорной минерализации, возраста, так и последовательности становления и характера метасоматизма. Оно залегает в породах интрузивной серии Топлей, имеющей позднеюрский возраст. Отдельные массивы серии образуют цепочку северо-западного направления, протягивающуюся на расстояние около 300 км вдоль директивных структур центрального пояса Кордильер. На территории месторождения и его окрестностях распространены кварцевые монцониты, граниты и аляскиты. Абсолютный возраст кварцевых монцонитов, считающихся материнскими породами, 140 млн.лет. Рудная минерализация: молибденит, пирит, магнетит, небольшое количество халькопирита и редкая примесь борнита, висмутина и шеелита, сосредоточена на площади около 1000 × 400 м в кварцевых жилах, прожилках и метасоматически измененных породах. В числе изменений указываются калишпатизация, серицитизация и каолинизация. Каолинизация – слабая, охватывающая как рудное тело, так и далеко распространяющаяся во вмещающие породы; ка-

лишпатизация распространена в контуре рудного тела и во вмещающих породах его лежачего бока; серititизация – только в пределах рудного тела. Нами в ходе осмотра месторождения по коренным обнажениям поверхности и различным горизонтам карьера было составлено 5 детальных разрезов: по продуктам ранней калишпатизации; по ортоклазированным (2 разреза), серицитизированным и каолинизированным породам.

Выделяются следующие пять типов метасоматических процессов, распространенных в пределах или вблизи рудных полей медно-молибденовых месторождений: 1) ранняя автометасоматическая калишпатизация (сиенитизация); 2) контактовое автометасоматическое выщелачивание; 3) рудоносная ортоклазизация-флогопитизация-окварцевание; 4) рудосопровождающая серititизация; 5) пострудная аргиллизация.

Автометасоматические преобразования гранитоидов обычно распространены на обширных площадях преимущественно за пределами рудных полей и характеризуются повсеместным преобладанием калиевого метасоматизма с последовательным повышением роли натрия к концу процесса. В случае замещения диоритов приконтактовых частей массивов (район месторождения Аманан) возникают породы типа кварцевых сиенитов и монцонитов. На месторождении Жирекен положение калишпатовых метасоматитов контролируется некком гранит-порфиров [9], на месторождении Эндако двухсотметровая зона калишпатизированных пород непосредственно примыкает к рудному штокверку [10].

Химизм процесса ранней автометасоматической калишпатизации описывается следующей равнообъемной формулой: $Si_{+10}Ti_0Al_{-7}Fe^{\cdots}_{-4}$, $Fe^{\cdots}_0Mn_{+01}Mg_{-9}Ca_{-9}$, Na_{+8}, $K_{+5}(OH)_{+66}O_{-84}$. В зонах эндо- и экзоконтактов массивов процесс ранней калишпатизации нередко сочетается с контактовым выщелачиванием, в ходе которого возникают окварцованные породы с андалузитовой минерализацией, установленные в Забайкалье и на Кавказе [7], но не обнаруженные пока в контактовых зонах комплекса Топлей. Приконтактовая андалузитизация с генетической точки зрения рассматривается как связующее звено между вторичными кварцитами и грейзенами [8].

Рудосопровождающая ортоклазизация распространена на всех без исключения месторождениях медно-молибденовой формации и представляет собой наиболее ранний и часто наиболее продуктивный этап рудосопровождающего метасоматизма. На месторождении Эндако нами был изучен разрез рудосопровождающей ортоклазитизации на самом дне карьера, где молибденовая минерализация локализуется в "сухих" трещинах, иногда образуя зеркала скольжения до 100 м^2. В зонах на интервале около 70 м установлены: слабо хлоритизированный монцонит; зона гидрослюдитизации; зона ортоклазизации с наложенной серицитизацией. Схема зональности типовой колонки ортоклазизации следующая.

О – неизмененная порода (гранит) – *Пл, Ор, Кв, Би, Амф, Мт*

$(Si_{181}Ti_1Al_{45}Fe^{\cdots}_4Fe^{\cdots}_5Mn_{0,1}Mg_3Ca_8Na_{23}K_{14}(OH)_{14}O_{459})$;

1 – зона слабой хлоритизации и биотитизации – *Пл, Ор, Кв, Би, Мт, Хл* ($Si_{178}Ti_1Al_{44}Fe^{III}_3Fe^{II}_4Mn_{1,1}Mg_3Ca_5Na_{18}K_{15}(OH)_{47}O_{411}$);

2 – зона флогопитизации–гидрослюдизации – *Аб, Ор, Кв, Фл, Пт, Гс* ($Si_{177}Ti_{0,7}Al_{42}Fe^{III}_4Fe^{II}_4Mn_0Mg_3Ca_4Na_{23}K_{15}(OH)_{41}O_{414}$);

3 – зона ортоклазитизации–окварцевания–*Ор, Кв, Пт* ($Si_{183}Ti_1Al_{47}Fe^{II}_1Fe^{III}_3Mn_{0,1}Mg_2Ca_2Na_2K_{27}(OH)_{36}O_{425}$).

Химический состав пород зон колонки рудосопровождающей ортоклазизации месторождений Жирекен и Эндако весьма близок (табл.1), с тем лишь различием, что на Жирекене более отчетливо проявлено окварцевание. Продольная зональность колонки состоит в том, что во внешней зоне в направлении выклинивания рудного тела убывает биотитизация и возрастает роль хлоритизации, в промежуточной – соответственно возрастает роль гидрослюдизации, а во внутренней – сохраняется реликтовый альбит. Вертикальная зональность колонки проявляется в увеличении с глубиной роли окварцевания и флогопитизации.

Изменения начинаются со слабой хлоритизации амфибола, лейкоксенизации сфена и деанортитизации плагиоклаза. Происходит замещение первичного биотита новообразованным, особенно интенсивное в зоне 2. Новообразованный биотит имеет буровато-красный цвет, у него снижаются показатели преломления, возрастает интенсивность эндотермического эффекта, сдвигающегося при этом в область высоких температур, соответственно возрастает величина эффекта на кривой ТГ, что свидетельствует об увеличении выделения конституционной воды от 1 до 1,6% (фиг. 1). На дифрактограммах наблюдается изменение интенсивности базальных отражений (004), (005), (006), что указывает на уменьшение относительного содержания железа и марганца в октаэдрических слоях структуры. По всем этим данным новообразованный биотит приближается к флогопиту, следовательно, метасоматический псевдоморфизм происходит по схеме сохранения общего мотива структуры. В ходе псевдоморфизма происходит увеличение молекулярного объема и структурной рыхлости при уменьшении средней атомной плотности.

При замещении плагиоклаза ортоклазом происходит некоторое накопление петрогенных элементов-примесей: натрия, кальция, магния и железа; в акцессорных минералах – в частности в пирите, содержание меди и молибдена возрастает (фиг. 2). Эта же закономерность прослеживается и в анализах валовых проб пород зон. Так содержание молибдена увеличивается на 2 порядка, меди на 1 порядок, существенно возрастает и содержание других рудных элементов-примесей (табл. 2).

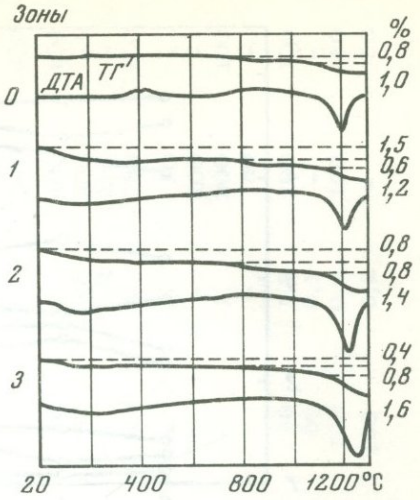
Судя по данным декрепитации газово-жидких включений, условия формирования колонки ортоклазизации характеризуются направленным снижением температур от 360–380°С во внешней зоне до 300–320° во внутренней. При этом кривая декрипитации неизмененного

Таблица 1

Химический состав пород различных зон колонки рудосопровождающей ортоклазитизации месторождений Жирекен (Ж) и Эндако (Э)

Компоненты	Неизмененная порода (гранит)		1–биотитизация–хлоритизация		2–флогопитизация–гидрослюдизация		3–ортоклазитизация–окварцевание	
	Ж	Э	Ж	Э	Ж	Э	Ж	Э
SiO_2	67,68	66,11	67,12	67,86	68,10	68,53	70,00	60,42
TiO_2	0,55	0,48	0,56	0,50	0,33	0,45	0,4	0,50
Al_2O_3	14,35	15,87	14,25	15,24	13,59	14,59	15,00	18,20
Fe_2O_3	1,90		1,61		1,98		0,7	
		2,10		2,48		1,49		1,30
FeO	2,18		1,90		1,77		2,5	
MnO	0,05	Не опр.	0,30	Не опр.	0,01	Не опр.	0,05	Не опр.
MgO	0,80	0,60	0,72	0,69	0,80	0,21	0,5	0,98
CaO	2,76	1,83	1,78	1,65	1,30	1,65	0,8	1,23
Na_2O	4,42	Не опр.	3,48	Не опр.	4,56	Не опр.	0,4	Не опр.
K_2O	4,00	3,88	4,48	3,45	4,50	5,02	8,0	12,44
H_2O	0,87	Не опр.	3,88	Не опр.	2,51	Не опр.	2,0	Не опр.
d_v	2,67	"	2,64	"	2,60	"	2,6	"

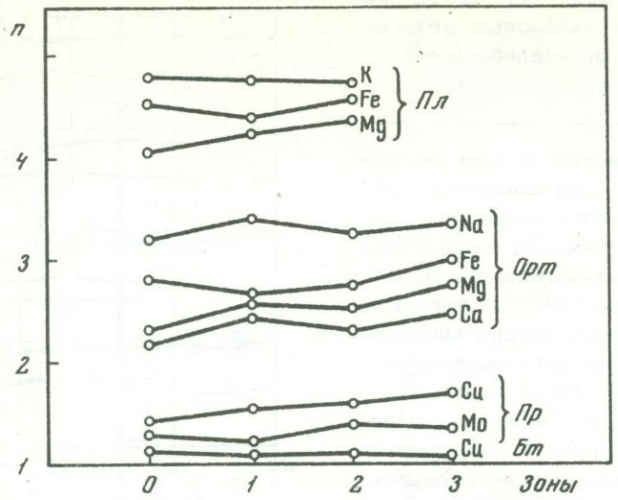
Анализы выполнены по материалам автора, для Жирекен – лабораторией ВСЕГЕИ, для Эндако – лабораторией политехнического института в Монреале (во время XXIV сессии МГК).



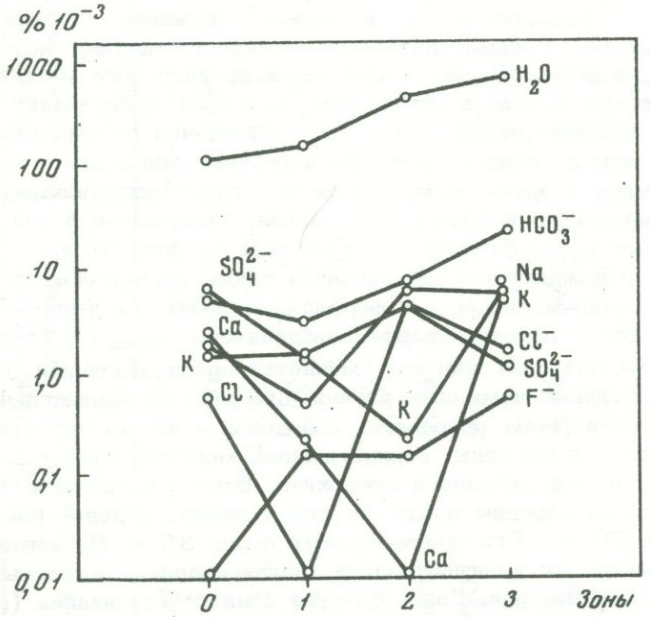
Фиг. 1. Кривые ДТА и ТГ биотитов из ортоклазовых метасоматитов медно-молибденового месторождения

гранита, взятого в достаточном удалении от метасоматической залежи, имеет совершенно самобытное строение: на ней выделяются максимумы при 350-450°С и при 600°С, отражающие, возможно, стадии магматического и автометасоматического минералообразования. Последовательное снижение температур декрепитации находится в соответствии с регрессивными условиями минералообразования в ходе развития колонки. Состав остаточных растворов существенно изменяется. Щелочность растворов изменяется незначительно, хотя тенденция к увеличению ее во внутренних зонах все же очевидна (фиг.3). Содержание воды во включенных от внешних к внутренним зонам возрастает в 7 раз, а общая минерализация растворов при этом снижается. Возрастает концентрация анионов галоидов, гидрокарбоната и несколько снижается содержание сульфат-аниона. Весьма интересно поведение калия; несмотря на то, что в целом процесс носит характер калиевого метасоматизма, его содержание в остаточных растворах существенно повышено лишь во внутренней зоне, а в направлении от неизмененных пород до зоны флогопитизации, где первичные минералы замещаются флогопитом и ортоклазом, содержание калия последовательно падает. Аналогично и содержание магния; минимально в той зоне, где он более всего фиксируется в составе твердой фазы.

Рудосопровождающая серицитизация также характерна для месторождений медно-молибденовой формации, причем она чаще наблюдается в боковых породах кварц-молибденитовых жил, а с глубиной, по мере выклинивания жил она сменяется ортоклазизацией. На месторождении Эндако нами было изучено два разреза околожильной серицитизации. В первом разрезе от кварцевой жилы до неизмененной породы установлены зоны: серицитизации, монтмориллонитизации, хлоритизации, неизмененного монцонита. Второй разрез составлен по измененным породам около богатой кварц-молибденитовой жилы мощностью 50 см. Его протяженность около 35 м. На контакте с жилой наблюдается калишпатизация (адуляризация), мощность зоны несколько сантиметров. Далее следует зона серицитизации (около 5 м мощности) с яблочно-зеленым сливным серицитом-гидрослюдой. На расстоянии до 15 м распространяется замещение плагиоклаза



Фиг. 2. Изменение относительных количеств (n) элементов-примесей в минералах колонки ортоклазизации (данные электронно-зондового анализа)



Фиг. 3. Изменение состава остаточных растворов по зонам колонки ортоклазизации

Таблица 2

Распределение некоторых элементов-примесей (г/т) в породах и минералах различных зон колонки серицитизации

Порода, минерал	Зона*	Cu	Pb	Zn	Mo	Ag	Ni	Be	Ba	Sr
Порода	0	30	20	–	1	–	20	1,5	300	200
	1	1000	30	100	250	2	20	1,5	700	250
	2	2500	10	150	10	10	25	5	1000	300
	3	200	20	–	700	1	–	1	300	100
Плагиоклаз и продукты его замещения	0	100	25	–	3	1	–	5	150	1000
	1	800	15	–	50	2	–	3	100	500
	2	1000	8	200	10	2	10	3	200	300
	3	80	25	–	700	–	–	0,5	300	150
Ортоклаз	0	8	100	100	1	1	–	0,5	2000	500
	1	30	80	100	3	1	–	1	1200	500
	2	100	40	100	5	1	10	1,5	1200	500
	3	40	80	–	200	1	–	9	1500	300
Биотит и гидрослюды	0	50	–	250	30	–	70	1	100	100
	1	200	–	250	30	–	30	0,5	200	–
	2	3000	10	1000	–	10	–	0,4	100	–
	3	50	10	Не опр.	20	1	–	3	150	100
Кварц	0	3	–	–	–	–	–	–	50	–
	1	20	–	–	1	1	–	–	100	–
	2	100	1	–	1	1	–	1	200	100
	3	10	–	–	100	1	–	–	50	–
Тяжелая фракция	0	30	10	Не опр.	3	–	30	1,5	100	100
	1	20000	300	5000	5000	30	50	0,1	–	–
	2	10000	100	300	10	20	100	0,8	100	50
	3	100000	300	3000	700	1000	100	0,2	–	50

0 – гранит, 1 – хлоритизация, 2 – монтмориллонитизация, 3 – серицитизация.

породы рыхлым зеленоватым агрегатом – зона монтмориллонитизации. Переход к неизмененной породе постепенный, причем признаки хлоритизации в зоне незначительны, но спорадически отмечается биотитизация.

Типовая колонка околорудной серицитизации месторождений медно-молибденовой формации имеет следующее строение.

О – неизмененная порода (гранит) – *Пл, Ор, Кв, Би, Амф, Мт* $Si_{186}Ti_{0,5}Al_{47}Fe^{\cdot\cdot}_2Fe^{\cdot\cdot}_4Mn_{0,1}Mg_5Ca_6Na_{20}K_{15}(OH)_7(CO_2)_{0,6}O_{474}$);

1 – зона слабой карбонатизации и хлоритизации – *Пл, Ор, Кв, Би, Мт (Кар+Хл)* $(Si_{182}Ti_{0,6}Al_{49}Fe^{\cdot\cdot}_4Fe^{\cdot\cdot}_5Mn_{0,1}Mg_5Ca_6Na_{23}K_{16}(OH)_4(CO_2)_2O_{465})$;

2 – зона монтмориллонитизации – *Аб, Ор, Фл, Кв, Мон, Пт* $(Si_{174}Ti_{0,5}Al_{47}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_2Fe^{\cdot\cdot}_4Mn_{0,2}Mg_5Ca_4Na_{19}K_{14}(OH)_9(CO_2)_3O_{464})$;

3 – зона серицитизации – *Сер, Ор, Кв, Пт* $(Si_{173}Ti_{0,5}Al_{44}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_3Fe^{\cdot\cdot}_2Mn_{0,1}Mg_3Ca_9Na_3K_{13}(OH)_{39}(CO_2)_8O_{400})$;

4 – зона (подзона) – адуляризации – *Ад, Кв, Пт* $(Si_{159}Ti_{0,3}Al_{54}Fe^{\cdot\cdot\cdot}_1Fe^{\cdot\cdot}_2Mn_{0,1}Mg_2Ca_3Na_7K_{28}(OH)_{67}(CO_2)_2O_{354})$;

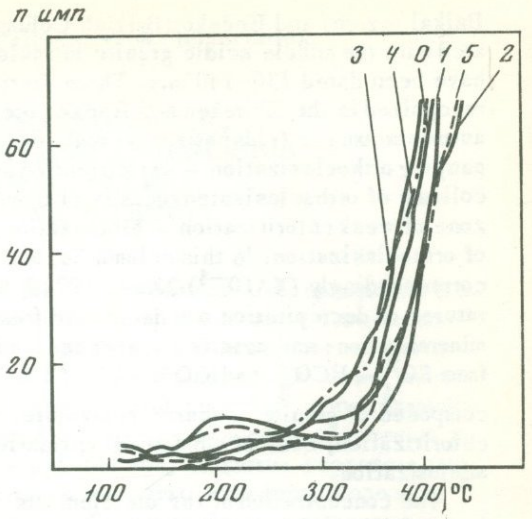
5 – жила.

Закономерности продольной зональности колонки состоят в выпадении по направлению к выклиниванию рудных жил зоны адуляризации и в замене серицита иллитом. Вертикальная зональность состоит в последовательном уменьшении роли серицитизации; монтмориллонитизация сменяется иллитизацией и альбитизацией. Наконец, по мере дальнейшего углубления серицитизация уступает место ортоклазизации, появляется флогопит и метасоматическая колонка приближается к типовой колонке штокверковых месторождений.

Плагиоклаз неизмененных пород представлен обычно олигоклазом. В зоне слабой карбонатизации он имеет состав олигоклаз-альбита, в зоне монтмориллонитизации он частично замещен гидрослюдой, монтмориллонитом, каолинитом и кварцем. Количество глинистых минералов по данным ДТА достигает 18%. В зоне серицитизации псевдоморфозы по плагиоклазу сложены агрегатом указанных минералов с преобладанием слюды диоктаэдрического типа: серицит 30%, монтмориллонит 8%, кварц – 40%, пирит – 2%. Судя по электронно-зондовым сканограммам, в ходе замещения плагиоклаза серицитом алюминий оттесняется в тыловые участки, калий в гидрослюде распределен неравномерно, а содержание натрия в зоне реакции падает постепенно в интервале первого десятка микрон.

В отличие от плагиоклаза ортоклаз испытывает замещение только во внутренней зоне, где в составе псевдоморфоз фиксируется до 10% серицита. В ходе околожильной серицитизации в породе в целом и в новообразованных минералах возрастает содержание молибдена, меди, свинца, а в тяжелой фракции еще серебра и отчасти никеля (см. табл.2).

Молибден интенсивно концентрируется в псевдоморфозах по плагиоклазу в зоне серицитизации, а медь – в псевдоморфозах по биотиту



Фиг. 4. Кривые декрепитации газово-жидких включений в породах зон колонки серицитизации

1 – гранит; *2* – зона слабой карбонатизации; *3* – зона монтмориллонитизации; *4* – зона серицитизации; *5* – кварцевая жила

в зоне монтмориллонитизации (см. табл. 2). Особенно четко процесс обогащения новообразованных минералов молибденом прослеживается в псевдоморфном ряду магнетит – гематит – пирит, причем в пирите молибден распределен относительно равномерно.

Декрепитация остаточных растворов в колонке серицитизации происходит в сравнительно узком интервале температур 340–380°С, но тенденция снижения температуры к внутренним зонам прослеживается и здесь (фиг. 4). В составе включений остаточных растворов преобладают гидрокарбонат и сульфат-анионы. Содержание их, а также фтора возрастает от внешних к внутренним зонам в несколько раз, хотя общая минерализация растворов вследствие увеличения содержания воды снижается: соответственно от внешних зон к внутренним изменяется и солевой состав растворов – сначала преобладает бикарбонат калия, затем бикарбонат натрия, а потом сульфат и бикарбонат аммония. Максимальная концентрация в растворе какого-либо катиона смещена относительно зоны, где он участвует в реакции.

Таким образом, основные закономерности эволюции минералообразующей среды, судя по составу газово-жидких включений остаточных растворов, состоят в том, что во внутренних зонах снижается температура и общая минерализация растворов, меняется их состав и возрастает щелочность.

От внешних зон к внутренним возрастает содержание рудных элементов-примесей, увеличивается изоморфная емкость породообразующих и акцессорных минералов. В составе тяжелой фракции появляются рудные минералы. Оба процесса рудосопровождающего метасоматизма происходят в регрессивных условиях.

ABSTRACT

General features of structures and composition of altered rocks of Cu–Mo deposits alongwiht the distribution of the trace –elements and fluid inclusions in minerals are discussed on the example of deposits Zhireken (Trans

Baikal region) and Endako (British Columbia). These deposits are associated with the middle acidic granite intrusions of the Late Jurassic age and have been dated 130–140 m.y. Three distinct hydrothermal alterations are recognized in the Zhireken and Endako ore zones: processes of pre–ore autometasomatic feldspatization and contact andalusitization: ore–accompanying orthoclasization – sericitization and post–ore kaolinization. The collumn of orthaclasizated rocks is composed of granite or quartz monzonite, zone of weak chloritization – biotitization, zone of flogopitization, zone of orthoclasization. In this column Cu, Mo, Pb concentrations ore increased correspondingly ($\% \cdot 10^{-4}$) 22 and 190; 2 and 130; 17 and 120. The temperatures of decrepitation are decreased from 360–380 to 300–320°C. Total mineralization and acidity are also reduced. Their composition is changed from SO_4^{2-} – HCO_3^- to HCO_3^- –F^-–Cl^-. The column of sericitization is composed of granite or quartz–monzonite, zone of weak carbonatization – chloritization, zone of montmorillonitization, zone of sericitization, zone adulasization.

The concentration of the ore elements is increased from external to internal zones ($96 \cdot 10^{-4}$): Mo – 1 and 700; Cu – 30 and 200. The fluid–inclusions have bicarbon–sulfatic composition in all zones, but to internal zones the concentration of F^-, SO_4^{2-}, is increased though total mineralization is redaced.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Т. Берзина. Гидротермально измененные породы Сорского и Жирекенского молибденовых месторождений и особенности их генезиса. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
2. Ю.В. Казицын. Околожильная аргиллизация диоритов на молибденовом месторождении. – Докл. АН СССР, 1960, 134.
3. Ю.В. Казицын, Г.В. Александров, Е.Н. Панов, В.В. Павлова, В.И. Шульдинер. Мезозойские металлоносные интрузии С.В. Забайкалья. М., "Недра", 1967.
4. Ю.В. Казицын. Околорудные метасоматиты Забайкалья. Л., "Недра", 1972.
5. В.Н. Котляр. Основы теории рудообразования. М., "Недра", 1970.
6. И.Т. Магакьян. Рудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1955.
7. И.П. Ратман, Г.В. Александров. Андалузитсодержащие эндоконтактовые метасоматиты гранитоидных интрузий. – Труды КИМС, VI (8) серия геол., 1965.
8. И.П. Ратман. Андалузитсодержащие метасоматиты Алавердского рудного района. Тбилиси, 1967.
9. Ю.Ф. Судариков. Послемагматические метасоматические процессы и их связь с оруденением и магматизмом на Жирекенском медно–молибденовом месторождении. – В сб.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 6 (2). Чита, 1969.
10. E.T. Kimura, A.D. Drummond. Geology of the Endako Molybdenium deposit. Canad. Mining. and Metallurg. – Bull. July, 1969.

Т. М. СУЩЕВСКАЯ, Н. Н. БАРАНОВА, С. В. КОЗЕРЕНКО,
В. Л. БАРСУКОВ

СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРОВ, ФОРМИРОВАВШИХ КАССИТЕРИТ-СУЛЬФИДНОЕ И ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЯ (ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА ВКЛЮЧЕНИЙ)

Сульфидно-касситеритовые и золото-серебряные месторождения являются характерными образованиями внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса. Оба типа месторождений обладают четкими рудноформационными признаками. Сульфидно-касситеритовые месторождения характеризуются отчетливой зональностью, выражающейся в смене кварц-касситеритовых руд сульфидными по направлению к верхним горизонтам и флангам рудных тел, сходным составом руд (касситерит, турмалин, железистые хлориты, сульфиды железа), стадийностью минералообразования. В общем случае выделяются следующие основные стадии: кварц-касситеритовая, халькопирит-пирротиновая, сфалерит-галенитовая и пострудная кварц-кальцитовая. Температурный интервал образования продуктивной кварц-касситеритовой стадии составляет 300-450°С. Термометрический анализ касситеритов, отобранных с различных гипсометрических уровней на ряде месторождений Приморья, дает чрезвычайно близкие величины температур гомогенизации и декрепитации, что указывает на изотермичность минералообразования в пределах главной продуктивной стадии [8]. Золото-серебряные месторождения парагенетически тесно связаны с субвулканическими интрузиями кислого состава и сопровождаются полями низкотемпературных пропилитов, гидротермальных кварцитов и аргиллитов. Нами изучались месторождения, относящиеся к аргентитовому типу золото-серебряной формации [11], связанные с Кэпской вулканической полосой Охотско-Чукотского вулканического пояса. По данным ряда авторов выделяются следующие стадии процесса минералообразования: кварц-хлоритовая дорудная полиметаллическая, кварц-адуляровая, кварц-родонитовая, пострудные стадии гребенчатого кварца и гипс-ангидритовая. Основными продуктивными стадиями являются кварц-адуляровая и кварц-родонитовая. Для месторождений золото-серебряной формации характерен широкий разброс данных по температурам образования минералов продуктивных стадий, т.е. минералообразование шло в условиях резких перепадов температур и давлений. Разнотемпературность образования минеральных ассоциаций обусловлена тем, что формирование рудных тел происходило в близповерхностных условиях и на фоне интенсивных процессов трещинообразования [12].

Химический состав растворов, из которых формировались рассматриваемые месторождения, изучен с различной степенью детальности путем анализа состава включений в минералах. Более полно и подробно охарактеризованы оловоносные растворы [15]. Основным

методом анализа жидкой фазы включений являлся метод водной вытяжки, используемый вариант которой описан в работе [2]. Определение рудных элементов проводилось полярографическими методами [13, 14]. Анализ газовой фазы включений проведен хроматографически совместно с В.В. Малаховым (1975). Величины pH рассчитывались из данных по карбонатному равновесию, величины Eh – по равновесию углекислота – метан [6].

На основании анализа состава жидкой фазы включений в минералах оловорудных месторождений Комсомольского района и Приморья основные особенности химизма оловоносных растворов можно представить следующим образом. Этим растворам свойственна минерализация порядка 5–10% вес., что рассчитано без учета концентраций таких важных компонентов, как Si, Al, Fe, которые принципиально невозможно определить, используя метод водной вытяжки. Вариации содержаний основных мокпонентов, к которым относятся Na, K, Ca, Cl, HCO_3, достаточно велики (от 0,05 до 1,5 моль/л), средние содержания колеблются около 0,5–1,0 моль/л. Отличительной чертой оловоносных растворов является постоянное присутствие в них фтора, средняя концентрация которого близка к 0,1 моль/л, а также лития и бора. Концентрация двух последних компонентов в среднем составляют 0,01 моль/л и повышается до 0,1 моль/л при отложении ассоциаций, содержащих самостоятельные фазы этих элементов: турмалина, литийсодержащего мусковита и др. Концентрации магния и серы низки, порядка 0,1–0,01 моль/л. Концентрации некоторых рудных элементов (Pb, Cu, W), сопутствующих олову в сульфидно-касситеритовых месторождениях, колеблются в пределах $10^{-3} - 10^{-5}$ моль/л. При этом установлено повышение концентраций рудных элементов в растворе из образцов участков рудных жил, несущих соответствующую минерализацию. Величины pH оловоносных растворов, рассчитанные из данных по карбонатному равновесию, указывают на щелочной–близнейтральный их характер.

В составе газовой фазы включений в кварце продуктивной стадии (табл. 1) резко преобладает углекислота. В среднем ее концентрация составляет 1–2 моль/л. В отдельных случаях наблюдается увеличение концентрации до 8 моль/л. В большинстве проб обнаружен метан, а в некоторых CO. Отмечаются очень низкие концентрации азота, отсутствует кислород. В трех случаях установлено наличие водорода. Из полученных данных по равновесию CO_2–CH_4 для T = = 300°C рассчитаны величины Eh. Найденные значения порядка 700 мв свидетельствуют о восстановительной обстановке при формировании основных минеральных ассоциаций сульфидно-касситеритовых месторождений.

Обзор литературных данных по результатам анализа жидкой фазы включений минералов золоторудных жил и месторождений показывает, что в общем они формируются щелочно-бикарбонатными растворами, со значительными количествами хлора [7]. Составы растворов по минералам наших месторождений принципиально не отличаются от данных по другим подобным месторождениям. В растворах,

Таблица 1

Результаты анализа состава газовой фазы включений в кварце продуктивной кварц-касситеритовой стадии оловорудных месторождений

Образец, месторождение, зона минерализации	H_2O, вес.%	CO_2	CH_4	CO	N_2	H_2
		моль/л в растворе включений				
2549 Западная	0,12	8,3	–*	–	0,05	–
2551 Придорожная	0,09	1,3	–	–	–	–
2554 Центральная	0,10	1,2	–	–	–	–
2556	0,06	1,4	0,10	–	–	–
2557	0,07	0,8	–	–	–	–
2558	0,10	9,2	–	–	0,16	0,05
2559	0,10	11,2	0,05	0,05	–	0,07
2560 Придорожная	0,09	3,1	–	0,01	–	–
2561 Солнечное	0,12	1,1	0,25	0,02	–	–
2563	0,09	1,2	0,26	–	0,02	–
2564	0,12	1,4	0,18	–	–	–
2565	0,14	1,4	0,09	–	0,02	–
2567	0,21	5,0	0,10	–	0,01	–
2568	0,14	1,0	0,16	0,03	–	–
2570	0,07	0,9	0,14	–	–	–
2573	0,11	1,0	0,12	–	–	–
2576	0,10	2,1	0,12	0,007	–	–
2582 Ягодная	0,31	0,7	0,03	–	–	–
2583	0,13	4,6	0,08	0,06	–	0,04
2509	0,63	0,8	0,02	0,005	–	–

*Прочерк означает, что содержание газа ниже чувствительности метода анализа.

формировавших Ag–Au оруденение, отмечается явное преобладание натрия и бикарбонат-ионов. Содержания калия и кальция сравнимы между собой, а величины отношений Na/K и Na/Ca колеблются от 1,3 до 17,1 и от 1,5 до 3,7 соответственно (табл. 2). Преобладание ионов Na и HCO_3 в растворах обусловливает их слабощелочную реакцию. Рассчитанные величины Eh (700–800 мв) указывают на восстановительную обстановку рудоотложения. В составе газовой фазы включений также резко преобладает углекислота. При просмотре включений в них постоянно отмечается наличие жидкой углекислоты. Максимальные содержания CO_2 обнаружены в кварце кварц-родонитовой стадии. При этом содержание CO_2 во включениях в кварце, образующем тесные взаимные срастания с родонитом и формирующемся, вероятно, близко одновременно с минералами серебра

Таблица 2

Результаты анализа газовой фазы и соотношение компонентов в

Номер обр.	Стадия минералообразования	CO_2	CO	CH_4	N_2
		(моль/л в растворе включений			
19а	Кварц-адуляровая	1,39	-*	-	0,43
91		0,38	0,21	-	0,44
232		17,50	-	-	0,96
276	Кварц-родонитовая	9,52	-	0,04	0,84
799		27,30	0,07	-	0,77
1139г		2,19	-	-	0,31
1190		86,40	0,42	0,08	0,04
78	Гребенчатый кварц	0,32	-	-	0,48
223		0,62	0,02	-	-

* Прочерк означает, что концентрация компонента ниже чувствительности метода.

и золота, значительно выше, чем в кварце из мономинеральных кварцевых зон центральной части жил (вероятно, более позднем). Самые низкие значения CO_2 отмечаются в позднем пострудном кварце. Во всех случаях найдены незначительные количества азота, а в некоторых присутствуют следы CH_4, CO, H_2.

В растворах найденного состава между компонентами, составляющими основной солевой фон, возможно образование комплексов и ионных пар типа: $NaHCO^\circ_3$, $NaCl^\circ$, $KHCO^\circ_3$, KCl°, $CaHCO^+_3$, CaF^+, $MgHCO^+_3$, MgF^+. Их прочность при 25°С невелика, величины констант нестойкости колеблются около $10^{-1}-10^{-2}$. Однако из экспериментальных и расчетных данных для некоторых из этих комплексов известно, что их прочность возрастает с температурой. Так как концентрации компонентов, образующих рассматриваемые комплексы, велики, можно предполагать, что доля подобных частиц в растворах при температурах минералообразования должна быть ощутимой, а, возможно, и значительной [1]. Для расчета мы воспользовались уравнением [10], позволяющим найти константу комплекса для широкого диапазона P и T из данных для нормальных параметров. Полученные результаты (фигура) показывают, что с увеличением температуры прочность комплексов заметно увеличивается, причем наиболее значительно для частиц, образуемых двухвалентными ионами. Зависимость от давления обратная, при этом влияние температуры сказывается сильнее, чем давление. Очевидно, вследствие комплексообразования большая часть Ca, Mg, F, SO_4, значительная часть

жидкой фазе включений в кварце золото-серебряных месторождений

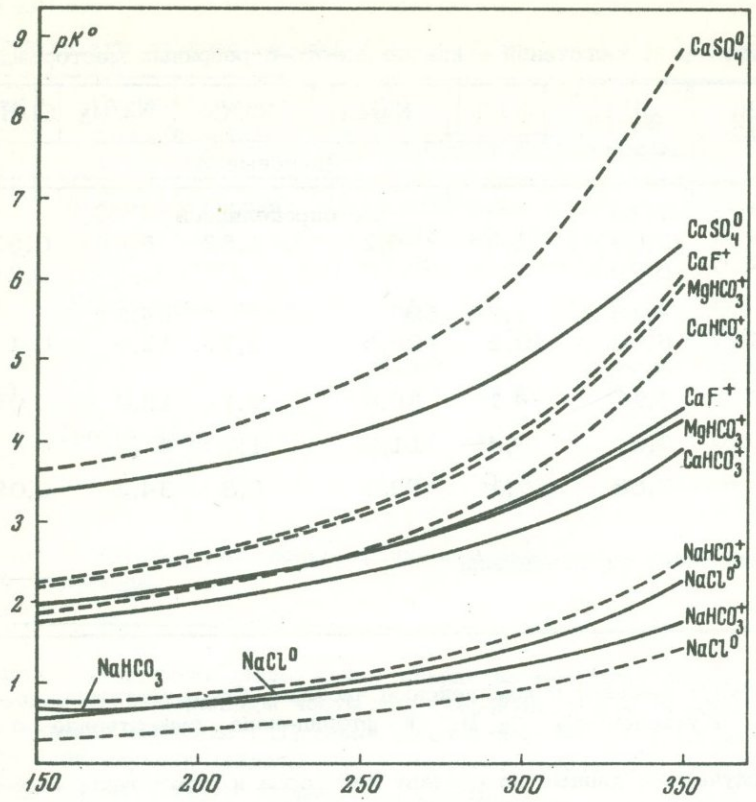
H_2	pH для 250°	Na/K	Na/Li	Na/Ca	Na/Mg	Cl/HCO_3
		(весовые %)				
-	7,16	**	Не определялись			
-	7,03	1,34	9,2	1,52	5,48	0,32
-	6,79					0,24
-	6,13	1,78	590	118	84,3	
0,055	6,06	10,2	129,3	3,7	12,9	0,14
-	6,77					
0,18	5,17	4,1	36,8	2,1	13,0	0,08
-	7,61	3,46	11,6	1,7	42,2	
-	7,68	17,1	10,6	3,3	34,2	0,09

** Компонент не определяли.

НСО будут связаны в комплексные частицы. Соответственно активность двухвалентных Ca, Mg и фторид-иона существенно понизится.

Полученные данные по составу растворов и результаты экспериментальных исследований по растворимости SnO_2 в воде и водных растворах электролитов при повышенных температурах [5] позволяют считать, что перенос олова гидротермальными растворами может осуществляться в форме гидроксофторидного комплекса, конкретная форма которого определяется соотношением двух основных факторов - величины pH и активности фторидного иона. Величина же pH в первую очередь определяется соотношением форм углекислоты в растворе, а активность фторидного иона зависит от его закомплексованности.

Склонность золота к комплексообразованию по сравнению с оловом еще более значительна за счет участия в образовании химических связей 5 электронов. Основными концепциями относительно переноса золота в гидротермальных условиях являются следующие две: перенос золота осуществляется в виде хлоридных комплексов в кислой среде и перенос происходит в сульфидной форме щелочными растворами [4]. Полученные значения концентраций анионов в золотоносных растворах, найденные величины pH и температур несколько ограничивают набор возможных комплексов золота. В таких растворах, очевидно, невозможно наличие хлоридных комплексов, так как область их существования ограничена сильнокислыми условиями [3].



Зависимость устойчивости комплексов от T и P

Рассчитано по уравнению:

$$pK^{\circ}_{T,P} = -\frac{298{,}15}{T}\,pK^{\circ}_{298} + \frac{72600\ |zj\ zj|}{a\,T}\left(\frac{1}{\epsilon_{T,P}} - 0{,}0128\right)$$

Наиболее вероятны частично, а с повышением температуры и pH растворов и полностью гидратированные формы хлоридных комплексов, т.е. гидроксохлорокомплексы и гидроксокомплексы золота [17, 18]. Фторидные комплексы золота в растворе мгновенно гидролизуются, не установлено также комплексообразование золота с HCO_3 и O_4 ионами [9]. Измерение концентрации сульфид-ионов с помощью селективного электрода в водных вытяжках, приготовленных в условиях, исключающих окисление S^{2-} до SO_4^{2-}, показало, $8c_{s^2} < 10^{-6}$ моль/л. Это дает возможность рассматривать исследуемые растворы, как не содержащие H_2S и продуктов его диссоциации. Таким образом, смешанные хлоргидроксокомплексы и гидроксокомплексы являются основными формами существования золота в рас-

творах, отлагавших золото-серебряное оруденение. Значения Eh этих растворов указывают на наличие золота в них в одновалентном состоянии.

Проведенное нами рассмотрение состава растворов, формировавших два различных типа месторождений, показывает, что при достаточно большом сходстве в наборе анионов и компонентов газовой фазы, различие химических свойств олова и золота приводит к различным формам существования этих металлов в растворе. Для олова наиболее характерен перенос в виде фторгидроксильных комплексов, тогда как для золота – в виде хлоригдроксильных.

ABSTRACT

The solutions, forming cassiterite–sulphide, cassiterite–silicate and gold–silver ores, as it evidenced from water leachates analysis, were slightyly alkaline, near neurtal sodium–potassium bicarbonate–chloride. The relatively high concentrations of F, Li, B and low concentration of Ca, Mg are tipycal for tinbearing solutions, where as inverse picture is typical for goldbearing solutions. It wascalculated, that in the solutions of found compositions the complex forms of Ca, Mg and F predominated. It was estimated, that Sn is transported ax hydroxofluoride complex, Au – as hydroxchloride complex under formation of cassiterite–sulphide and gold–silver ores.

ЛИТЕРАТУРА

1. Л.А. Банникова, Т.М. Сущевская, Б.И. Волков. Состав и комплексообразование в растворах, формировавших киноварные месторождения Северо-Западного Кавказа. – Геохимия, 1975, № 4.
2. В.Л. Барсуков, Т.М. Сущевская, Б.И. Малышев. Состав растворов, отлагавших настуран на месторождении U–Mo формации. – Атомная энергия, 1971, т. 31, вып. 1.
3. Р.И. Гаррелс, Ч.Л. Крайст. Растворы, минералы, равновесия. "Мир", 1968.
4. Е.Е. Диман. Экспериментальные исследования по золоту. – В сб. "Вопросы рудоносности Якутии". Якутск, 1974.
5. А.П. Клинцова, В.Л. Барсуков, И.Л. Ходаковский, Т.П. Шемарыкина. Экспериментальное определение констант устойчивости гидроксофторидных комплексов четырехвалентного олова. – Геохимия, 1975, № 4.
6. О.Ф. Миронова, Г.Б. Наумов. Хроматографическое определение газов во включениях минералообразующих сред. – Геохимия, 1973, № 10.
7. В.Г. Моисеенко, И.И. Фатьянов. Физико-химические условия формирования гидротермальных золоторудных месторождений. – Тезисы докл. I Междунар. геохим. конгресса, 1971, т. 2, М.
8. М.М. Николаев, С.В. Козеренко, Т.М. Сущевская. Физико-химические условия формирования касситерита в некоторых месторождениях

Приморья. – В сб.: Проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1971.
9. Б.И. Пещевицкий. Эффекты замещения в комплексных соединениях золота и платины. Докт. дисс. Новосибирск, 1969.
10. Б.Н. Рыженко. Основные закономерности термодинамики процесса электролитической диссоциации в высокотемпературных водных растворах. – Геохимия, 1974, № 7.
11. А.А. Сидоров, В.И. Найбородин. О типах золото-серебряных месторождений в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе. – Докл. АН СССР, 1968, 181, № 1.
12. А.А. Сидоров. Золото-серебряная формация окраинных вулканогенных поясов Северо-Востока Азии. Докт. дисс. Магадан, 1973.
13. С.И. Синякова, Л.С. Чулкина. Определение ультрамалых количеств золота методом осциллографической полярографии с предварительным концентрированием его на электроде из угольной пасты. – Журн. анал. химии, 1969, 23, № 6.
14. Т.М. Сушевская, С.И. Сянякова, И.В. Маркова. Экспериментальные данные о концентрации рудных элементов в гидротермальных растворах. – Геохимия, 1970, № 6.
15. Т.М. Сушевская. Сравнительная характеристика оловоносных гидротермальных растворов. – В сб.: Геохимия гидротермального рудообразования. "Наука", 1971.
16. Т.М. Сушевская, В.В. Малахов. Состав газовой фазы включений в минералах оловорудных жил. – Геохимия, 1975, № 10.
17. Э.И. Фишер. Растворение золота в различных окислительно-восстановительных условиях в связи с вопросами прикладной геохимии и методами анализа горных пород. Канд. дисс. Рига, 1974.
18. N. Bjerrum. La stabilitèdes chlorures d'or. – Bull. Soc. Chim. Belges, 1948, 57, 432.

А. С. МАРФУНИН, Л. В. БЕРШОВ

ДЕФЕКТЫ И ЭЛЕКТРОННО-ДЫРОЧНЫЕ ЦЕНТРЫ В МИНЕРАЛАХ

Этапы исследования и основные понятия. В исследовании электронно-дырочных центров в минералах выделяются три этапа.

1. До применения метода электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) в ограниченном числе минералов наблюдались центры окраски, общие представления о которых складывались по аналогии с F-центрами в щелочногалоидных кристаллах.

2. Расшифровка моделей центров на основе измерений спектров ЭПР и интерпретации их в рамках теории молекулярных орбиталей и с помощью структурного анализа параметров ЭПР позволили установить в минералах многообразие свободных радикалов, молекулярных ионов, ионов в необычных валентных состояниях.

3. Накопление и систематика полученных данных привели к тому, что все это многообразие сводится к явлению одного и того же типа: захвату дефектами электронов или дырок.

Следует различать понятия: дефекты и электронно-дырочные центры [3].

Точечным дефектом является всякое положение в структуре, представляющее нарушение симметрии, описываемой пространственной группой кристалла. К ним относятся вакансии ионов "межузельные" (интерстициальные) положения ионов, примесные ионы – изоморфные или интерстициальные, примесные радикалы, агрегаты вакансий и примесей. В отличие от щелочногалоидных кристаллов, где обычные тепловые дефекты (пары дефектов по Шоттки и Френкелю), в минералах наиболее характерны примеси и вакансии. Все эти дефекты представляют локальное нарушение зарядовой электронейтральности и являются поэтому "предцентрами", т.е. ловушками для электронов или дырок. Захват дефектами электронов или дырок при искусственном или природном облучении приводит к образованию электронно-дырочных центров. Свободными радикалами в кристаллах называют электронно-дырочные центры, представленные радикалами, захватившими или отдавшими электрон и приобретшими таким образом одну свободную валентность [4].

Методика исследования и интерпретация моделей центров. Только с помощью электронного парамагнитного резонанса возможны диагностика и расшифровка центров в минералах. Но при этом получается однозначная расшифровка модели центра и самое полное и точное описание всего сложного комплекса атомов, составляющих центр.

Параметры ЭПР центров (в особенности свободных радикалов) также выводятся из схем молекулярных орбиталей, как параметры парамагнитных ионов группы железа – из схем кристаллического поля. Центры, стабилизированные структурой кристаллов, характеризуются локальными кристаллическими полями, оси которых закономерно ориентированы относительно элементов структуры [3].

Экспериментально структурное положение центров определяется с высокой точностью как ориентировка осей g-факторов, осей тензора сверхтонкой и суперсверхтонкой структуры, в спектрах электронного парамагнитного резонанса, как число неэквивалентных положений центра, связанных элементами симметрии, и число линий суперсверхтонкой структуры, зависящее от числа и расположения лигандов с магнитными ядрами.

Эти экспериментальные данные сопоставляются: а) с правильными системами точек данной пространственной группы, определяющими число положений возможных типов, их точечную симметрию и ориентировку относительно осей кристалла и б) с направлениями катион-анион, анион-анион, катион-катион в координационных полиэдрах данного структурного типа [6].

Вычисление этих направлений из структурных данных, нанесение их на стереографическую проекцию, размножение с помощью элементов симметрии позволяют (в сочетании с анализом параметров ЭПР в рамках теории молекулярных орбиталей) построить модели наблюдаемых по спектрам ЭПР центров [5].

Типы и разновидности электронно-дырочных центров и их систематика. Расшифрованные с помощью ЭПР типы центров можно систематизировать, исходя из двух положений: а) центры сохраняют свою индивидуальность в самых разных структурах (O^- – в кварце, апатите и KCl, O_2^{3-} во флюорите, ангидрите и шеелите и т.д.), б) центры образуются путем захвата или отдачи дефектами одного электрона (не образуется устойчивых центров в результате захвата или отдачи двух электронов).

Таким образом, систематику можно произвести, добавляя к различным типам дефектов различные возможные для них типы электронов (или дырок). Этим путем получаем следующие типы центров.

1. При захвате электрона вакансиями анионов F –центр и F– агрегатные центры, различаемые по числу агрегированных вакансий и по числу захваченных ими электров.

2. При захвате электрона или дырки примесными катионами – примесные катионные центры ("ионы в необычных валентных состояниях"); в зависимости от электронной конфигурации катиона захваченный (или отданный) электрон может быть s' или p' или d' или f' – электроном.

3. При захвате дырки анионами в дефектном положении (O^- в KCl) или вблизи дефекта (O^- в тетраэдре с примесным Al в кварце) – дырочные анионные центры с одинаковой электронной конфигурацией p^5.

4. При захвате электрона или дырки обычными неорганическими радикалами – свободные радикалы (т.е. с одной свободной валентностью).

Все предыдущие типы дефектов – вакансии, примеси, анионы в дефектном положении – приводят в солях кислородных (и других) кислот к образованию именно свободных радикалов: при захвате электрона вакансией кислорода, например в CO_3^{2-}, т.е. в $CO_2[V_o]$ захваченный электрон распределяется по $CO_2[V_o]$, т.е. образуется свободный радикал CO^-_2; при захвате электрона, например, примесным фосфором в кальците, этот электрон захватывается всем радикалом PO_3^-, замещающим CO_3^{2-} с образованием PO_3^{2-}; дырочный центр O^- при наличии радикалов CO_3^{2-}, SiO_4^{4-}, PO_4^{3-} SO_4^{2-}, PO_3^- и т.д. более точно описывается как CO_3^-, SiO_4^{3-}, PO_4^{2-}, SO_4^-, PO_3^0.

Дальнейшее подразделение этой наиболее важной и наиболее обширной группы центров удобно производить: а) по типу стехиометрии радикала AB_1, AB_2, AB_3, AB_4, б) путем выделения в этих группах AB_m^n изоэлектронных радикалов (по числу электронов), в) по типу атома, входящего в радикал: углеродосодержащие серосодержащие и т.д. Чрезвычайно важно, что все изоэлектронные радикалы характеризуются одной и той же принципиальной схемой МО и одним и тем же соотношением параметров ЭПР.

5. Наконец, при захвате дырки кислородом в полимерных структурах образуются разновидности дырочного центра O^- : Si–O–Al, Al–O^-–Al и т.д. Можно было бы допустить, что разнообразие по-

лимерных структур, например в силикатах (островных, цепочечных, каркасных и др.), приведет к разнообразию и типов центров в них, однако поскольку кислород почти всегда находится в них в двойной координации, то разнообразие ограничивается лишь центрами на мостиковых и немостиковых кислородах.

Обзор типов электронно-дырочных центров в породообразующих и рудных минералах. *Кварц.* Примеси Al^{3+}, замещающего Si^{4+}, приводят к образованию центра O^-–Al (или AlO_4^{4-}), обычного в природных кварцах. Кроме того, наблюдаются центры Ti^{3+}, O_2^{3-} (с вакансией кремния), FeO_4^{4-} (в аметистах). Разнообразие разновидностей этих центров обусловлено наличием различных компенсаторов заряда Li, Na, H, входящих в каналы структуры.

Полевые шпаты. Наиболее распространенными в полевых шпатах, как и в кварце, являются центры O^- и Ti^{3+} (и примеси Fe^{3+}). Они чаще всего встречаются в микроклинах, реже в ортоклазах, санидинах, плагиоклазах, причем в плагиоклазах распространенность их уменьшается от альбита к анортиту. После облучения центр O^- образуется во всех полевых шпатах.

Во всех амазонитах и только в амазонитовых полевых шпатах описан спектр Pb^+, входящего в положение K^+, и спектр на кислороде, составляющем K-полиэдр (O^-–Pb)[5].

Каркасные алюмосиликаты с добавочными анионами: группы скаполита, канкринита, содалита, уссингита. В отличие от полевых шпатов, где центры образуются в основном за счет замещений Al^{3+} и Ti^{3+}, все многообразие центров в этих группах связано не с алюмокремнекислородным каркасом, а с составляющими специфику этих групп "добавочными анионами".

В соответствии с составом добавочных анионов или замещающих их изоморфных примесных анионов выделяются сульфидные (S_2^- и S_3^-), сульфатные (SO_4^-, SO_3^- и др.), карбонатные (CO_3^-, CO_2^- и др.) группы центров и другие центры (с вакансиями галоида, адсорбированным O_2^- и др.) [7].

Цеолиты: молекулярные ионы O_2^- и F-центры (описываемые здесь как Na_4^{3+}-центры).

Циркон: центры Nb^{4+}, Hf^{3+}, Ti^{3+}, Tb^{4+}, O^- (или SiO_4^{3-}), Y–O^-–Y, $Zr^{3+}+V_0$, $Zr^{3+}+M^+$, O^- – Al, PO_4^{2-}, SiO_3^{2-}, SiO_2^-.

Берилл: электронный центр Ti^{3+}, атомарный водород, метильный радикал CH_3.

Топаз, фенакит, эвклаз, кианит: Ti^{3+}, O^- – Al; в топазе и эвклазе V^{4+}; в фенаките PO_3^{2-}.

Данбурит, датолит: O^- (или BO_4^{4-}).

Кальцит: Pb^{3+}, Ni^{3+}, PO_3^{2-}, PO_3^0, PO_2^{2-}, PO_2^0, AsO_3^{2-}, AsO_2^{2-}, SO_3^-, BO_2^0, CO_2^{3-}, CO_3^{3-}, CO_3^-, CO_2^-.

Ангидрит: O_2^{3-} (MO_2^0), PO_3^{2-}, BO_2^0, SO_3^-, SO_2^-, SSO_3^-, SSO_2^-, O_3^-, O_3^-, O_2^-, S^-_2, O_2^{3-} – M^{3+} – Na,K,H (всего около 40 разновидностей центров).

Барит и целестин: SO_4^-, SO_3^-, SO_2^-, S_2^-.

Апатит: CO_3^{3-}, CO_3^-, SiO_3^{3-}, F-центры, разновидности O^--центра ($F-O^--F$, $F-O^--Cl$, $O^{2-}-O^- - V_0$ и др.) [1].

Шеелит: WO_4^{3-}, разновидности WO_4^-, WO_3F.

Региональное и генетическое распределение электронно-дырочных центров. Измерения центров O^--Al и Ti^{3+} в кварцах из меморфических комплексов зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций Алданского щита показали зависимость концентрации алюминиевого центра от степени метаморфизма: наибольшие концентрации характерны для гранулитовой фации, наименьшие – для зеленокаменной.

Температурная зависимость распределения алюминиевого центра в кварце установлена также на материале оловорудных месторождений Забайкалья, в которых более высокотемпературные формации и стадии минерализации имеют большие содержания как O^--Al, так и Ti^{3+} центра и для мышьяково-вольфрамового месторождения Кти-Теберда, где распределение алюминиевого центра позволило установить четко проявленную температурную зональность [2]. Генетически обусловлено также распределение центров в кварцах золоторудных месторождений, в полевых шпатах альбититов.

Заключение. Значение электронно-дырочных центров в минералогии. Наличие свободных радикалов в минералах имеет прежде всего значение общей закономерности существования природного вещества в условиях действия естественной радиации на минералы земной коры ("радиационное дыхание Земли"), Луны (бомбардировка заряженными частицами – солнечный ветер) и межзвездного пространства на протяжении геологических или космических масштабов времени.

Свободные радикалы в минералах принципиально расширяют представления о веществе горных пород и руд. Они относятся к наиболее характерным и разнообразным типоморфным признакам минералов.

С установлением широкого распространения свободных радикалов в минералах изменяется значение для минералогии, геохимии и петрографии метода электронного парамагнитного резонанса, который становится стандартным минералого-петрографическим методом, и термолюминесценции, для которой оказывается возможной интерпретация пиков термовысвечивания.

Применительно к самим свободным радикалам устанавливается новая область их существования: после химии, биологии, астрофизики – геохимические процессы в земной коре.

Свободные радикалы, специфические для разных геологических и геохимических условий образования, могут использоваться при поисках рудных месторождений, при оценке выходов их на поверхность, при расчленении рудоносных и безрудных массивов, при металлогеническом районировании территорий крупных регионов.

A B S T R A C T

Electron paramagnetic resonance studies, molecular orbitals and structure treatments have revealed the formation of many types electron-hole centers in rock-forming minerals. There were observed in minerals molecular ions O_2^-, O_3^-, O_2^{3-}, S_2^-, S_3^-, free radicals SiO_4^{5-}, SiO_4^{3-}, SiO_3^{3-}, PO_4^{4-}, PO_4^{2-}, PO_3^{2-}, PO_3^0, SO_4^{3-}, SO_4^-, CO_3^{3-}, CO_3^- and others, electron-hole centers O^-, Pb^+, Pb^{3+}, Ti^{3+}, V^{4+}, Y^{2+}, Zr^{3+}, Hf^{3+}, Nb^{4+} and others. These centrs were detected in feldspars, quartz, zircon, phenacite, topaz, euclase, kyanite, beryl, sodalite, lazurite, danburite, datolite, tourmaline, apatite, amblygonite, anhydrite, baryte, celestite, calcite and others.

Geological distributions of electron-hole centrs were investigated in quartz and feldspars from some metamorphic rocks and from some tin and wolfram deposits.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гилинская Л.Г., Занин Ю.Н., Щербакова М.Я. Изоморфизм в апатитах континентальных фосфоритов по данным электронного парамагнитного резонанса. – Литология и полезные ископаемые, 1973, № 6.
2. Доломанова Е.И., Бершов Л.В., Гасоян М.С. Изоморфные элементы – примеси в жильном кварце оловорудных месторождений Забайкалья и их генетическое значение. – Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 6.
3. Марфунин А.С. Введение в физику минералов. М., "Недра", 1974.
4. Марфунин А.С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные центры в минералах. М., "Недра", 1975.
5. Марфунин А.С., Бершов Л.В. Электронно-дырочные центры в полевых шпатах и их возможное кристаллохимическое и петрографическое значение. – Докл. АН СССР, 1970, № 3.
6. Низамутдинов Н.М., Булка Г.Р., Винокуров В.М. Классификация точечных парамагнитных дефектных центров в кристаллах на основе анализа пространственных групп. – В кн.: Состав, структура и свойства минералов. Казань, 1973.
7. Самойлович М.И., Новожилов А.И., Родянский В.М., Давыдченко А.Г., Смирнова С.А. О природе синей окраски лазурита. – Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 7.

И. Я. НЕКРАСОВ

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ В ОЛОВОСОДЕРЖАЩИХ СУЛЬФИДНЫХ СИСТЕМАХ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В различных типах эндогенных месторождений олово тесно ассоциирует с Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag. Вследствие этого в парагенезисе с касситеритом отлагаются станнин, сульфостаннаты (франкеит, тиллит, цилиндрит), сульфосоли Pb, Sb и Ag, сульфиды и окислы

Fe, Cu, Zn и других металлов. Фазовые соотношению между ними изучены все еще слабо, что затрудняет интерпретацию генезиса оловорудных месторождений.

До постановки наших работ фазовые соотношения изучались лишь в двух системах Sn–S и $SnS–Sb_2S_3$ [6,9]. В системах Fe–Sn–S, Cu–Sn–S и Pb–Sn–S исследованы только частные разрезы [7]. В гидротермальных и сухих условиях нами были изучены системы Fe–Sn–S, Cu–Fe–Sn–S, Zn–Sn–S, Cu–Zn–Sn–S, Pb–Sn–S, Pb–Sn–Sb–S, Sn–Ag–S [2–5].

Системы Fe–Sn–S и Cu–Fe–Sn–S изучались в гидротермальных условиях (хлоридные растворы) при 300–500°C и P_{H_2O} = 1 кбар. В системе $Fe – Sn – S – NH_4Cl(HCl)$ установлены 7 стабильных фаз: касситерит, герценбергит, оттеманит, берндтит, пирит, пирротин и магнетит. Определена растворимость Fe в сульфидах олова и касситерите, а Sn в сульфидах и окислах железа. При 300°C в SnO_2 растворяется 0,2–0,3%, а при 500°C до 0,4% Fe. В SnS изоморфно входит до 1,65–2% Fe при 300 и 500° соответственно. Растворимость Sn в Fe_2O_3 при 500°C составила 2,5%, в FeS_2 – 2% и в $Fe_{1-x}S$ – 1,7%.

Впервые получены данные о распределении олова в сосуществующих FeS_2 и $Fe_{1-x}S$ и выведены уравнения (1–3) зависимости распределения Sn от температуры.

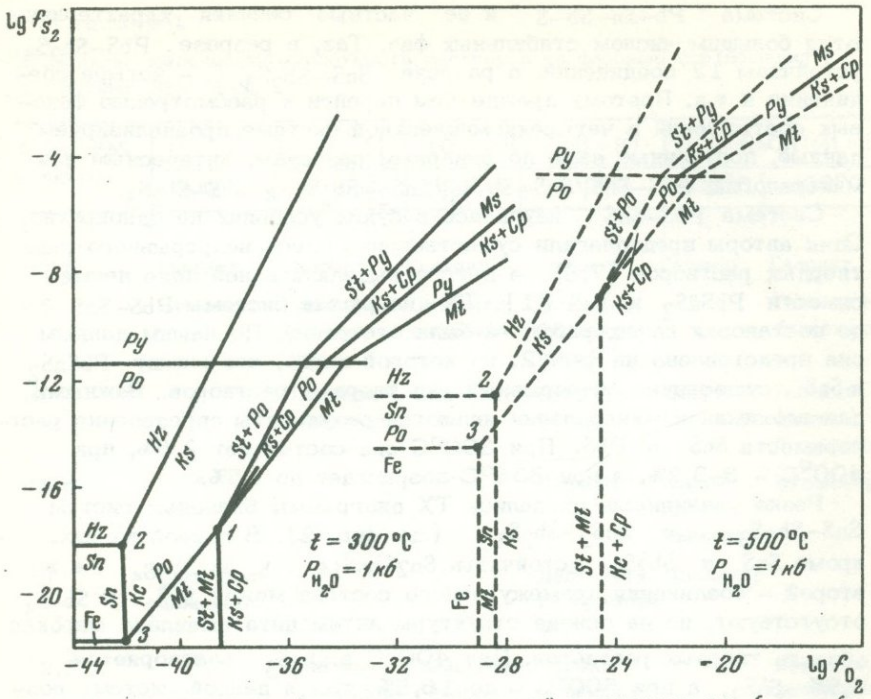
$$325°C: y = 0{,}9386 + 0{,}9768x - 0{,}0009x^2; \quad (1)$$
$$400°C: y = 0{,}4002 + 0{,}4711x - 0{,}00004x^2; \quad (2)$$
$$500°C: y = 0{,}4202 + 0{,}2895x - 0{,}0002x^2. \quad (3)$$

В уравнениях (1–3) y = (Sn : Fe) 10^{-5} в $Fe_{1-x}S$, а x = (Sn : Fe) 10^{-5} в FeS_2.

Для системы Fe–Sn–S отстроена диаграмма $f_{S_2} - T$ [3], на которой впервые определено поле стабильности оттеманита (f_{S_2} = 10^{-11} – $10^{-9,5}$ атм при 300°C; $10^{-7,3}$ – 10^{-8} атм при 400°C), и вычислена ΔG_T его образования (4)

$$\Delta G^{Sn_2S_3}_T = -23650 - 1{,}62T, °K \text{ (ккал)} \quad (4)$$

В системе Cu–Fe–Sn–S, кроме упомянутых сульфидов и окислов Fe и Sn, стабильны ковеллин (CuS), дигенит ($Cu_{2-x}S$), халькопирит ($CuFeS_2$), борнит (Cu_5FeS_4), идаит (Cu_3FeS_4) и станнин. Устойчивыми являются также следующие сульфиды Sn и Cu: Cu_5SnS_4, Cu_2SnS_3, $Cu_2Sn_2S_5$, Cu_3SnS_4, $CuSnS_2$, Cu_5SnS_6. Впервые получены количественные данные о зависимости окисно-сульфидных равновесий с участием станнина и касситерита от f_{S_2} и f_{O_2} (фиг. 1). Они свидетельствуют о том, что для отложения парагенезисов со станнином благоприятны низкотемпературные условия, так как с повышением температуры линии моновариантных равновесий с его участием смещаются в область высоких значений f_{S_2} и f_{O_2}. ΔG_T образования станнина, вычисленная из экспери-



Фиг. 1. Зависимость фазовых соотношений в системе от f_{S_2} и f_{O_2}

Hz – герценбергит, *Ks* – касситерит, *Ms* – моусонит, *Mt* – магнетит, *Po* – пирротин, *Py* – пирит, *Cp* – халькопирит

ментальных данных, для 300, 400 и 500°С, равна: – 111,96; – 104,73 и – 96,83 ккал соответственно. Система Zn–Cu–Fe–Sn–S исследована в растворах 10% NH_4Cl и 0,5 HCl при 300–500°С и P_{H_2O} = 1 кбар. В краевой системе Zn–Sn–S стабильными являются четыре фазы: SnO_2, SnS, SnS_2, ZnS (*α*- и *β*-модификации). Определена растворимость Sn в ZnS в равновесии с SnS, SnS_2 и металлическим оловом. При 500°С она составила 0,01; 0,05 и 0,08%. Установлено, что содержание Sn в ZnS практически не зависит от температуры и железистости сфалерита.

При добавлении в системы Zn–Sn–S или Zn–Fe–Sn–S меди фазовые соотношения усложняются вследствие образования станнина и его Zn-аналога-кестерита (Cu_2ZnSnS_4). В станнине при 500°С растворяется до 15 мол.% ZnS.

Изучение системы Cu–Fe–Zn–Sn–S и ее частных разрезов позволило установить, что повышенная оловоносность сфалерита обусловлена не изоморфным вхождением Sn в его кристаллическую решетку, а образованием твердых растворов, которые при t ниже 400°С распадаются с выделением цинксодержащего станнина в сфалерите.

Система Pb–Sn–Sb–S и ее частные сечения характеризуются большим числом стабильных фаз. Так, в разрезе $PbS–Sb_2S_3$ устойчивы 12 соединений, в разрезе $SnS–Sb_2S_3$ – четыре соединения и т.д. Поэтому прежде чем перейти к рассмотрению фазовых соотношений в четырехкомпонентной системе, проанализируем данные, полученные нами по бинарным разрезам, интересным для минералогии: PbS–SnS, $SnS–Sb_2S_3$, $SnS_2–Sb_2S_3$ и $SbS–Sb_2S_3$.

Система PbS–SnS изучалась в сухих условиях не однократно. Одни авторы предполагали существование здесь непрерывного ряда твердых растворов [7,8], а другие выделяли в ней поле несмесимости $PbSnS_2$ и SnS [1]. ТХ диаграмма системы PbS–SnS до постановки наших работ не была отстроена. По нашим данным она представлена на фиг. 2, из которой видно, что между $PbSnS_2$ и SnS существует непрерывный ряд твердых растворов. Важными для геохимии и минералогии являются результаты определения растворимости SnS в PbS. При 300°С она составляет 2,5%, при 400°С – 3–3,2%, а при 836°С возрастает до 15%.

Резко различными оказались ТХ диаграммы бинарных систем $SnS–Sb_2S_3$ и $SnS_2–Sb_2S_3$ (см. фиг. 2). В первой из них, кроме SnS и Sb_2S_3, устойчивы $Sn_2Sb_6S_{11}$ и $Sn_2Sb_2S_5$, а во второй – соединения промежуточного состава между SnS_2 и Sb_2S_3 отсутствуют, но на основе структуры антимонита выявлена широкая область твердых растворов. При 400°С в Sb_2S_3 растворяется 8,5% SnS_2, а при 500°С – до 16,5%, т.е. в данной системе возможно отложение Sn–антимонита. В свою очередь, в системе $SnS–Sb_2S_3$ образуется сурьмянистый герценбергит, так как в SnS при 400°С растворяется до 2,5% Sb_2S_3. Это свидетельствует о том, что в олово-сурьмяных месторождениях фазовые соотношения в значительной мере регулируются валентным состоянием металлов. Фазовые соотношения в системе $PbS–Sb_2S_3$ при 300–450°С в растворе 10% NH_4Cl отражены на фиг. 2, а в растворах 0,1 н. HCl и 0,01н. NaOH показаны в табл. 1.

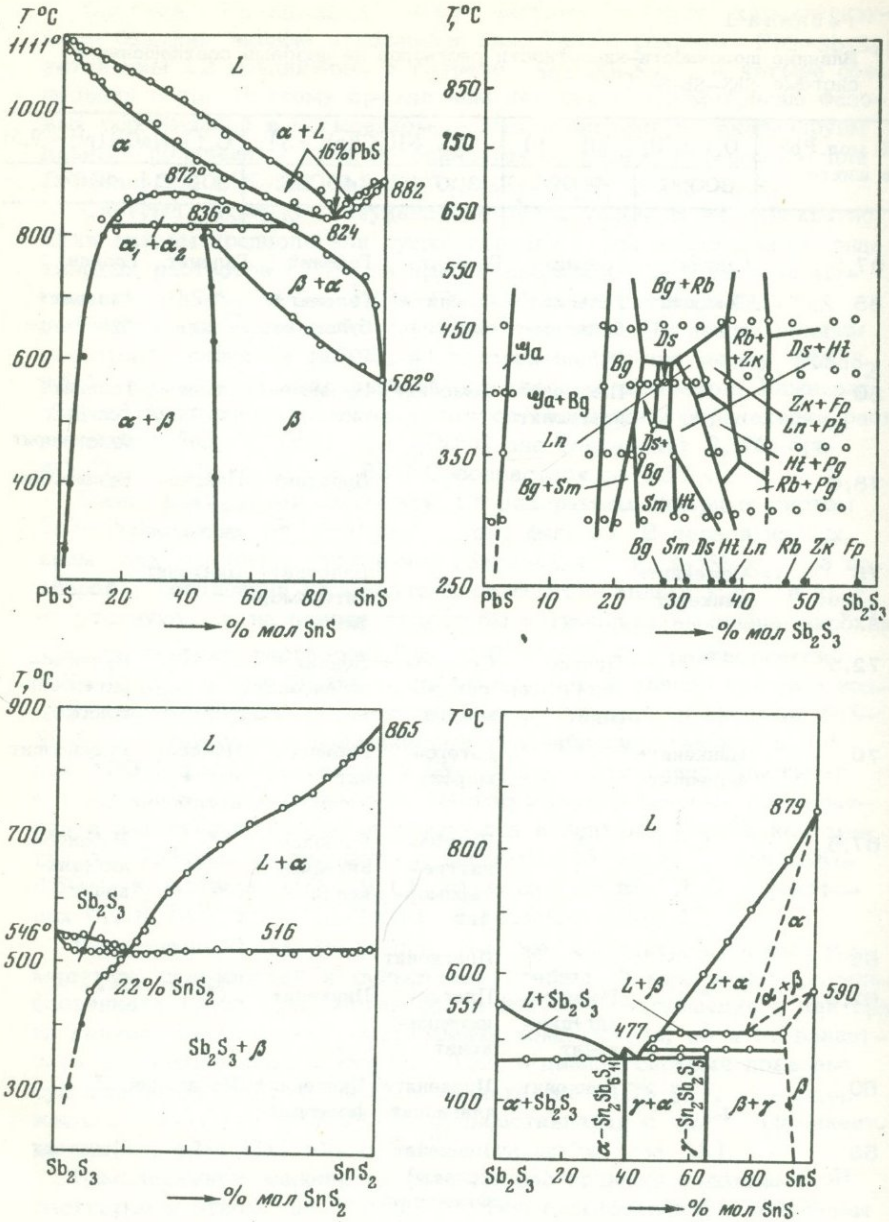
В системе Pb–Sn–Sb–S при тех же параметрах, кроме упомянутых сульфосолей и сульфидов, стабильны еще и четыре сульфостанната (табл. 2). Состав фаз и фазовые соотношения в ней сильно зависят не только от соотношения компонентов, но и от валентного состояния олова и сурьмы. Так, в данной системе доказано существование Sb-содержащего тиллита (до 1,6% Sb), Sn-содержащего плюмозита (0,3% Sn), сульфостаннатов с Sn^{+4} (франкеит, цилиндрит, фаза QX) или с Sn^{+2} (тиллит и фаза XA).

Немаловажное влияние на фазовые соотношения оказывают pH растворов и отношение $fS_2:fO_2$. Все сульфостаннаты устойчивы только в кислых растворах. В щелочной среде тиллит и франкеит разлагаются на касситерит+галенит и касситерит+галенит+буланжерит соотвественно. При 200°С моновариантное равновесие касситерит + галенит + буланжерит = франкеит смещается вправо, если $fS_2 = 10^{-12}$ (и выше), а $fO_2 = 10^{-51} - 10^{-47}$ атм. При 400°С

Таблица 1

Влияние щелочности–кислотности растворов на фазовые соотношения в системе $SbS–Sb_2S_3$

% мол. PbS в шихте	0,1 н. HCl (pH= 1)		10% NH_4Cl (pH = 5)		0,1 н. NaOH (pH = 9,5)	
	300°C	400°C	300°C	400°C	300°C	400°C
97,5	Галенит	Галенит	Галенит	Галенит	Галенит	Галенит
85	Семсейит	Галенит + буланжерит	Галенит + семсейит	Галенит + буланжерит	"	Галенит + буланжерит
80	"	Плюмозит + плагионит	Семсейит	Буланжерит	Плагионит	Галенит (следы), буланжерит
78,6	"	"	"	Дэдсонит	Плагионит + цинкенит	Буланжерит
75	Семсейит + цинкенит	"	"	Дэдсонит + гетероморфит	Цинкенит	"
72,5	"	Плагионит + робинсонит	Семсейит + гетероморфит	Лонэит + робинсонит	"	Буланжерит + робинсонит
70	Цинкенит + фюлеппит	"	Гетероморфит	Робинсонит	Цинкенит + антимонит	Робинсонит
67,5	"	"	Плагионит + гетероморфит	Робинсонит + цинкенит	"	Робинсонит + цинкенит
65	"	"	Плагионит	"	"	"
62,5	"	Робинсонит + цинкенит	Плагионит + цинкенит	Цинкенит	"	"
60	"	Цинкенит	Цинкенит + плагионит	Цинкенит + фюлеппит	Не анализ.	"
55	"	"	Цинкенит (следы) Фюлеппит	"	"	Цинкенит



Фиг. 2. Частные сечения системы Pb – Sn – Sb – S

1 – ТХ-диаграмма системы PbS – SbS : β – SnS_2, α – PbS, α_1 и α_2 – незакаливающиеся фазы, образующиеся при распаде твердого раствора α; *2* – ТХ – диаграмма части системы PbS–Sb_2S_3 в растворе 10% NH_4Cl, Ga – галенит; Bg – буланжерит, Sm – сем-

Таблица 2

Состав сульфостаннатов (вес.%), стабильных в системе Pb–Sn–Sb–S

Соединение	Pb	Sn	Sb	S	Сумма
Тиллит	53,5	28,8	1,3	16,4	100
Франкеит	51,24	11,77	15,72	18,59	97,32
Цилиндрит	36,5	24,28	12,29	24,12	97,19
ОХ фаза ($PbSnS_3$)	48,66	24,97	2,37	22,31	98,32
ХА фаза	57,13	6,84	17,34	18,04	99,81

это моновариантное равновесие реализуется только при fS_2 выше 10^{-5} атм и fO_2 более 10^{-29} атм, т.е. оно смещается в область высоких значений fS_2 и fO_2. Следовательно, для отложения сульфостаннатов благоприятны низкотемпературные кислые растворы с невысокой fS_2.

Из экспериментальных данных получены уравнения (5 и 6) температурной зависимости ΔG_T образования тиллита и франкеита для интервала 327–500°С.

$$PbS + SnS = PbSnS_2; \quad \Delta G_T = -78340 + 81{,}31T; \qquad (5)$$

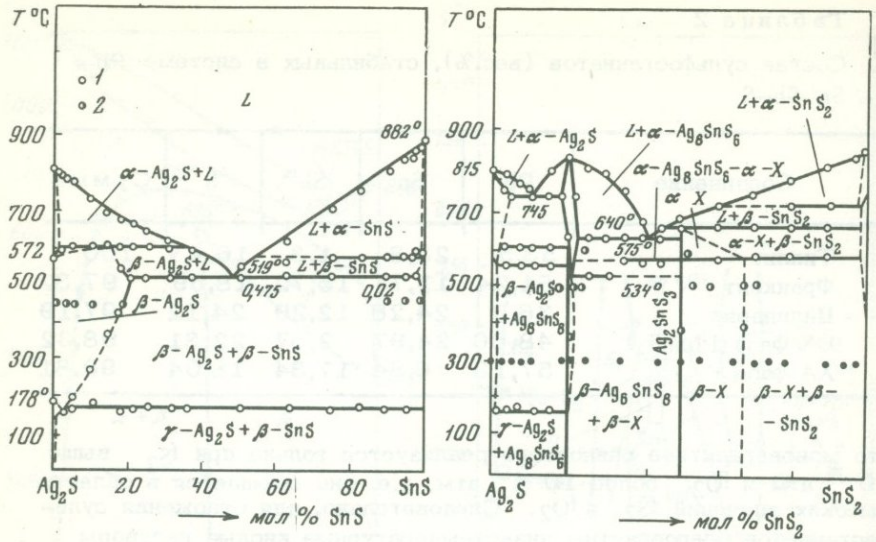
$$5PbS + 3SnS_2 + Sb_2S_2 = Pb_5Sn_2Sb_2S_{14};$$
$$\Delta G_T = -486645 + 329{,}95T. \qquad (6)$$

Фазовые соотношения в оловосеребряных системах изучены на примере двух разрезов $Ag_2S–SnS$ и $Ag_2S–SnS_2$. Их ТХ диаграммы представлены на фиг. 3. В системе $Ag_2S–SnS$ устойчивы Ag_2S, SnS и на основе структуры β-Ag_2S (аргентита) образуется широкая область твердых растворов (до 19% вес. SnS при 500°С). Растворимость Ag_2S в SnS не превышает 0,02%. Следовательно, в природе возможно образование оловянистого аргентита, но трудно ожидать находки Ag-герценбергита.

В системе $Ag_2S–SnS_2$, кроме известного в природе соединения Ag_8SnS_6 (канфильдита), устойчивой является Х-фаза переменного состава $Ag_2SnS_3 – Ag_2Sn_2S_5$, по структуре близкая к окартиту

←

сейит, Ds – дадсонит, Ht – гетероморфит; Ln – лонэит, Rb – робинсонит, Zk – цинкенит, Fp – фюлеппит; An – антимонит; *3* – ТХ – диаграмма системы $Sb_2S_3–SnS$ (фазы α и β– SnS_3); *4*– ТХ – диаграмма системы $Sb_2S_3–SnS$



Фиг. 3. ТХ-диаграммы систем Ag_2S–SnS и Ag_2S–SnS_2

Ag_2FeSnS_4. В отличие от системы Ag_2S–SnS растворимость Sn^{+4} в аргентите ограниченная (0,01%) и лишь в Ag_2S_3 (600°С) может достигать 4% (см. фиг. 3).

Из рассмотрения ТХ диаграмм Sn –содержащих сульфидных систем следует, что если в сухих условиях фазовые соотношения определяются отношением исходных компонентов, температурой и валентным состоянием металлов, то в гидротермальных условиях они усложняются вследствие различия в растворимостях компонентов, а также из-за влияния на окисно-сульфидные равновесия f_{S_2}, f_{O_2} и pH растворов. Металлы повышенной щелочности (Ca, Sb, Cu и др.) плохо растворяются в хлоридных растворах и являются своего рода осадителями других компонентов.

Последовательность отложения соединений из многокомпонентных систем регулируется t, pH растворов и изменением f_{S_2}, f_{O_2} в системе.

Повышение t расширяет поля устойчивости окислов, а ее снижение способствует отложению сульфидов. При этом сульфиды отлагаются из кислых растворов с относительно низкой концентрацией S_2 (0,05–0,1 мол/л) в восстановительной обстановке.

Увеличение pH приводит к разложению сульфостаннатов, сульфосолей и многих сульфидов и образованию ассоциаций, содержащих касситерит.

ABSTRACT

Stability fields and phase relations for the systems contaning Sn, Fe, Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, have been determined for 200–500°C and P_{H_2O} = =1000 kg/cm^2. TX diagrams were constructed for the systems PbS–SnS, Sb_2S_3–SnS, Sb_2S_3–SnS_2, PbS–Sb_2S_3, Ag_2S–SnS and Ag S–SnS under dry conditions, so were f_{S_2}–f_{O_2} or f_{S_2}–t diagrams for the systems Fe–Sn–S, Cu–Fe–Sn–S, Pb–Sb–Sn–S, Zn–Sn–S, Ag–Sn–S for hydrothermal conditions.

The limits of Fe solubility in SnO_2 (2,2%) and Sn solubility in Fe_3O_4 (2,5%), FeS_2(2%) and $Fe_{1-x}S$ (1,7%) were determined for the system Fe–Sn–S. The Sn distribution between FeS_2 and $Fe_{1-x}S$ was also exsamined. A limired Sn solubility in sphalerite was found (up to 0,1% at 500°C). A continuous solid solution series was found between $PbSnS_2$ and SnS, and the limit of Sn solubility in PbS was established. Two new sulfides ($Sn_2Sb_6S_{11}$ and $Sn_2Sb_2S_5$) were synthesized in the system Sb_2S_3–SnS, and a large solubility field for SnS and Sb S (up to 18%) was established in the system Sb_2S_3–SnS_2.

The limits of the Ag_2S–based solid solution fields were established in the system Ag_2S–SnS, and a new phase of variable composition (Ag_2SnS_3–$Ag_2Sn_2S_5$) was obtained in the system Ag_2S–SnS_2.

Monovariant reactions involving stannine, tiellite, frankeite, and cylindrite, and Fe and Zn distribution between sphalerite and stannine were examined under hydrothermal conditions.

The free energies (G) of formation of simple tin sulphides, stannnine and sulfostannates were calculated from experimental data.

Dry and hydrothermal studies of systems involving tin and certain other metals revealed the effect of temperature, solution pH and f_{S_2} : f_{O_2} ratio on the order in which the minerals occur in ore deposits. These studies have made it possible to establish the sequence in deposition of sulfides, sulfosalts and oxides of Sn, Cu, Fe, Zn, Pb, Sb, Ag and some other metals. Physicochemical conditions of rock formation in pyrite, polymetallic, cassiterite-sulfide, tin-antimonial and tin-silver deposits are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. В.Г. Кузнецов, Ли Чи Фа. Рентгенографическое исследование системы SnS–PbS. – Неорг. хим., 1964, т. IX, вып. 5.
2. И.Я. Некрасов. Исследования Sn–содержащих систем и вопросы генезиса месторождений олова. – В сб.: Закономерности размещ. полезн. ископ. М., "Наука", 1973.
3. И.Я. Некрасов, Л.В. Сипавина. Фазовые соотношения в системе Fe–Sn–S–H_2O при 300–500°C. – В сб.: Очерки физико-хим. петрологии. М., "Наука", 1974, вып. IV.

4. И.Я. Некрасов, М.С. Кулаков, Ж.Н. Соколовская. Субсолидусные фазовые соотношения в системе PbS–SnS. – Геохимия, 1974, № 1.
5. И.Я. Некрасов, М.С. Кулаков, Ж.Н. Соколовская. Фазовые отношения в системах $SnS–Sb_2S_3$ и $SnS_2–Sb_2S_3$. – Геохимия, 1975, № 1.
6. А.В. Новоселова, И.Н. Господинов, Е.А. Поповкин. Исследование системы $SnS–Sb_2S_3$. – Неорг. хим., 1972, т. VIII, № 1.
7. L.L. Chung, W.R. Brice. The herzenbergite-teallite series- – Miner. Mag., 1971, v. 38, N 2.
8. H. Krebs, D. Lander. Über Structure und Eigenschaften der Mischkristallsysteme zwischen halbleitenden Chalkogeniden der vierten Hauptgruppe 2. – Zeit. anorg. allg. – Chem., 1964, Hf.,37, N 1.
9. G. Moh. The Tin-Sulphur system and related minerals. Ni Jahrb. Min. Abh., 1969, H. III, N 3.

ПЕТРОЛОГИЯ

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ

НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Формирование жесткого фундамента в альпийской складчатой области завершилось перед мезозоем в результате герцинских движений. Заложение новых геосинклиналей в мезозое, связанное с активизацией тектонической обстановки, вызвало оживление вулканических явлений во многих местах в триасе и юре. Сопоставление триасового и юрского вулканизма разных частей альпийской области позволяет выяснить некоторые общие закономерности вулканической деятельности нижнего мезозоя.

В триасе вулканическая активность проявилась лишь в Западной части альпийской области в Пиренеях, Альпах, Динаридах и в Крыму. Восточнее Крыма продукты триасового вулканизма не встречены. В Пиренеях известно самое западное проявление триасовой вулканической активности. По данным Мора и Тибо [17], как на северных, так и на южных склонах Пиренеев вулканические породы в виде лав и туфов приурочены или к верхней части пермотриасовых красноцветных соленосных отложений или же переслаиваются с раковинными известняками анизийского яруса, что подтверждает их подводноморское происхождение. Среди лав по составу преобладают альбитофиры и ортоальбитофиры – соответствующие трахибазальтам и трахитам (K_2O до 7%). Андезиты играют сравнительно подчиненную роль. Характерным для обеих групп пород является присутствие альбита явно спилитового облика. Как видно, в Пиренеях триасовый вулканизм дал характерную для эвгеосинклиналей спилит-кератофировую серию пород, которая образовалась в начальном периоде зарождения послепалеозойских геосинклиналей альпийской складчатой области.

Юрский вулканизм в Пиренеях проявлялся лишь в западной части хребта и в центральной части Северного Крыма, где в геттангских отложениях с немыми доломитами и известняками переслаиваются базальтовые покровы и туфы.

Таким образом, в Пиренеях нижнемезозойский вулканизм в основном угасает в конце триаса и лишь в отдельных точках продолжается в самом начале лейаса.

В Альпах нижнемезозойский вулканизм проявился лишь локально в Доломитовых Альпах, где триасовые карбонатные рифы по краям чередуются с подводными вулканическими отложениями [12]. Это подтверждает ранее высказанное нами мнение об особо благоприятной обстановке развития рифов в областях подводного вулканизма [3].

В Апеннинах, на севере в основании Лигурийского покрова кальпионеловые слои прорваны и переслаиваются с интрузиями зеленокаменных пород, галька которых встречается в верхней части этих

же слоев. Поскольку кальпионелловые слои считаются титон-неокомскими, то, естественно, вулканическую деятельность можно считать титонской [20]. Аналогичная картина наблюдается и в Корсике [21].

В Сицилии, в районе Этны известна вулканическая свита мощностью 60 м, состоящая из туфов, агломератов и покровов подушечных базальтов; аммонитовая фауна в туфах указывает на их верхнебайосский возраст [22].

В южной части альпийской геосинклинальной области вулканизм в нижнем мезозое проявлялся в Атласских горах. В Западной Берберии в премотриасе, частично переходя в ранний лейас, проявился интенсивный вулканизм в виде диабазовых туфов, а в Высоком Атласе покровы базальтов чередуются с нижними горизонтами предполагаемого нижнего лейаса [18].

На побережье Марокко мезозойский разрез начинается триасовыми мергелями и красными песчаниками, покрытыми шапкой базальтовых лав, выше которых располагаются красные и белые песчаники и мергели с гипсом – первая юрская формация. Таким образом, базальты должны быть отнесены к позднему триасу.

Наиболее интенсивным триасовый и юрский вулканизм в Западной части альпийской складчатой области был в Динаридах. Между Восточной Боснией и Западной Сербией нижний триас наряду с обломочными и известково-доломитовыми типами представлен и в вулканогенно-осадочной фации, в которой с песчаниками, глинами и известняками переслаиваются диабазы, порфириты и их туфы. Аналогичные вулканогенно-осадочные образования распространены также в Западной Македонии и в районе Вардара. В восточной части, между Сапским Мостом и Яблонищей протягивается полоса средне-верхнетриасовых отложений, среди которых часто встречаются горизонты кератофиров, кварцевых кератофиров и спилитов. Таким образом, именно на периферии геосинклинали, на границе с палеозойским основанием, кислые породы играют значительную роль. Еще более показательно, что в районе Сараево и севернее его, где находится известное железное месторождение Вареш, средне-верхнетриасовые продукты вулканизма представлены породами субщелочного характера; наряду с диабазами, кератофирами, кварцевыми кератофирами и кварцевыми порфиритами здесь встречаются вейлбургиты. Последние содержат до 5% K_2O и иногда в них присутствует оливин; они, вероятно, являются трахибазальтами, которые, как правило, появляются в геосинклинали лишь в посторогенной стадии, почти сразу же после мощной орофазы [5, 7].

Более ярко выраженный спилитовый характер носят триасовые вулканогены во внешней зоне Динарид – в Черногорском приморье, где в анизийских, ладинских, реже в карнийских, отложениях встречаются типичные спилитовые покровы с шаровой отдельностью, альбитовым характером плагиоклаза и другими признаками, свойственными спилитам. Джорджиевич и др. [4] справедливо считают, что спилиты формировались лишь на сравнительно больших глубинах.

Накопление на дне моря мощных слоев продуктов вулканизма уменьшало глубину настолько, что поздние излияния той же лавы на дне моря застывали в виде нормальных порфиритов, последние поэтому всегда занимают верхние части спилито-порфиритовых толщ.

Но на периферии геосинклинали, на границе с палеозойской рамой, в северо-западной части Черногории важную роль играют кислые вулканогенные образования среднего и верхнего триаса. Представлены они, с одной стороны, подводными покровами кератофиров и кварцевых кератофиров и альбитовыми гранитоидами, с другой. Все они характеризуются исключительной бедностью калия (K_2O= 1%). Почти полное тождество химического и минерального состава и резко выраженный гипабиссальный характер "гранитов" говорят, что последние являются субвулканической фацией кислого эффузивного вулканизма [4].

Юрский вулканизм наиболее интенсивно проявился в Троге Внутренних Динарид, образовав полосу юго-западного направления, протягивающуюся с перерывами от района Призрен в Метохии до Баня Лука в Боснии, переходя частично на территорию Хорватии. Магматические породы этой так называемой сланцево-роговиковой зоны представлены преимущественно диабазами, авгитовыми порфиритами и их туфами. Некоторые исследователи даже указывают на наличие серпентинитов, возраст которых точно еще не установлен. Эта вулканогенно-осадочная диабаз-спилитовая формация носит явно эвгеосинклинальный характер. Показательно, что в этой же зоне, в триасе вулканизм проявился преимущественно в кислой фации и лишь в юре принимает диабаз-спилитовый характер, хотя последние, местами, встречаются и в триасе. Это, по-видимому, следует объяснить особенностями расположения питающих вулканическую активность магматических очагов. Первые порции магмы, находясь в длительном соприкосновении с кислой корой, а главное, испытывая в верхней части очага влияние подымающихся с глубин кислых парогазовых потоков, принимали более или менее ясно выраженный кислый дацитовый или липаритовый состав. Последние лишь в условиях глубокого моря подвергаются альбитизации и превращаются в альбитофиры и кварцевые альбитофиры (кислые спилиты, как мы их называем). Но, если глубинные разломы, ассоциирующиеся с геосинклиналями, проникают до базальтового слоя, то изливается толеитовая магма в более или менее чистом виде и формируются базальтовые и андезит-базальтовые лавы, которые на дне глубокого моря спилитизируются, превращаясь в основные спилиты.

Незначительное распространение имеют триасовые и юрские вулканические образования в Турции и Иране [1].

В Турции юрский вулканизм проявился локально в районах Байбурто-Эрзерума в зоне Понтид, образовав вулканогенно-осадочную толщу, в которой лавы и туфы спилитового и порфиритового характера переслаиваются с красными известняками и мергелями. Кроме того, севернее Анкары встречаются нижнеюрские, частично альбитизированные диабазы.

Триасовый вулканизм не отмечается и в Иране. А юрская вулканическая деятельность в Иране проявилась в зоне Эльбурса локально, образовав в основании лейасской шамшанской формации горизонт палагонитовых туфов и агломератов мощностью до 30 м. В Центральном и Восточном Иране, в связи с фазой складчатости и поднятий в конце юры, местами внедрились гранитные интрузии.

Триасовая вулканическая активность отмечена в Южных Карпатах, в Румынии, и в Западных Карпатах, в Чехословакии и представлена в виде диабазовых силлов, диабаз-порфиритовых покровов, спилитов и их туфов и субвулканических габброидов; в Чехословакии, в области Гемерид, эти породы переслаиваются со сланцами и песчаниками. В Карпатах проявления юрского вулканизма не установлены [9] .

В Крыму, по последним данным [10, 11], вулканизм начинается в верхнем триасе формированием спилитовых диабазов, порфиритов, их туфов и кератофиров; в толще пирокласты преобладают над лавами, среди которых часты шаровые текстуры. После небольшого перерыва в вулканической активности она возобновляется в нижней юре с образованием спилит-кератофировой толщи, вполне аналогичной продуктам верхнетриасового вулканизма. Но наиболее интенсивным был вулканизм среднеюрский, давший типичную спилит-кератофировую толщу мощностью 800 м, в которой пирокласты резко преобладают над лавами.

Таким образом, между Пиренеями и Кавказом Крым является первой областью, где в одном геосинклинальном прогибе образовались три разновозрастные спилит-кератофировые толщи одинакового состава. Вместе с тем, Крым является последней, самой восточной точкой альпийской складчатой системы, где установлено проявление триасового вулканизма.

На Кавказе в триасе следы вулканической активности отсутствуют. Но юрский вулканизм во всей альпийской геосинклинальной области был самым интенсивным именно на Кавказе. Существует мнение, что юрский вулканизм Кавказа развивался в двух геосинклиналях: Большого и Малого Кавказа. Анализ фактического материала показывает, что на самом деле на Кавказе в юре вулканические извержения происходили в одной геосинклинальной зоне, начинающейся в районе Туапсе на Большом Кавказе и продолжающейся в районе Кафана на Малом Кавказе, в Армении. Эта геосинклинальная зона, идущая вдоль Южного склона Большого Кавказа, в северо-западной части пересекала Закавказский срединный массив и продолжалась на юго-восток в пределах Малого Кавказа. Подтверждением единства этих кажущихся "двух" геосинклиналей служит наличие между ними, на приподнятых участках Закавказского срединного массива (Дзирульском и Локском массивах) мощных юрских вулканогенных толщ, являющихся соединяющим звеном этих двух Большекавказской и Малокавказской вулканогенных толщ,

Лишь в меловое–палеогеновое время заложение Аджаро–Триалетской геосинклинали широтного простирания вызвало разобщение единой юрской складчатой вулканогенной зоны на северо–западную и юго–восточную части. А развитие Северо–Акеринской геосинклинали отделило на юго–восточном конце зоны Кафанский сегмент.

Первые фазы юрского вулканизма проявились по периферям срединных массивов и в пределах сланцевой геосинклинали южного склона Большого Кавказа; в последнем случае вулканическая активность также приурочена к зонам воздымания (геосинклиналям). В обоих случаях продукты извержений представлены кислыми породами – альбитофирами и кварцевыми альбитофирами. В то же время в наиболее глубоких частях сланцевой геосинклинали формируются диабазовые и спилит–порфиритовые серии преимущественно базальтового до андезит–базальтового составов.

Позже, начиная с аалена, погружающаяся сланцевая геосинклиналь вовлекает в нисходящие движения прилегающую к ней с юга довольно широкую часть срединного массива (Закавказской плиты) вдоль разломов северо–западного – юго–восточного простирания. Это вызвало раздробление края срединного массива и интенсивную вулканическую деятельность, достигшую максимума в байосе. Таким образом, именно в аален–байосе рядом со сланцевой геосинклиналью формируется вулканогенная геосинклиналь, в которой формируются преимущественно андезитовые серии. Мощность байосской вулканогенной толщи закономерно уменьшается с севера на юг в сторону срединного массива.

Указанная югославскими геологами приуроченность спилитов к более глубоким частям геосинклинального бассейна нами отмечена ранее для Кавказа [6]. Лишь в зонах, смежных со сланцевой геосинклиналью, развиты спилиты, в то время как южнее встречаются нормальные порфириты, в которых основной плагиоклаз лишь иногда частично альбитизирован.

Диабазы приурочены исключительно к сланцевой зоне и аналогично порфиритам представлены или спилитовыми разновидностями, содержащими полностью альбитизированный основной плагиоклаз, или нормальными типами, в которых основной плагиоклаз сохранился или подвергся лишь частичной альбитизации. Полное тождество химического и минерального составов диабазов и порфиритов и переход диабазов по краям силлов в порфириты дают основание заключить, что диабазы являются лишь силловой фацией геосинклинального вулканизма и нет оснований говорить о каком–то особом "диабазовом" магматизме.

В конце байоса–бате произошла складчатость в вулканогенной геосинклинали, в результате чего северо–западная часть (Большой Кавказ) замкнулась, а юго–восточная часть (Малый Кавказ), где фаза складчатости также проявилась довольно интенсивно, продолжает погружаться и в бате и в верхней юре, поэтому там интенсивный аденситовый вулканизм продолжается до конца верхней юры.

В конце верхней юры в результате новой фазы складчатости замкнулась и эта часть вулканогенной геосинклинали.

Во время батской и верхнеюрской фаз складчатости в пределах вулканогенных толщ произошло внедрение гранодиоритовых интрузий, которые почти исключительно приурочены к зонам поднятий в геосинклинали. Интрузивы сопровождаются эффузивным вулканизмом в виде кварцевых порфиритов, развитых именно в районах распространения интрузий. Поэтому эти кварцпорфиры верхнебайосско-батского и верхнеюрского возрастов мы считаем эффузивной фацией интрузивного процесса.

В то время, как в юго-восточной (Малый Кавказ) части вулканогенной геосинклинали после батской орофазы продолжается андезитовый вулканизм, в ее северо-западной (Большой Кавказ) части накапливаются батские угленосные, а позже верхнеюрские красноцветные лагунно-континентальные, местами гипсоносные отложения. В самой крайней, южной части этой зоны, на границе с срединным массивом, в верхней юре проявился вулканизм, давший маломощную серию оливин-базальт-трахитового состава. Вместе с тем, среди батских пресноводных сланцев встречаются отдельные покровы и туфы андезитового состава. Это говорит о том, что базальт-трахитовая серия могла образоваться из толеитовой магмы, поднявшейся из базальтового слоя вдоль глубинных разломов, которая в верхних очагах дифференцировалась в спокойных условиях, с крайними продуктами в виде оливинового базальта и трахита, с переходными между ними типами в виде трахибазальтов. А угасающие очаги андезитовой магмы эпизодические проявляли слабую активность.

Пример Кавказской юрской вулканогенной геосинклинали показывает, что развитие разных частей геосинклинали не всегда происходит по одному и тому же плану.

Тем более, естественно, что в разных частях альпийской геосинклинальной области вулканизм развивался по-разному, сохраняя при этом некоторые сходные черты, обусловленные известными общими закономерностями вулканизма складчатых областей.

Проявление нижнемезозойского вулканизма в альпийской области связано с началом заложения триасово-юрских геосинклиналей, обусловленным явлениями растяжения в этой зоне. Последняя, по-видимому, может быть связана с началом расширения дна Атлантического океана вдоль Срединно-Атлантического хребта, который, как известно, тоже приходится на юрский период.

Заслуживает внимания факт совершенно одинаковой северо-запад – юго-восточной ориентации вулканогенных геосинклиналей Динарид и Кавказа, что также может указывать на общую тектоническую причину их заложения.

Судя по вулканизму, существенное расширение западной части альпийской складчатой области начинается уже в триасе, а Кавказской части лишь в нижней юре. При этом в Динаридах и на Кавказе наибольшей интенсивности это растяжение достигает максимума именно в юре.

Если попытаться провести аналогию с современными зонами андезитового вулканизма, то юрскую вулканогенную геосинклиналь Кавказа с мощным андезитовым вулканизмом нужно считать аналогом островных дуг. Сланцевую же геосинклиналь южного склона Большого Кавказа, для которой характерна спилито-диабазовая серия базальтового состава, следует параллелизовать со сравнительно глубоководным внутренним бассейном.

Тот факт, что в западной части вулканизм начинается в триасе, а на Кавказе лишь в юре, говорит соответственно о разновременном в них начале явлений растяжения. Объяснение этому, быть может, состоит в том, что ограничивающие с юга Средиземноморскую область Аравийская и Африканская платформы уже в триасе были разделены разломами, что обеспечивало им самостоятельную мобильность.

ABSTRACT

In the article peculiarities of development of the Lower Mesozoic volcanism of the Alpine folded region is considered. It is established, that manifestations of the Triassic and Jurassic volcanism are practically absent east of the Caucasus. Products of the Triassic volcanism are mostly widespread in the Dinarides, poorer in the Pyrenees and Crimea. East of the Crimea they are not known. On the contrary, the Jurassic volcanism in the west appered locally and very weakly. Only in the Dinarides it is sufficiently intensive. But the greatest activity the Jurassic volcanism shows in the Caucasus, where two zones are well distinguished: 1) Andesite volcanism of volcanogenic geosyncline – corresponding to contemporary island arches and 2)Spilite – diabasic volcanism of schistose geosyncline– answewring probably to deepsea interior basin.

For the whole of the region it is exactly established, that acid quartz – albitophyre rocks appear generally first and only at the peripheries of median masses. Spilites are always formed only in deep sea conditions.

The apperance of Lower Mesozoic volcanism in the Alpine region is connected with the beginning of subsidence of the Triassic and Jurassic geosynclines, which was stipulated by extensions of the Earth's crust in this zone. Apparently this is connected with the beginning of extension of the bottom of the Atlantic Ocean along Middle Atlantic ridge which, as is generally known, also falls on the Jurassic period.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ш.А. Азизбеков, Г.С. Дзоценидзе. Магматизм Кавказа, Ирана и Турции. – Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 12.
2. П. Джорджиевич и др. Базальтоидне стене у кератофирско-спилитской ассоциации Черногории. "Геолошких смала Балканског полуострова", т. 36, 1971.

3. П. Джорджиевич, В. Кнежевич. Триаски вулканити са подручна Будва–Сутоморе (Черногорское Приморье). "Геологишких анала Балканског полуострова", т. 34, 1969.
4. П. Джорджиевич, В. Кнежевич. Триаске магматоке стене планина Лубишне. "Геологишких анала Балканског полуострова", т. 37, в. 2, Белград, 1972.
5. Г.С. Дзоценидзе. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, изд. АН Груз.ССР, 1948.
6. Г.С. Дзоценидзе. Влияние вулканизма на образование осадков. "Недра", 1965.
7. Г.С. Дзоценидзе. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. – Геотектоника, 1966, № 3.
8. Г.С. Дзоценидзе. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. "Недра", 1969.
9. Г.С. Дзоценидзе. О некоторых общих особенностях мезо–кайнозойского магматизма Карпат, Балкан, Крыма и Кавказа. "Наука", 1970.
10. В.И. Лебединский, Н.М. Макаров. Вулканизм Горного Крыма. Изд. АН УССР, Киев, 1962.
11. М.В. Муратов. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, 1960.
12. М.Г. Руттен. Геология Западной Европы. "Мир", 1972.
13. G. Dubar. Etudes sur le Lias des Pyrénées Françaises. Mem. Soc. Geol. Nord. IX, 1–332, 1925.
14. G. Dubar. Les mouvements des mers dans les Pyrénées et dans le NW, de l'Espagne aux pemps jurassiques. C.R. XIV Congr. Geol. Int., Spain, pt. 2, 585.
15. Gocanin. Über die fossilführenden Schichten Kimmeridgien, Tithon, Valanginien und Hauterive aus der Umgebung von Beograd. – Bull. Inst. Geol. Roy. Yougoslavie, VI, 35, 1938.
16. G. Lucas. Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algerie occidentale, XIX Congr. Geol. Intern., Mon. Rég. (1), 1952, N 21.
17. N. Morre, I. Thebaut. Les roches volcaniques du Trias inferieur du versant-nort des Pyrénées. – Bull. Société Geolog. France. 1962, 7 sér., t. IV, N 4.
18. I. Savornin. La geol. Algerienne et Nord-Africaine depuis 1830. Serv. Carte Geol. Algerie, 1931.
19. I. Stöklin. Stratigraphic Lexicon of Iran. Part I, Central, North and East Iran. – Geol. Survey of Iran. Report, 1971, N 18.
20. R. Teichmüller, I. Schneider. Die Greuze von Alpen und Apenin. Abh. Ges. Wiss. Gottingen (M.–P.Kl), III, Heft 14, 1935.
21. P. Termier, E. Maury. Nouvelles observations geol. dans la Corse Orientale. Les Radiolarites, Le Jurassique Sup., Essai de synthése tectonique. C.R. Acad. Sci. Paris CLXXXVI, 1007, 1968, 1393, 1928.
22. H.R. Worman, W.I. Arkell. A review of the Jurassic of Western Sicily based oh new ammonite fainas, Quart. I. Geol. Soc. CX, 267, 1954.

Г. Д. АФАНАСЬЕВ, Л. А. КОНДАКОВ

О РЕЛИКТОВЫХ СТРУКТУРАХ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ—ПАЛЕОТЕТИС АЛЬПИЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ КАВКАЗА

В настоящее время ни у кого не вызывает сомнения, что Большой Кавказ представляет собой полициклическую геосинклиналь, развитие которой с большей или меньшей степенью достоверности можно проследить, по крайней мере, за последние 500 млн. лет [1, 2, 4, 6, 7, 8, 11, 12]. Периферические части этого геосинклинального бассейна, вероятно, имели еще более древний – рифейский возраст, о чем свидетельствуют данные бурения глубокой скважины в районе Констанцы [3].

Совершенно естественно, что за такой большой промежуток времени история геологического развития той или иной части этого обширного региона, являвшегося частью Тетиса, существенно менялась. Особенные трудности связаны с реконструкцией догерцинской истории Кавказа, что объясняется не только значительным метаморфизмом древних толщ, порой нацело изменившим первичный облик осадочных и магматических горных пород, но и более поздними интенсивными процессами денудации.

Несколько более расшифрована геологическая история Кавказа в герцинский этап (силур – ранняя пермь), который, в целом, можно разделить на раннюю стадию – время образования и развития геосинклинальных прогибов ($S–C_1$) и позднюю ($C_2–P_1$), когда завершалось развитие этих прогибов и формировались складчатые сооружения, разделенные и окаймленные впадинами. Каждый из периодов геологической истории Кавказа характеризовался определенным типом магматизма, которым в геологической литературе посвящено достаточно много публикаций. В герцинском этапе уже наблюдается и специфика развития центральной части Большого Кавказа, отделенной от его периферических (фланговых) частей системами поперечных глубинных разломов. Большую роль поперечной зональности в геологической истории Кавказа отмечали многие исследователи [14, 15].

Основные черты геологического развития альпийской геосинклинали Большого Кавказа в целом унаследованы от предыдущего герцинского этапа. Однако в это время северная часть Кавказской герцинской геосинклинали уже причленяется к эпигерцинской платформе Предкавказья, а осевая часть геосинклинального трога смещается к югу в область южного склона. Прогибание и накопление мощных толщ терригенных осадков в этой зоне были наиболее интенсивными и длительными и продолжались в ряде районов вплоть до конца мела [9].

Поднятие в конце доггера приводит к образованию двух прогибов (неглубокого северного и узкого, глубокого южного) и разделяющего их поднятия Главного хребта. Южный прогиб, ограниченный раз-

ломами с севера и юга, явился областью накопления в мальме и палеоцен-эоцене мощных (до 6-8 км) флишевых толщ. Воздымание всей территории Кавказа в конце эоцена привело к замыканию флишевых прогибов и к образованию на Большом Кавказе крупных мегантиклинориев и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов. Продолжавшийся в олигоцене - среднем сармате процесс поднятия территории Кавказа вызвал заполнение краевых прогибов молассами. В это время мегантиклинорий Большого Кавказа представлял собой длинный остров, возвышавшийся на сотни километров в широтном направлении над уровнем моря и питавший терригенным материалом краевые, периклинальные и межгорные прогибы. Черноморско-Каспийский бассейн, являясь частью системы Палеотетиса, из-за непостоянства связи с Мировым океаном, обладал признаками то котловинного, то краевого морей.

В позднесарматское время усиление воздыманий Большого Кавказа приводит к почти полному разделению бассейнов Черного и Каспийского морей. Эта тенденция окончательно укрепляется в конце понта, когда последние связи Черноморского и Каспийского морей были прерваны.

Последующая история геологического развития Большого Кавказа вплоть до настоящено времени проходит под знаком постоянного воздымания, которое не только увеличивает площадь суши, но вызывает мощную денудацию накопленных толщ. Особенно интенсивен этот процесс на территории Транскавказского поперечного поднятия.

Плиоцен-антропогеновое время знаменуется на Большом Кавказе широким развитием вулканизма. Все наиболее крупные вулканические области располагаются в пределах Транскавказского поперечного поднятия и контролируются узлами сочленения долгоживущих продольных и поперечных глубинных разломов.

Самым западным районом проявления молодой вулканической деятельности является Эльбрусский, где помимо основного центра плиоцен-голоценовых эффузивных извержений андезитового ряда - вулкана Эльбрус - встречены лавы липаритов.

Казбекская вулканическая область расположена в Осевой зоне мегантиклинория Большого Кавказа к юго-востоку от Эльбрусской и приурочена к участку сочленения приподнятого центрального и опущенного восточного макросегментов Большого Кавказа. В продуктах извержения отмечается тенденция к некоторому увеличению щелочности вулканических пород. Вулканическая деятельность отмечалась в плиоцене-антропогене. В пределах этой области выделяются три вулканических района: Казбекский, Кельский и Джавский.

Казбекский вулканический район в виде полосы шириной до 15 км вытянут вдоль Осевой зоны Большого Кавказа от верховий Гизельдона до верховьев Терека. Вулканическая деятельность в этом районе характеризуется наибольшей длительностью, охватывающей промежуток времени от конца плиоцена до антропогена. Несколько юго-западнее Казбекского района располагается Кельский вулканический

район, где извержения происходили в плейстоцене и голоцене. Самым южным районом Казбекской вулканической области является Джавский, где в среднем и позднем плейстоцене образовались андезитовые покровы.

В районах более западных и более восточных, чем территория Транскавказского поднятия, никаких следов извержений в плиоцен-антропогеновое время до настоящего времени зафиксировано не было. Исключением являются небольшие по масштабам проявления верхнеплиоценового андезитового вулканизма в Грозненском районе, приуроченные к восточному окончанию Сунженской антиклинали.

Плиоцен-антропогеновое воздымание мегантиклинория Большого Кавказа и интенсивные вулканические процессы на этой территории сопровождались дальнейшим развитием Рионского и Куринского прогибов. Каждый из них в плиоцен-антропогеновое время развивался обособленно, имея специфические черты геологического развития, и в антропогене представлял сложнопостроенную впадину с максимальной глубиной кристаллического фундамента в Рионском прогибе до 7-9 км, Куринском - до 14-15 км. Более глубокая и сложнопостроенная Куринская депрессия включает в своей центральной части Ширакско-Аджиноурскую складчатую систему, которая по данным ряда исследователей [10, 13 и др.] представляет собой глубокий альпийский геосинклинальный прогиб с затянувшимся (может быть даже не законченным) периодом погружения и представляет в настоящее время эпигеосинклинальное складчатое сооружение в период инверсий.

Общеизвестна огромная роль молодых тектонических разрывов глубокого заложения в создании альпийского структурного плана Кавказа. Очевидно, что наиболее крупные разломы, разделяющие мегантиклинорий Большого Кавказа с краевыми межгорными прогибами, имеют общекавказское простирание. Однако нельзя умалять и роль поперечных резрывов, многие из которых имеют древнее заложение и неоднократно проявляли себя как магмоконтролирующие, а также как границы структурных и фациальных зон. Зоны пересечения разнонаправленных глубинных разломов и контролируют территориальное расположение наиболее крупных вулканических областей и районов Большого Кавказа.

Формирование глубинных магматических очагов, поставлявших материал для вулканических извержений, связано с постоянным усилением потока тепла и глубинных эманаций. Наибольшего значения тепловой поток достигал на территории Транскавказского поперечного поднятия и в особенности на участках пересечения разнонаправленных разломов. По мнению Е.Е. Милановского [10], подъем геоизотерм на Большом Кавказе происходил, по-видимому, до конца плиоцена.

Большой Кавказ принадлежит к числу регионов с довольно высокой сейсмической активностью. На существующих схемах вся его восточная половина попадает в 7-балльную сейсмическую зону [5]. Большинство кавказских землетрясений имеет очаги на глубинах

не более 20 км и лишь в единичных случаях на территории Восточного Кавказа установлены очаги от 70 до 100–150 км.

Кратко приведенные особенности альпийского этапа геологического развития центральной высокогорной части Большого Кавказа по совокупности геоморфологии, специфики, в основном, андезитового вулканизма альпийского возраста – позволяют относить указанную горную гряду центрального Кавказа к образованиям под названием "островные дуги", развивающиеся в пограничных областях континента. Куринская депрессия в Южном Закавказье была в недавнем прошлом дном Тетиса, а Каспий – его реликтовым заливом. В такой постановке вопроса следует ожидать конкретного решения многих важнейших наблюдений геологического и геофизического характера.

ABSTRACT

The Great Caucasus is a polycyclic geosynclinal whose geological history can be traced as far back as 500 m.y. The peripherial parts of this geosynclinal basin are probably of the Riphean age. Reconstruction of Pregercinian history of the Great Caucasus due to the intensive metamorphism and denudatuon of ancient rocks is very difficult. The Gercinian cycle is marked for the intiation, the development and subsequent folding. The main features of the Great Caucas's Alpine geosyncline are inherited from the previous cycle, though axial zone is shifted somewhat southwards. The intensive uplifting of the Great Caucasus in middle-upper jurassic and olygocene-miocene time resulted in the formation of island arch bounded from the South by zones of deep faults and trenches that occured to be the accumulation of thick molassa formation. Being a part of Paleothetis system of the Black Sea – Caspian Sea basin because of unstable links with the world ocean showed either hollow or marginal sea.. The geological history of the Great Caucasus that followed the above – mehtioned time was characterised by certain stability of the uplifting. Within the territory of Trans-Caucasus transversal uplift this process is most active. Pliocene-Anthropogen time is characterized by wide volcanic activity. All Major volcanic areas are localized within the Trans-Caucasus transversal uplift and are controlled by joints of long-lived sublongitudinal and sublatitudinal deep faults.

The formation of magmatic is associated with the increase of abyssal heat flow during late Alpine time particulary along the deep faults. The Great Caucasus is a region characterised by considerably high seismic activity the foci of wich were discovered mainly at a depth of 20 km. From this point of view we can explain many important geological and geophysical data obtained in last a few years.

ЛИТЕРАТУРА

1. Р.Н. Абдуллаев, Ш.А. Азизбеков, М.А. Кашкай, Э.Ш. Шихалибейли. Магматизм Азербайджана. Доклады сов. геологов к XXI сессии МГК. Проблема 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.
2. Г.Д. Афанасьев. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. – Труды ИГЕМ АН СССР, серия геол., 1953, вып. 20.
3. Г.Д. Афанасьев. Некоторые геологические и геофизические факты и их интерпретация в отношении состава и строения земной коры. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 5.
4. В.В. Белоусов. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I, 1938; ч. II, 1940; ч. III, 1939; Труды ЦНИГРИ, вып. 108, 121, 126.
5. Е.И. Бюс, А.Д. Цхакая. Сейсмические основы сейсморайонирования Кавказа. – Бюл. сов. сейсмол. АН СССР, 1960, № 8.
6. Г.С. Дзоценидзе. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. – Ин-т геол. и минерал. АН ГрузССР, Тбилиси, 1948, № 1.
7. Г.М. Заридзе, Н.Ф. Татришвили. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
8. И.В. Кириллова, Е.Н. Люстих, В.А. Растворова, А.А. Сорский, В.Е. Хаин. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
9. Е.Е. Милановский, В.Е. Хаин. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
10. Е.Е. Милановский. Новейшая тектоника Кавказа. М., "Недра", 1968,
11. К.Н. Паффенгольц. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
12. В.Е. Хаин. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. – Сов. геол., 1949, № 39.
13. В.Е. Хаин., А.Н. Шарданов. Геологическое строение и история Куринской впадины. Баку, Изд-во, АН АзербССР, 1952.
14. Н.С. Шатский. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. – Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
15. F.F. Oswald. Explanatory notes acconepany the Geological map of the Caucasus with 2 maps. 1914.

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

КИСЛОТНО-ОСНОВНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МАГМЫ С ТРАНСМАГМАТИЧЕСКИМИ ФЛЮИДАМИ

В настоящее время разнообразие типов магм принято объяснять главным образом выплавлением и фракционированием их в условиях различного давления, связанного с различием глубин магмообразования. Но наряду с давлением главнейшим фактором, определяющим состав магмы и пути ее кристаллизации, является кислотность–щелочность трансмагматических флюидов, взаимодействующих с магмой.

Существование потоков трансмагматических флюидов доказывается явлениями гранитизации, при которых мощные толщи пород подвергаются метаморфизму, затем метасоматизму (фельдшпатизации и прочее) и, наконец, замещению гранитоидной магмой с общей дебазификацией замещаемых пород, что может быть объяснено только промывкой пород и возникающей магмы потоками восходящих флюидов [5]. Перенос флюидов осуществляется, вероятно, в виде потока пузырей, которые при течении магмы могут объединяться в пленки и струи флюида, что значительно ускоряет их подъем.

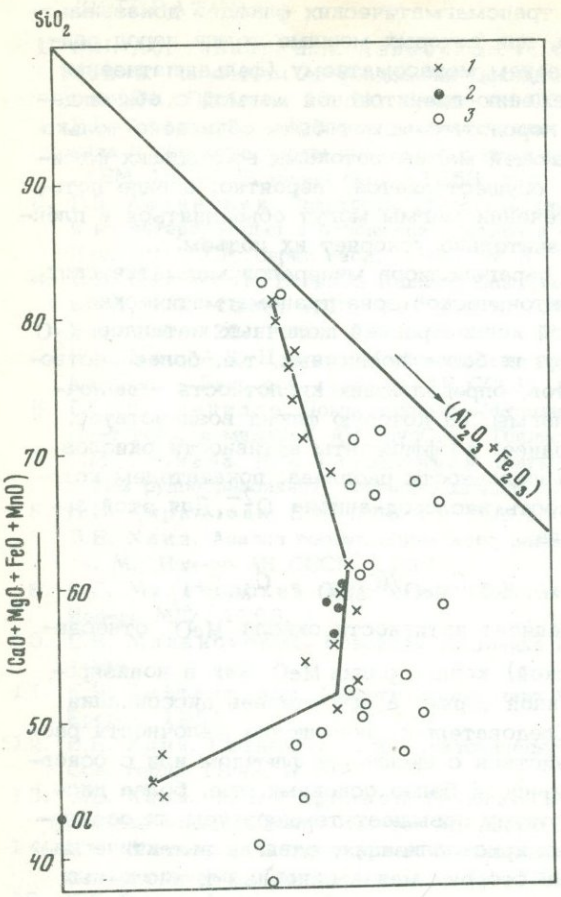
Как показывает анализ парагенезисов минералов магматических пород, в каждой данной тектонической зоне трансмагматические флюиды обладали устойчивой концентрацией щелочных металлов K_2O и Na_2O [9], а также и других более подвижных, т.е. более растворимых в флюиде компонентов, определяющих кислотность – щелочность как флюида, так и магмы, на которую флюид воздействует.

Как отмечалось мною ранее, коэффициенты активности окислов в магме зависят от общей щелочности расплава, показателем которой может служить активность кислород-аниона O^{2-}. Для этой зависимости получена формула

$$\partial \ln f^{S}_{MeO} / \partial \ln [O^{2-}] = \alpha , \quad \alpha = C_{MeO} / (C_{MeO} + C_{Me^{2+}}),$$

где f^{S}_{MeO} – валовой коэффициент активности окисла MeO, отнесенный к валовой (аналитической) концентрации MeO как в ионизированной, так и неионизированной форме, а α – степень диссоциации MeO в расплаве [5, 8]. Следовательно, повышение щелочности расплава вследствие взаимодействия с щелочным флюидом или с основной породой повышает активности более основных, т.е. более диссоциированных окислов и потому повышает температуры их осаждения, т.е. расширяет поля их кристаллизации, сдвигая эвтектические и котектические составы в сторону менее основных и кислотных окислов. Обратное воздействие оказывает повышение щелочности на кристаллизацию кислотных окислов (в основном кремнезем). Повышение кислотности расплава оказывает противоположное воздействие, т.е. смещает эвтектические и котектические составы в сторону более основных окислов [6].

Имеющиеся в литературе экспериментальные диаграммы плавкости трехкомпонентных систем дают возможность по наклонам котектических линий судить об относительной основности компонентов. Так, диаграмма плавкости системы $CaO–Al_2O_3 – SiO_2$ показывает, что прибавление кремнезема к системе $CaO–Al_2O_3$, понижая основность расплава, смещает эвтектики между известковыми шпинелями в сторону более сильного основания CaO. Такого рода анализ диаграмм плавкости позволяет установить ряд убывающей основности – щелочности породообразующих окислов. Этот ряд соответствует ряду возрастающей электроотрицательности или лучше – ряду возрастающей энергии ионизации катионов [8]: $K^+ < Na^+ < Ba^{2+} < Sr^{2+} < Ca^{2+} < Mg^{2+} < Mn^{2+} < Fe^{2+} << Al^{3+} < Cr^{3+} < Cr^{3+} < Fe^{3+} < Zr^{4+} < Ti^{4+} \Delta Si^{4+}$.



Соотношение групп компонентов SiO_2–$(Al_2O_3+Fe_2O_3)$–(CaO+MgO + +FeO+MnO) в средних составах различных типов интрузивных и эффузивных пород (анализы из Wedepohl, 1969 и Дэли, 1936)

1 – породы нормальной щелочности ряда перидотит–габбро–диорит–гранодиорит–гранит (для них проведена средняя линия составов); *2* – лампрофиры гранитоидных формаций; *3* – породы повышенной щелочности

Возможны различные случаи кислотно–основного взаимодействия трансмагматических флюидов с магмой.

Рассмотрим случай, когда происходит выплавление магмы из пород коры или верхней мантии под воздействием флюидов с различной щелочно–метальностью, т.е. с различной концентрацией щелочных металлов K_2O и Na_2O. Повышение щелочности флюида и магмы будет расширять поля кристаллизации более основных окислов и минералов, сдвигая эвтектику и котектику в сторону обогащения ее менее основными минералами. На диаграмме (фиг.) в качестве компонентов состава взяты следующие три группы: 1) сумма весовых количеств наиболее основных окислов $CaO + MgO + FeO$; 2) сумма амфотерных окислов $Al_2O_3 + Fe_2O_3$; 3) SiO_2 (кислотный окисел). На эту диаграмму нанесены все составы пород (средние по Ноккольсу), приведенные в справочнике К.Х. Ведеполя [16] и некоторые анализы Р. Дэли [1]. Крестиками обозначены породы "нормальной" щелочности ряда дунит–перидотит–габбродиорит–квар–

цевый диорит–гранодиорит–гранит. Проведена линия, соединяющая породы нормальной щелочности. Кружками обозначены как собственно щелочные породы: нефелиновые сиениты, фонолиты и пр., так и породы повышенной щелочности (т.е. с повышенной активностью щелочных металлов); сиениты, трахиты, моцониты. Как видно из диаграммы, породы повышенной щелочности располагаются правее и ниже линии пород нормальной щелочности, т.е. если сравнивать породы с одинаковым содержанием кремнезема, то щелочные породы имеют более высокое отношение сильных оснований к слабым (амфотерным). Это может быть объяснено тем, что составы магматических пород приближаются к эвтектическим, а состав эвтектики под воздействием щелочных флюидов смещается в сторону обеднения его наиболее сильными основаниями. Известно, что при движении от геосинклинальных зон (или островных дуг) к континенту или по мере консолидации геосинклинальных зон щелочность магмы возрастает. Это может быть объяснено тем, что в более жесткой среде возникают более глубокие трещины, по которым с более значительных глубин поднимаются более щелочные флюиды.

Отметим, что анортозиты тоже попадают в поле щелочных пород. Это согласуется с тем, что анортозиты часто ассоциируются с сиенитами, т.е. принадлежат формации пород повышенной щелочности.

Образование анортозитов, следовательно, возможно за счет выплавления анортозитовой магмы под воздействием флюидов повышенной щелочности. Этим, конечно, не исключается образование некоторых анортозитов за счет кристаллизационной дифференциации в расслоенных интрузиях.

Особый случай представляют дайковые лампрофировые породы, связанные с формациями гранитоидов нормальной щелочности. Это спессартиты, керсантиты, минетты, вогезиты. Составы их на диаграмме (фиг.) нанесены точками, которые ложатся около линии пород нормальной щелочности, между габбро и диоритами. Между тем, эти лампрофиры обладают повышенной щелочностью, как видно из ассоциации в них калишпата не только с роговой обманкой, но и с клинопироксеном. По-видимому, эти лампрофиры возникли за счет диабазовой магмы нормальной щелочности, причем на эту магму при ее кристаллизации воздействовали флюиды повышенной щелочности. Это вызвало смещение эвтектики с ранним выделением наиболее основных компонентов в виде фемических минералов, типичных для вкрапленников лампрофиров, и с конечной лейкократовой эвтектикой в основной массе, обогащенной щелочными полевыми шпатами. Формирование даек лампрофиров совпадает со временем окончательной консолидации гранитоидных формаций, когда становятся возможными более глубокие и открытые трещины, открывающие путь для более глубинных и более щелочных флюидов. Лампрофиры формаций собственно щелочных пород (камптониты, мончекиты, альнеиты), естественно, ложатся на фиг. 1 в поле щелочных пород.

Несравненно большее значение имеет противоположный случай, когда на магму воздействуют флюиды возрастающей кислотности.

Известно, что остывание высокотемпературных постмагматических флюидов вызывает повышение их кислотности, или лучше сказать "кислотной агрессивности", т.е. способности растворять основания. Это проявляется особенно в высоко- и среднетемпературном приконтактовом выщелачивании, например при грейзенизации гранитов и боковых пород. Это повышение кислотной агрессивности при понижении температуры обусловлено конденсацией кислотных компонентов из газообразного в жидкое состояние, что должно повышать их активность [10].

Мы выдвигаем гипотезу, что такое повышение кислотной агрессивности при понижении температуры начинается еще в магматическом состоянии. Этот эффект должен быть более выражен там, где температурный градиент более значителен, а именно в куполах и апофизах гранитоидных массивов. Здесь температура поднимающихся флюидов по мере их подъема понижается, что вызывает частичную их конденсацию с повышением кислотной агрессивности. В силу этого они становятся способными производить дебазификацию магмы. Породы, возникшие из магмы, состав которой подвергся изменениям при взаимодействии с трансмагматическим потоком флюидов, могут быть названы "метасоматическими". Аплиты и пегматиты, которые нередко совершенно лишены фемических минералов и иногда даже магнетита, являются наиболее достоверными продуктами метамагматической дебазификации. Интереснейшими метамагматическими породами являются "онгониты", недавно открытые и детально изученные В.И. Коваленко с сотрудниками [2, 3]. Дайки пород онгонитов были встречены в Монголии, а затем в Восточном Забайкалье. Эти белые породы, в краевых частях даек стекловатые, совершенно лишены темноцветных минералов. Они содержат вкрапленники санидина, альбита и бесцветной литиевой слюды, тогда как в основной массе, кроме этих минералов, рассеяны иголочки несомненно магматогенного топаза. В.И. Коваленко показывал мне эти породы в поле и я вполне убедился в магматической (а не автометасоматической) их природе. В.И. Коваленко доказывает, что и некоторые граниты аналогичного состава являются магматическими, а не автометасоматическими. Однако предельная лейкократовость этих пород при сопоставлении с обычными эвтектическими гранитами заставляет рассматривать их как метамагматически дебазифицированные породы. Характерная для некоторых аплитов структура с ранним выделением идиоморфных зерен кварца связана, вероятно, с повышением кислотности магмы, вызвавшем смещение эвтектической точки и потому пересыщение магмы кремнеземом.

Метамагматическая дебазификация, вероятно, имеет очень широкое распространение как в гранитоидных, так в меньшей степени и в габброидной и других формациях магматических пород. Концентрическое строение гранитоидных массивов, с наиболее лейкократовыми аляскитовыми фациями в центральных частях и в куполах, в некоторых случаях может быть обусловлено метамагматической дебазификацией этих центральных частей интрузии. Возникновение рио-

литов и гранитоидов на океанических островах среди базальтов, где сиалическая кора, по-видимому, отсутствует, например в Исландии может быть вызвано метамагматической дебазификацией базальтовой магмы. Сульфуризация долеритовой магмы с выпадением из нее капель сульфидов в Норильских медно-никелевых месторождениях может быть вызвана воздействием трансмагматических флюидов с возрастающей кислотностью. Эти флюиды, первоначально находившиеся в равновесии с окислами железа долеритового расплава, по мере охлаждения и возрастания кислотности могли вызывать сульфуризацию окислов железа, с выпадением из расплава капель сульфидов.

Очень показательным случаем кислотно-основного взаимодействия при магматических процессах является повышение щелочно-металльности при гранитизации основных и особенно карбонатных пород. Если гранитоидная магма контактирует с породами более основного состава и трансмагматические флюиды из гранитоидной магмы проникают в эти основные породы, богатые кальцием и магнием, то повышение концентрации последних в просачивающихся флюидах вызывает повышение коэффициентов активности окислов щелочных металлов калия и натрия. В результате магматическое замещение основных пород приводит к образованию магмы повышенной щелочно-металльности. Так, при гранитизации основных пород типа диабазов и их туфов возникают сиенитовые краевые фации гранитов, при гранитизации известняков щелочность замещающих их расплавов поднимается до диопсидовых сиенитов, а при гранитизации доломитов нередко возникают даже нефелиновые сиениты. Таковы, например, зоны нефелиновых сиенитов в округе Банкрофт, Онтарио, Канада.

Обратимся теперь к вопросу о наличии двух типов дифференциации для серий основных пород (габбро, базальты). В серии толеитовых базальтов, т.е. пород пониженной щелочности, дифференциация приводит к постепенному возрастанию в породах отношения железа к магнию и содержания окислов железа, без существенного обогащения магмы кремнеземом, за исключением самых поздних стадий дифференциации, тогда как в известково-щелочной и щелочной сериях базальтов возрастание отношения железа к магнию сопровождается обогащением магмы кремнеземом и обеднением железом. Такие две тенденции были намечены при изучении траппов Сибирской платформы В.С. Соболевым [11], на основании экспериментальных исследований Е.Ф. Осборном [15] и на основании изучения серии базальтов островных дуг Х. Куно [13] и А. Миаширо [14]. В островных дугах с приближением к континенту толеиты сменяются известково-щелочными и затем щелочными базальтами с соответствующим изменением типа дифференциации.

Согласно Осборну, это различие в типах дифференциации обусловлено различным режимом кислорода. Известково-щелочные и щелочные серии базальтов кристаллизуются при более высокой активности кислорода (в силу большего доступа воды, чем толеиты), что вызывает более раннее выпадение из магмы железа в виде магнетита с освобождением кремнезема, который при кристаллизации менее ще-

лочных толеитовых базальтов связывается закисным железом в силикатах, преимущественно пироксенах. Таким образом устанавливается связь между активностью кислорода и щелочностью магмы.

Прямая связь между щелочностью флюида и активностью кислорода очень ярко проявляется при постмагматических процессах [7]. Вспомним, например, постоянное замещение окислов железа сульфидами в кислотную стадию постмагматического процесса. Эта связь может быть объяснена устойчивостью окислительно-восстановительного потенциала флюидов, обусловленной наличием как в постмагматических, так и трансмагматических флюидах ряда летучих компонентов, за счет реакций окисления-восстановления которых буферируется восстановительный потенциал системы: $H_2 = 2H^+ + 2e^-$; $Cl + e^- = Cl^-$; $F + e^- = F^-$; $CO + O^{2-} = CO_2 + 2e^-$ и другие. Кислород в магме тоже подвергается восстановлению $O_2 + 2e^- = O^{2-}$, в силу чего его активность связана с активностью электрона уравнением равновесия $[O_2] = K[O^{2-}][e^-]^2$. Таким образом, при постоянстве активности электрона, т.е. при постоянстве восстановительного потенциала системы, активность кислорода (O_2) находится в прямой зависимости от щелочности, т.е. повышение щелочности должно повышать активность кислорода.

Следует отметить, что если судить об активности кислорода при кристаллизации магмы по соотношению в породе окисного и закисного железа, то окажется, что прямая связь между щелочностью и активностью кислорода во многих случаях нарушается. Мне кажется, что существенное значение должна иметь более непосредственная зависимость порядка кристаллизации магмы от ее щелочности. Повышение щелочности должно понижать коэффициент активности оснований. Это должно задерживать осаждение кремнезема и благоприятствовать кристаллизации минералов, бедных кремнеземом (оливин) или лишенных его (магнетит), с одновременным обогащением кристаллизующейся магмы кремнеземом, как это свойственно известково-щелочным и щелочным сериям базальтов и габбро, в отличие от толеитовых серий.

Повышение щелочности магм с переходом от внешних островных дуг к континентам можно объяснить, как это принимается многими авторами, большей глубиною разломов в консолидированной коре континентов, аналогично повышению щелочности магм по мере консолидации коры в геосинклинальных зонах или по мере перехода от геосинклинальных зон к платформам.

ABSTRACT

Acid–base interaction of components of magma and of transmagmatic fluids is one of the most important factor, which, alongwith the depth of magma smelting, determine the composition and the order of its crystallization. The increase in magma alkalinity, caused by the increassed K^+ and Na^+ concent–

rations in transmagmatic fluids, increases the bulk activity coefficients of all basil components of magma and decreases such for acidic components (silica). It displaces the eutectic and cotectic compositions with their enrichment in less basic components. And indeed, the magmatic rocks of increased alkalinity are impoverished in the strong bases $CaO + MgO + FeO$ in comperison with the rocks of normal alkalinity with the same SiO_2 content. It corresponds to the case of magma smelting and crystallization in the conditions of stable alkalinity, which in different tectonic conditions is different. The lamprophyres represent a different case, when the crystallization of basic magma proceeds in conditions of increasing alkalinity of transmagmatic fluids. Very important case is that of magma debasification by the interaction with fluids of growing acidity. By such "metamagmatic" debasification leucocratic aplitic and pegmatitic rocks are formed, somtimes perfectly deprived of any femic minerals. The difference in order of differentiation of toleitic basalts of island arcs as compared with such of calc–alkalic and continental basalts, is caused mainly by different alkalinity. Increased alkalinity decreases the activity of silica and delays its sedimentation, with crystallization of associations poor in silica and with silica enrichment of the residual magma.

ЛИТЕРАТУРА

1. Р.О. Дели. Извержение породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
2. В.И. Коваленко. Распределение фтора в дайке топазсодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах. – Геохимия, 1973, № 12.
3. В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин и другие. Редкометальные гранитоиды Монголии. – Труды Советско–Монгольской н.–иссл. экспедиции. Выпуск 5, 1971.
4. Д.С. Коржинский. Гранитизация как магматическое замещение. – Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
5. Д.С. Коржинский. Кислотно–основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. – Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
6. Д.С. Коржинский. Кислотность – щелочность при магматических процессах. Доклады сов. геологов на 21 сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 14. "Гранито–гнейсы". Киев, 1960.
7. Д.С. Коржинский. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. – Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 3.
8. Д.С. Коржинский. Кислотно–основное взаимодействие компонентов в расплавах. Исследование природного и технического минералообразования (по материалам VII совещания по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Львов, 1964), "Наука", 1966.
9. Д.С. Коржинский. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. – Труды IV Всес. петр. совещания. "Наука", 1972.
10. Д.С. Коржинский. Метамагматические процессы. – Изв. АН СССР, серия геол, 1973, № 12.
11. Вс.С. Соболев. Петрология траппов Сибирской платформы. – Труды Арктического ин–та, т. 43, геология, Л., 1936.

12. D.S. Korzhinsky. Acidity–alkalinity in magmatic processes. Int. Geol Congress, Report of the 21 session, Norden 1960, p. XXI Other subjects. Copenhagen, 1960.
13. Hisashi Kuno. High–alumina basalt. – Journal of Petrology, v. 1, 1960, N 2.
14. Akiho Miyashiro. Volcanic rock series in island ares and active continental margins. – Am. Journal of Sc., v. 274, April 1974.
15. E.F. Osborn. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. – Am. Journal of Sc., v. 257, November 1959.
16. K.H. Wedepohl. Handbook of geochemistry. Vol. I. Springer–Verlag, 1969.

Г. И. ГОРБУНОВ

БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ НИКЕЛЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Кольский полуостров представляет собой область широкого развития базит–гипербазитового магматизма и генетически связанного с ним сульфидного медно–никелевого оруденения.

Анализ геологических, тектонических, магматических и метаморфических явлений показывает, что процесс формирования его геологической структуры охватывает большой период времени – от самых низов архея до начала палеозоя и разделяется на четыре тектоно–магматических цикла: 1) беломорский (саамский), 2) карельский, 3) гиперборейский и 4) каледонско–герцинский [1].

В каждом тектоно–магматическом цикле, в свою очередь, выделяется по два крупных этапа, первый этап характеризуется осадконакоплением и вулканической деятельностью в геосинклинальных зонах, а второй – интенсивным складкообразованием и интрузивной деятельностью.

В течение беломорского (саамского) тектоно–магматического цикла, верхняя граница которого определяется в 2600±100 млн. лет, сформировалось архейское кристаллическое основание, сложенное различными гнейсами, сланцами, амфиболитами, гранулитами с пачками железистых кварцитов. Породы повсеместно смяты в крутые изоклинальные складки северо–западного простирания, прорваны интрузиями двух групп гранитов, образующих вытянутые массивы и поля мигматитов, с которыми связаны проявления слюдяной, пегматитовой и литиевой минерализаций.

Базит–гипербазитовый магматизм в нижнем архее представлен вулканитами андезито–базальтового состава и комагматичными с ними силлами габброидов, интрузиями перидотитов и лерцолитов (друзитов), образующих в полях гнейсов кустовые скопления, местами одиночные межпластовые тела вдоль границ разновидностей пород, нередко вдоль линейно вытянутых структурно–метаморфических зон. Каких–либо закономерностей в их размещении пока не установлено. Все эти интрузивные тела вместе с вмещающими по–

родами подверглись региональному метаморфизму в PT условиях гранулитовой и гиперамфиболитовой фаций, в ряде случаев приобрели так называемую друзитовую структуру, отличающую их от более поздних базитов и гипербазитов. Эта наиболее ранняя стадия базит-гипербазитового магматизма не дает промышленных медно-никелевых месторождений, характеризуется лишь крайне слабым проявлением рудогенерирующих процессов в виде рассеянной и неравномерной вкрапленности титаномагнетита, пирротина, пирита и реже халькопирита.

В верхнем архее, в период так называемой лаппонской фазы складчатости, наряду с мощными интрузиями плагиомикроклиновых гранитов, отмечаются предшествующие им линзообразные и сигарообразные тела норитов, габбро-норитов, габбро-анортозитов, метаморфизованных также в PT условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. С этой группой базитов генетически связано медно-никелевое оруденение в районе оз. Ловно. Рудоносные интрузивы норитов и габбро-норитов залегают в виде цепочек, вытянутых в северо-восточном направлении согласно с разгнейсованностью пород; имеют форму удлиненных линз или сплюснутых сигар протяженностью от 100 до 800 м. В составе рудных тел Ловноозерского месторождения преобладают вкрапленные руды, незначительное распространение имеют сплошные и брекчиевидные руды. Нередко рудные тела пересекаются жилами гранитов и гиперстеновых диоритов [3].

Карельский тектоно-магматический цикл, по общим представлениям отвечающий формированию протерозойских складчатых поясов, оказался наиболее продуктивным в развитии базит-гипербазитового магматизма и медно-никелевого оруденения. Протерозойские пояса залегают на архейском кристаллическом основании в виде узких полос, выполнивших глубокие прогибы, троги и межкупольные пространства некогда более обширной геосинклинальной области. Отчетливо выделяется два параллельных пояса карелид – так называемые зоны: 1) Кольско-Кейвская и 2) Печенгско-Варзугская структурно-фациальная, приуроченная к осевой части Кольского полуострова.

В Кольско-Кейвской зоне, сложенной биотит-гранат-ставролитовыми гнейсами, кварцитами, метавулканитами, кианитовыми и другими сланцами, отмечены многочисленные межформационные пластообразные тела габбро-лабрадоритов, размещающиеся в виде цепочек вдоль обеих линейно-вытянутых границ зоны, нередко заходя как в подстилающие архейские гнейсы, так и в сланцы протерозоя. Протяженность массивов достигает 10–20 км, мощность 1500–2500 м. К этой группе интрузивов относятся Цагинский и Ачинский габбро-лабрадоритовые массивы с титаномагнетитовым оруденением. Сульфидное медно-никелевое оруденение отмечается лишь в некоторых пластовых телах ортоамфиболитов и габбро-лабрадоритов, не дающее, однако, промышленных концентраций.

Все известные сульфидные медно-никелевые месторождения на Кольском полуострове, за исключением отмеченного выше Ловнозерского, приурочены к Печенгско-Варзугской структурно-фациальной и металлогенической зоне карелид, простирающейся с северо-запада на юго-восток вдоль всего полуострова. Развитие ее шло как у типичной геосинклинали [2].

В нижнем протерозое формируется нижний структурный ярус – так называемая тундровая и другие серии вулканогенно-осадочных пород с силлами метабазитов. Тектонические движения этого периода обусловили образование крутой изоклинальной складчатости и дизъюнктивов в осадочно-вулканогенных породах, а также многочисленных разломов в прилегающих архейских гнейсах, по которым происходило внедрение базит-гипербазитовой магмы.

С этим этапом магматической деятельности связывается вначале формирование мелких интрузивов пироксенитов, дунитов, гарцбургитов (серпентинитов), трассирующих глубинные разломы в архейском фундаменте и образующих пояса протяженностью до 150-200 км, ориентированные в направлении генерального простирания пород. Сюда следует отнести и многочисленные массивы гипербазитов "Серпентинитового пояса" (тундры Падос, Чапес и др.), фиксирующие глубоко размытую ветвь Печенгско-Варзугского складчатого пояса, в которой лишь вблизи границы с Финляндией сохранились останцы вулканогенно-осадочных пород. Гипербазиты характеризуются повышенной железистостью (f = 10-12), наличием хромитовой и магнетитовой минерализаций и очень бедным сульфидным медно-никелевым оруденением в серпентинитах. Поздnее вдоль крупных разломов на контакте с архейскими гнейсами образуются крупные межформационные интрузивы базитов-гипербазитов, которые по составу и металлогении можно подразделить на три группы:

а) габбро-лабрадориты с титаномагнетитовым оруденением (массив Главного хребта Монче-Чуна-Волчьих тундр и др.);

б) слабо дифференцированные массивы норитов и габбро-норитов с бедными вкрапленными сульфидными медно-никелевыми рудами (массивы горы Генеральской в Печенгском районе, Федоровых и Панских тундр в Имандра-Варзугском районе);

в) никеленосные дифференцированные массивы ультраосновных и основных пород перидотитов (лерцолитов) – пироксенитов-габброноритов. К этой группе относится массив Ниттис-Кумужья-Травяная и Сопча в Мончегорском рудном районе с известными месторождениями сплошных сульфидных руд жильного типа и залежей вкрапленных руд, а также дифференцированный массив оливинитов, перидотитов и пироксенитов горы Застейд-II, приуроченный к северо-восточному контакту гранулитовой формации с биотит-амфиболовыми гнейсами и содержащий в эндоконтакте бедное вкрапленное медно-никелевое оруденение.

В среднем протерозое формируется верхний структурный ярус Печенгско-Варзугской зоны. На северо-западном ее фланге разви-

вается мощная (более 10000 м) печенгская серия осадочно-вулканогенных пород - диабазов (спилитов), туфов, туффитов, песчаников и филлитов с силлами габбро-диабазов, а на юго-восточном фланге - серия Имандра-Варзуга почти аналогичного состава. В составе обеих серий преобладают основные эффузивы. В промежутке между ними вследствие кульминации складок и глубокого эрозионного среза осадочно-вулканогенные породы к настоящему времени не сохранились.

В период позднекарельской фазы складчатости эти толщи смяты в мелкие складки и прорваны многочисленными интрузиями никеленосной базит-гипербазитовой магмы, поступавшей по системе глубинных разломов, глубоко проникавших своими корнями в мантию. При этом на северо-западном фланге главная масса дифференцированных никеленосных интрузивов габбро-пироксенит-перидотитового (верлитового) состава локализовалась преимущественно в виде бескорневых межпластовых тел - факолитов в пределах дислоцированной туфогенно-осадочной толщи, образуя пояс гипербазитовых интрузий и группу промышленных медно-никелевых месторождений - Печенгское рудное поле. На юго-восточном фланге, в пределах серии Имандра-Варзуга, интрузивная деятельность проявилась в образовании лишь межпластовых тел габбро-диабазов, габбро-норитов и очень редко габбро-перидотитов с убогой вкрапленностью сульфидов. Все породы и руды подверглись региональному метаморфизму в РТ условиях фации зеленых сланцев.

В процессе развития Печенгско-Варзугской структурно-металлогенической зоны в примыкающих к ней с обеих сторон консолидированных блоках археид возникло большое количество мелких интрузивных тел гипербазитов, трассирующих глубинные разломы северо-западного и северо-восточного простираний. Часто интрузивы локализуются по их перистым ответвлениям вдоль контактов амфиболитов и гнейсов. Выделяются две возрастные группы гипербазитов:

а) более ранняя и наиболее распространенная группа массивов перидотитов (серпентинитов), пироксенитов и полевошпатовых пироксенитов, не несущая заметных скоплений меди и никеля, образование ее можно связывать с раннекарельской фазой складчатости;

б) группа мелких массивов серпентинизированных перидотитов (гарцбургитов) с богатым сульфидным медно-никелевым оруденением, имеющих весьма большое сходство по возрасту, составу пород и руд, степени метаморфизма с печенгскими никеленосными интрузиями. Именно с этой группой гипербазитов и связаны медно-никелевые месторождения Аллареченского рудного поля, расположенные в поле гнейсов к югу от Печенгских месторождений. Интрузивы никеленосных серпентинизированных перидотитов закартированы также среди архейских гнейсов к северу от Печенгских месторождений. Интрузивы никеленосных серпентинизированных перидотитов закартированы также среди архейских гнейсов к северу

Таблица 1

Схема развития базит-гипербазитового магматизма и его металлогении на Кольском полуострове

Тектономагматический цикл	Этап развития	Возраст: Группа	Возраст: Подгруппа	Возраст: Млн.лет	Осадочно-вулканогенные комплексы	Базит-гипербазитовые магматические комплексы: состав	Базит-гипербазитовые магматические комплексы: форма и условия залегания	Металлогения
1	2	3	4	5	6	8	9	10
Каледонско-герцинский	Платформенный	Палеозой	Нижний	380±400		Комплекс ультраосновных щелочных пород: оливиниты, пироксениты, ийолиты, мельтейгиты, уртиты, нефелиновые сиениты	Массивы центрального типа, штоки	Промышленные месторождения апатито-магнетитовых (Ковдорское), титаномагнетитовых, перовскитовых (Африканда) и редкометальных руд
					Конгломераты, кварциты, песчаники Гурьего мыса и др.			
						Пикрит-порфириты, авгитовые порфириты, щелочные базальты		
Гиперборейский (байкальский)		Протерозой	Верхний	600 900±100	Глинистые сланцы с прослоями доломитов, песчаники, конгломераты п-ова Рыбачьего	–	–	–
Карельский	Геосинклинальный		Средний	1650±100		Комплекс диабазов, оливиновых габбро-долеритов, габбро-долеритов	Крутопадающие дайки в гнейсах и гранитах архея, песчаниках и сланцах	Барит-полиметаллические жилы Мурманского побережья
						–	–	–
						Никеленосные оливиниты, перидотиты (верлиты), пироксениты и габбро	Межпластовые крутонаклонные тела, факолиты	Промышленные медно-никелевые месторождения Печенгского и Аллареченского районов

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Карельский	Геосинклинальный	Протерозой	Средний		Печенгская и Имандра-Варзугская серии покровов авгитовых диабазов (спилиты), переслаивающихся с филлитами, песчаниками, туффитами, туфами, кварцитами, доломитами. Базальные конгломераты	Авгитовые диабазы, спилиты	Габбро-диабазы	Силлы	
			Нижний	1900±100			Габбро-нориты, пироксениты, перидотиты, лерцолиты, оливиниты	Межформационные дифференцированные никеленосные массивы	Промышленные медно-никелевые месторождения Мончегорского района
							Нориты и габбро-нориты	Межформационные круто- и пологопадающие массивы больших размеров	Бедные вкрапленные медноникелевые руды (массивы горы Федоровой, Панских тундр и горы Генеральской)
							Габбро, габбро-лабрадориты	Крупные межформационные массивы	Титаномагнетитовые месторождения (Цагинское, Ачинское)
							Пироксениты, дуниты, гарцбургиты	Линзообразные тела, приуроченные к глубинным разломам в архейских гнейсах	Бедная вкрапленность хромита и сульфидов (массивы Серпентинитового пояса и др.)
								Офиолитовые тела в сланцевых толщах	
					Кварциты, слюдистые сланцы, сланцеватые амфиболиты с пачками зеленокаменных пород (тундровая и др серии)	Спилиты, диабазы, мандельштейны	Габбро-диабазы, пироксениты	Силлы	Пирит-пирротиновая вкрапленность

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Карельский	Геосинклинальный	Протерозой	Нижний		Кианитовые, ставролит-слюдяные сланцы, кварциты, биотито-гранато-ставролитовые и амфиболовые гнейсы (кейвская и др. серии)				
Беломорский (саамский)	Прогеосинклинальный	Архей	Верхний	2600±100	Комплекс гранулитов, гнейсы и сланцы железорудной серии	Основные вулканиты	Габбро-нориты, нориты, габбро-анортозиты, пироксениты	Линзообразные, межпластовые тела	Бедные вкрапленные медноникелевые руды (ловноозерское месторождение) Месторождения железистых кварцитов
			Нижний		Гранат-биотитовые, слюдяные и амфиболовые гнейсы, полевошпатовые амфиболиты и мигматиты по ним	Вулканиты андезито-базальтового состава	Габбро-анортозиты, габбро-лабрадориты, габбро, нориты, перидотиты	Линзообразные межпластовые тела	Рассеянное пирит-пирротиновое и титаномагнетитовое оруденение

от Печенгских месторождений и в промежутке между Монче-тундрой и Печенгой (рудопроявление Приозерное).

Для всех медно-никелевых месторождений этой возрастной группы характерны пласто- и линзообразные формы рудных тел, повторяющие изгибы поверхности нижних контактов материнских интрузивов, преобладание в их составе богатых вкрапленных руд. Нередко эти простые формы сопровождаются совокупностью жил сплошных сульфидных и брекчиевидных руд, приуроченных к разрывным нарушениям вдоль контактов рудоносных интрузивов и к трещинам отслоения во вмещающих породах.

Из сказанного следует, что формирование медно-никелевых месторождений на Кольском полуострове закончилось в завершающий период Карельской складчатости, в момент превращения геосинклинали еще на ранних этапах своего развития в устойчивый складчатый пояс, поздние этапы которого оказались полностью редуцированными. Отсутствие на Кольском полуострове гранитов более позднего возраста, чем никеленосные интрузии, позволяет связывать метаморфизм руд с послемагматической стадией становления самих рудоносных интрузивов и региональным метаморфизмом [2].

22 1087

Магматическая деятельность в течение гиперборейского тектоно-магматического цикла проявилась в основном по периферии Кольского полуострова в виде серии даек диабазов, габбро-долеритов, оливиновых габбро-долеритов, внедрившихся по системе вертикальных трещин северо-восточного простирания. С ними связывается барит-полиметаллическое оруденение побережья Баренцева и Белого морей.

В постпротерозойское время Кольский полуостров подвергался неоднократной тектономагматической активизации, которая выразилась в возобновлении вулканической деятельности и внедрении субвулканических интрузий ультраосновных щелочных пород: оливинитов, пироксенитов, ийолитов, мельтейгитов, уртитов и нефелиновых сиенитов. Для них характерна дифференциация магмы с образованием гипербазитов, щелочных пород и карбонатитов. Магма была недосыщена кремнием и алюминием, натрий резко преобладал над калием [1].

С этими процессами связано образование Ковдорского ультраосновного щелочного массива с его апатито-магнетитовыми и флогопито-вермикулитовыми месторождениями, Африкандского массива с месторождениями перовскита и титаномагнетита, Салмагорского, Хабозерского, Вуориярвинского и других массивов. К этой же группе следует отнести и массив Гремяха-Вырмес.

Появление щелочных пород среди нижнепалеозойских базит-гипербазитовых массивов явилось предвестником последовавшего в герцинское время грандиозного развития на Кольском полуострове щелочных интрузий типа Хибин и Ловозера с известными апатитовыми и редкометальными месторождениями.

Намеченная последовательность эволюции базит-гипербазитового магматизма и металлогении никеля на фоне развития геологической структуры Кольского полуострова, разумеется, несколько схематизирована. В сжатом виде она изображена в табл. 1.

Из приведенных данных следует, что интенсивность проявления базит-гипербазитового магматизма, начиная с архея, непрерывно возрастала и достигла своего максимума в среднем протерозое, в период завершения карельской складчатости и превращения геосинклинали в складчатый пояс. В верхнем протерозое и нижнем палеозое формирование комплексов даек диабазов, а затем разрозненных массивов ультраосновных-щелочных пород связано уже с тектоно-магматической активизацией платформы, синхронной с гиперборейской и каледонско-герцинской эпохами тектогенеза в соседних областях.

По химизму, минеральному составу и металлогенической специализации гипербазиты (друзиты) прогеосинклинального этапа развития могут быть отнесены к недосыщенным оливиновым толеитам. Прозводными этой же магмы, по-видимому, являются и массивы базитов.

На стадии развития протерозойской геосинклинали в связи с увеличением глубинности расколов вначале формируются массивы

гипербазитов с повышенной железистостью и хромитовой минерализацией, а затем по мере изменения глубинности магматических очагов в различных структурно-фациальных зонах возникают крупные, межформационные интрузивы – производные пикритовой и габброидной магм, оказавшиеся наиболее продуктивными в отношении медно-никелевого и титанового оруденения. В палеозойское время в различных частях Кольского полуострова широко проявился ультраосновной щелочной магматизм с железо-титано-редкометальной металлогенией, который, однако, не связан с базит-гипербазитами известково-натрового или железо-магнезиального рядов и который, в свою очередь, явился предвестником Хибинского и Ловозерского щелочных массивов.

ABSTRACT

The Kola Peninsula is an area of extensive development of basic–ultrabasic magmatism and sulphide nickel–copper mineralization genetically associated with it. Considering a succession of the evolution of the basic–ultrabasic magmatism and of the nickel metallogeny against the evolution of geological structure indicated that the intensity of these, since the Archean, continuously increased and reached a maximum in the Middle Proterozoic during completing Karelian folding and developing geosyncline into the zone of folding. In the Upper Proterozoic – Lower Paleozoic the formation of diabase dikes and separate massifs of ultrabasic alkali rocks characterized by iron–titanium–rare metallic metallogeny is connected with tectonic magmatic activization of the platform synchronous with the Hyperborean and Caledonian–Hercynian tectogenesis. The basic–ultrabasic rocks of the pre–geosyncline development stage are derivatives of undersaturated olivine–tholeitic magma while at the development stage of the Proterozoic geoyncline the parent magma ranged in composition from ultrabasic with a higher iron content and chromite mineralization to picritic and gabbroid with a rich nickel–copper and titanium mineralization.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР, т. 27. Мурманская область, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1958.
2. Г.И. Горбунов. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., "Недра", 1968.
3. Е.К. Козлов. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., "Наука", 1973.

Т. Ю. БАЗАРОВА, И. Т. БАКУМЕНКО, В. П. КОСТЮК, Л. И. ПАНИНА,
В. С. СОБОЛЕВ

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД (ПО ДАННЫМ ГОМОГЕНИЗАЦИИ ВКЛЮЧЕНИЙ РАСПЛАВОВ В МИНЕРАЛАХ)

Современная теоретическая петрология располагает достаточно большим перечнем косвенных и прямых методов оценки PT параметров эндогенного минералообразования. К прямым методам относится измерение температур излившихся лав и выбрасываемой пирокластики. Однако такие измерения дают самые общие представления о температурах расплавов, поскольку измеряются температуры не глубинной магмы, а поверхностной лавы. Более близкие к реальным сведения об условиях магматического минералообразования можно получить реконструкцией PT-условий кристаллизации минералообразующих сред по включениям расплавов. Установлено, что на ранних стадиях магматического этапа кристаллизации захватываются включения силикатных, силикатно-солевых и солевых расплавов, расплавов-растворов и расплавов-рассолов. Включения силикатных расплавов захватываются минералами на главном этапе магматической кристаллизации. Остальные типы расплавных включений отражают последующее обогащение силикатного расплава солями и флюидами-водой, CO_2 и др. Поле изоляции, вследствие охлаждения, расплав превращается в стекло или раскристаллизовывается. Вследствие термической усадки вещества включений в них дополнительно может обособиться газовая фаза, а при достаточной плотности флюида – кайма жидкости. Нагревая законсервированные включения до гомогенного состояния, можно по T гомогенизации судить о температуре захвата расплава.

В настоящей статье суммированы сведения только об условиях магматического минералообразования, полученные при изучении включений расплавов, законсервированных в различных породообразующих минералах. Методом гомогенизации первичных и мнимовторичных (по Н.П. Ермакову) расплавных включений установлена температура кристаллизации наиболее распространенных эффузивных, субвулканических и плутонических пород разного состава (табл. 1, 2).

Как видно из таблиц, температуры начальных этапов интрателлурической кристаллизации большинства изверженных пород оказались существенно выше, чем это предполагается многими исследователями. Наиболее высокие температуры, обычно превышающие 1400 °C, отмечены для начальной стадии кристаллизации фенокристаллов форстерита в гипабиссальных гипербазитах-меймечитах, пикритах, пикритовых порфиритах, перидотит-порфиритах. В то же время в этих породах вкрапленники клинопироксенов кристаллизуются при более низких температурах (ниже 1270–1230°C). Температурный разрыв может свидетельствовать, что хромсодержащий

оливин кристаллизовался в более глубоких горизонтах мантии. У форстерита из плутонических ультрабазитов–оливинитов, по сравнению с оливином из гипабиссальных пород, температуры кристаллизации более низкие и не превышают 1360–1340°С.

В базальтоидах андезитовой формации – базальтах, андезитах, дацитах и ксенолитах комагматических гомеогенных габброидов – температуры кристаллизации ранних генераций вкрапленников иногда достигают 1340–1380°С, редко – выше. Плагиоклаз обычно является "сквозным" минералом, который начинает кристаллизоваться при высоких температурах совместно с форстеритом, а при более низких – с клинопироксеном (ниже 1290–1250°С). Иногда в андезитах после пироксена кристаллизуется роговая обманка (при 1130°С и ниже), а в более кислых и низкотемпературных дифференциатах – биотит. Примечательно, что температуры кристаллизации не только базальтовых, но и андезитовых магм значительно выше, чем они должны быть в равновесии с избытком воды. В то же время они ниже температур плавления сухих расплавов при высоком общем давлении. Очевидно, содержание воды в расплаве в большинстве случаев не превышало 1–2%.

В базальтоидах трапповой формации (габбро–диабазах, габбро–долеритах) и трахибазальтах максимальные температуры кристаллизации фенокристаллов клинопироксена также достигают 1270–1250°С, реже 1300°С. В безоливиновых габбро–диабазах и долеритах температуры могут понижаться до 1230–1210°С, а в некоторых щелочных базальтоидах – до 1100°С.

В глубинных породах основного состава типа габбро температуры примерно те же: плагиоклаз начинает кристаллизоваться при 1260°С и выше, а клинопироксен – ниже 1240–1220°С.

Высокие начальные температуры до 1260°С, а иногда и выше 1300°С отмечаются также для кварца некоторых вулканических и субвулканических пород кислого состава – кварцевых порфиров, пемз и т.п. Кристаллизация гексакварца при этих температурах возможна лишь при повышенном общем давлении (несколько кбар). Однако чаще кварц начинает кристаллизоваться ниже 1250–1150°С. В случае существенного накопления летучих в кислых расплавах фиксируется значительное понижение температуры кристаллизации (ниже 1000° и очень редко – ниже 800°С).

Температуры начала кристаллизации малоглубинных гранитных интрузий по сравнению с субвулканическими порфировыми интрузиями заметно ниже и обычно не превышают 1000°С. Еще более низкие температуры (ниже 800°С) характерны для глубинных автохтонных анатектитовых гранитов и мигматитов, связанных с гранулитовой фацией метаморфизма. Наиболее низкотемпературные автохтонные граниты, пегматитовые обособления и мигматиты образуются при температурах порядка 800°С и ниже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Ортотектиты и периферические зоны зональных гранитных пегматитов начинают кристаллизоваться из расплава при сопоставимых с

Таблица 1

Температура гомогенизации (°С) расплавных включений в минералах вулканических и субвулканических пород различных структурных зон

Местонахождение, массив	Порода	Оливин	Клинопироксен	Плагиоклаз	Нефелин	Другие минералы		Литературный источник
						назв.	Т гом	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Гулинский	Меймечит	1450±30	1230–1170					Панина
Центральный Алдан	Пикритовый порфирит		1285–1220					Чепуров
"	Перидотит-порфирит	1440–1420	1270–1230					"
Вулкан Энгарука	Пикрито-базальт		1260–1180					Наумов, Романчев
Таймыр								
Норильский район	Габбро-долерит		1330–1280					Булгакова
Талнах			1240–1220					"
Ессей	Базальт			1200–1160				Панина, Шацкий
	Долерит		1200–1150	1250–1200				То же
Камчатка								
Ключевская сопка								
прорыв им. Пийпа	Базальт		1290–1060					Бакуменко, Попова
поток Апахончич			1275–1050					То же
Район Налачево	Туф базальта		1220–1210					"
Авачинский влк.	Андезит		1250–1200	1370–960				"
влк. Хангар				1340–1160				"
				1400–1360(?)		*Амф*	1130–1060	"
Остров Кунашир	Андезит			1380–1290				Банщикова
Западная Камчатка			1300–1280	1370–1300				Базарова
Исландия	Базальт		1320–1200	1320–1200				Наумов
	Андезит			1270–1190				"
Килиманджаро	Базальт			1200–1180				Наумов, Романчев
Нгоро-Нгоро	Андезито-баз		1250–1160	1140–1090				То же
Тува	Одинит		1100–940			*Би*	1030–950	Базарова
						Амф	1050–900	
Вулканы Камчатки								
Безымянный	Андезито-дацит			1350				Бакуменко
Карымский								"
Хангар	Липарито-дацитовая пемза			1340–1280				"
				1350–1080		*Кв*	1260–780	"
Закарпатье	Гиалодацит		1290					Калюжный
Остров Кунашир	Дацит			1340		*Кв*	1150–980	Банщикова

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Салаир								
Каменушинская интрузия	Кварцевый порфир					*Кв*	1150–1120	Бакуменко, Лапухов
Салаирская						*Кв*	1370–1250	То же
Болгария	Гранит-порфир			Санидин 1290–1170				Бакуменко
Забайкалье	Кварцевый порфир					*Кв*	1260–910	Наумов
Тянь-Шань						*Кв*	1320–1030	"
Исландия	Риолит			Санидин 1200–1100		*Кв*	1150–950	"
Горячегорский	Берешит				1080–1040			Шацкий
Западная Камчатка	Трахибазальт		1220–1180	*Кпш* 1250–1220		*Би*	1220–1200	Базарова
Остров Тенериф			1270–1250	1240–1220 1100		*Ап*	1240–1220	"
Вулкан Рухенгери			1160–1100					"
Вулкан Кварака	Нефелиновый пикрит		1250					Наумов, Романчев
Венгрия, Бакони	Нефелиновый базальт	1290–1270	1280–1120		1120(?)			Базарова
Остров Майо	Базанит	1100	1180–1120					Базарова
	Анкаратрит	1180–1150	1170–1160					"
Северная Танзания	Нефелинит		1150–900		900–830	*Ап*	1200–1150	"
Вулкан Содиман			1080–1020		1240–1200			Наумов, Романчев
Вулкан Элдорет	Меланефелинит		1180–1140		1320–1180			То же
Гора Кения	Фонолит							"
Вулкан Керимаси	Карбонатит				1140–1060	*Ан*	980–930	"
" Высоке	Лейцитит		1300–1250			*Клц*	690	"
	Угандит		1320–1280			*Лц*	1400	Наумов
Восточный Памир	Фергусит-порфир		1380–1250					"
Везувий	Лейцитовая лава		1340–1300					Базарова
					1320–1300			"
США, Вайоминг	Вайомингит		1270–1220	*Лц*	1250–1150	*Би*	1270–1240	Базарова
Руанда	Лейцитовый базальт	1300–1180	1280–1190					"
	Лейцитит		1200–1140			*Лц*	1250–1230	"
Центральный Алдан	Псевдолейциты	1240–1180	1210–1150 1170–1140					Чепуров "

*Пояснения к таблицам 1 и 2: *Амф* – амфибол; *Ан* – анортоклаз; *Анк* – анкерит; *Ап* – апатит; *Би* – биотит; *Дол* – доломит; *Кв* – кварц; *Клц* – кальцит; *Кпш* – щелочной полевой шпат; *Лц* – лейцит; *Мел* – мелилит; *Мт* – магнетит; *Пл* – плагиоклаз; *Чкл* – чкаловит; *Фо* – форстерит.

Таблица 2

Температуры гомогенизации (^{o}C) расплавных включений в минералах плутонических пород различных структурных зон

Местонахождение, массив	Порода	Оливин	Клинопироксен	Нефелин	Кварц	Др. минералы		Исследователь
						назв.	$T_{гом}$	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кийский	Шпинель-*Фо* порода	1370						Панина
Гулинский	Перидотит		1230–1100	1080–950				"
	Мельтейгит		1150–1040	1100–870				"
Одихинча	Оливинит	1360–1340						"
	Мельтейгит		1260–1220	1200–1170				"
Ессей	*Фо–Мт–Ап* порода	1280±20			*Ап*		1170–1140	"
	Якупирангит		1210–1100	1170–1150				"
Турий Мыс	*Мел*-ийолит		1260±20	1130–1100	*Мел*		1230–1210	"
Белозиминский	Ийолит		1260–1190	1060–1030				"
	Анкеритовый карбонатит				*Анк*		730	"
Гулинский	Доломитовый карбонатит				*Дол*		750–690	"
Малый Семячик	Габбро		1220–1170		*Пл*		1340–1260	Селянгин
Вулкан Ильинский	Габброид	1400–1270	1190		$Пл_{90}$		1400–1380	"
Кия-Шалтырский	Габбро		1240–1200		$Пл_{75}$		1260–1210	Шацкий
Горячегорский	Тералит		1170–1140		*Пл*		1260–1240	"
Кургусульский			1170–1150	1140–1100				"
Горячегорский	Берешит			1100–1040				"
Ловозерский	Уртит		1170–1150	980–870				Базарова
	Луяврит			980–960				"
Кия-Шалтырский	Уртит		1210–1180	1170–1130				Шацкий
Чикский, Тува	Ийолит-уртит		980–920	1100–950				Базарова
Кургусульский	Нефелиновый сиенит		1170–1140	980–930				Шацкий

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Илимаусак	Науяит		1040–850			Чкл	980–860	Базарова
Тоскульский	Нефелиновый сиенит			1000–900				"
Ботоголь-								
ский				940–800				"
Нюрганский								
Томмотский			1080–1030	950–780				"
Голец Золотой				1040				Чепуров
				1000				"
Ильменский	Миаскит							
Дежневский	Нефелиновый сиенит			980–950				Базарова
	Шонкинит		1280–1200	1050–980				"
	Лц-шонкинит		1200–1180					"
Инагли, Алдан	Шонкинит	1280–1250	1220±15			*Кпш*	1050–1020	"
								Чепуров
Сынныр	Дитроит							
"	Псевдолейцитовый сиенит			1100–980				Панина
				1100–860		*Кпш*	840	"
				1100–980				"
Забайкалье								
Биту-	Гранит							
Джидинский комплекс					990–890			Базаров и др.
					970–800			Щербакова
Курбинский								
Хамнигадайский					900–830			Рейф
					950–750			Моторина
Алтай								
Тигерекский	Гранит							
Синюшинский					840–820			Моторина
					1000–980			Зубков и др.
Сержихинский					885–780			"
Казахстан	Гранит							
Джельтауский					800–680			Бакуменков, Косыжин
Алданский щит								

Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Верхне-алданский район	Гранулитовая фация: мигматит по кварцитам				880–860			Чупин
	гранит автохтонный				900–870			"
То же р.Олекма	Амфиболитовая фация: анатектит				780–760			"
Верхне-алданский район	мигматит				830–790			Томиленко
	анатектитовый графический пегматит				820–790			Бакуменко и др.
Алтай, Большая Мунгун-Тайга	То же				800–790			То же
Верхне-алданский район	Периферические зоны пегматитов				840–820			Косухин
Казахстан								
Баян-Алу	То же				880–820			Бакуменко, Косухин
Джельтау	"				740–670			То же
Забайкалье	"				690–630			"
Кыра								

гранитами или более низких температурах. Температуры полной раскристаллизации самых поздних порций расплава в гранитах иногда опускаются до 680°С, а в пегматитах – до 630°С. Эти низкотемпературные расплавы существенно обогащены водой и прочими летучими компонентами (во включениях появляется свободная жидкая фаза). Таким образом, подтверждаются гипотезы об участии силикатных расплавов в формировании многих типов пегматитов и гранитоидов.

Для щелочных пород характерны более высокие температуры минералообразования. Наиболее высокотемпературными являются лейцитсодержашие базальтоиды: клинопироксен кристаллизуется при 1380–1300°С, микровкрапленники и зерна основной массы лейцита – при 1250°С и ниже. Такие температуры характерны для сравнительно бедных водой расплавов, образующихся в условиях больших глубин и высоких давлений. Высказывается соображение о возможности выплавления высококалиевых магм из богатых флогопитом пород типа глиммеритов (слюдитов), которые нередко встречаются в виде

ксенолитов в лейцитовых лавах и кимберлитах. Преобразование лейцита в псевдолейцитовый агрегат происходит также в магматических условиях, но при значительно более низких температурах – 1100–980°С.

В натриевом ряду щелочных образований к высокотемпературным относится большинство пород сложных ультраосновных щелочных комплексов: щелочные ультрабазиты, мелилитовые породы, якупирангиты – уртиты. Начальные температуры кристаллизации пироксена в них достигают 1260–1230°С, мелилита – 1230–1210°С, нефелина – 1200–1100°С. Характерно, что температуры образования одноименных минералов, входящих в состав разных пород, в пределах одной интрузии обычно одни и те же. Для пород заключительного этапа формирования этого комплекса (форстерит-апатит-магнетитовых образований и карбонатитов) температуры кристаллизации более умеренные: апатита – 1170–1140°С, доломита и анкерита – 750–690°С. Формирование карбонатных минералов осуществляется из обогащенных водой, CO_2 и солями сили-

катных расплавов. Высказывается мнение о магматогенном происхождении карбонатитов.

В щелочных габброидах – тералитах и берешитах, пироксен и нефелин кристаллизуются при более низких температурах (1170–1140° и 1080–1040°С соответственно); однако температуры кристаллизации плагиоклаза достигают 1260–1240°С.

Наиболее низкотемпературными являются лейкократовые нефелиновые сиениты агпаитового и миаскитового рядов, где начальные температуры кристаллизации нефелина, образующегося вслед за клинопироксеном, не превышают 1000–900°С. Кристаллизация большинства нефелиновых сиенитов происходит из магм типа силикатных расплавов–растворов и силикатно–солевых расплавов.

Таким образом, роль метасоматических процессов в петрогенезисе даже гранитоидов и щелочных пород гораздо более скромная, чем предполагается рядом исследователей. Такие процессы обычно принимают участие лишь в формировании окончательного облика уже закристаллизованных пород и играют главную роль при образовании апогранитов, альбититов, фенитов и т.п. Принципиально важным результатом произведенных исследований является установление магматического генезиса большинства изверженных горных пород. Это прежде всего важно для плутонических пород, поскольку магматическое происхождение эффузивных и субвулканических образований редко вызывает сомнение.

ABSTRACT

The temperatures of homogenization of primary melt inclusions in the rock–forming silicates (glassy and recrystallized) justifies very high initial temperatures of crystallization of magma. Some averaged values for the points close to the liqvidus curve are: forsterite of ultrabasic rocks (meimechites, picrites, peridotite– porphyry, etc.) is usually above 1400°C, however these values for forsterite of plutonic olivinites does not exceed 1360–1340 °C. Basaltoids of andesitic formation and comagmatic gabbroids 1340 –1380°; basalts of trappean formation – 1230 – 1210 °C. Very high values (to 1260, sometimes above 1300°C) have been derived for quartz of some acid volcanites – quartz prophyry, pumices, etc., but in some different rocks they are decrassed to 1250 – 1150 °C or lower. The temperature of low depth intrusive granites generally does not exceed 1000°C, but frequently it does not reach 800°C; it sometimes decreases to 680°C in residual granite melts and even to 630°C in pegmatites.

Most high–temperature alkaline rock are leucitic teffrites (1380 –1300°C pyroxen and 1250° microphenocrysts of leucite). In the Na series (alkaline ultrabasic rocks, jakupyrangite, uritite and carbonatites one can outline the following: pyroxene (1260 – 1230 °C) – melilite (1230 – 1210°C) – napheline (1200 – 1100°C) – apatite (1170 – 1140°C) – dolomite and ankerite (750 – 690 °C), theralite, bereshite of plagioclase (1260–1240 °C)–clinopyroxene (1170 – 1140 °C)– nepheline (1080 –1040°C). Most

low temperature leucocratic nepheline syenites somewhere around 1000° or lower.

The reported data thus confirm magmatic crystallization of most of eruptive rocks, plutonic rocks, in particular. Metasomatic processes in this case seem to play a subordinate role.

ЛИТЕРАТУРА

1. Т.Ю. Базарова, И.Т. Бакуменко, В.П. Костюк, Л.И. Панина, В.С. Соболев, А.И. Чепуров. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений минералообразующих расплавов. "Наука", Новосибирск, 1975.

А. А. МАРАКУШЕВ

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА ОСТРОВНЫХ ДУГ

Магматизм и метаморфизм в развитии земной коры генетически связаны, отражая единый процесс геоструктурной эволюции подвижных зон. Магматические и метаморфические породы образуют серии, закономерно сменяющие друг друга по мере изменения мощности, состава и строения земной коры.

Наиболее общие тенденции геоструктурного развития земной коры прослеживаются в системах островных дуг и связанных с ними геосинклинальных прогибов, где происходят накопление осадочно-вулканогенных отложений, складчатость и орогенез, сопровождаемые метаморфизмом и развитием интрузивного магматизма. Эти процессы ведут к формированию коры континентального и переходного типов, развивающихся в общем за счет коры океанической. Возрастные сопоставления геологических формаций островных дуг и петрологические данные позволяют наметить принципиальную схему их эволюции. На эмбриональных стадиях развития структура островных дуг, по-видимому, сходна со структурой океанических хребтов, которые развиваются в связи с дислокациями рифтового характера. Об этом свидетельствует сходство геологических формаций хребтов и островных дуг на ранних этапах их развития. Свойственные океаническим хребтам офиолитовые формации [18] и метаморфические образования [12, 20] в формациях островных дуг аналогичны тем комплексам пород, которые залегают обычно в основаниях эвгеосинклинальных разрезов, по-видимому, непосредственно на базальтовом слое. В их состав входят подушечные лавы магнезиальных толеитовых базальтов, крайне бедных калием, аспидные сланцы, железистые или марганцовистые кремнистые отложения, аргиллиты,

граувакки и интрузии гипербазитов дунит-гарбцургитового или дунит-лерцолитового состава. Этот комплекс пород интенсивно дислоцируется и охватывается метаморфизмом в ранний (догранитный) период развития островных дуг. Ранний метаморфизм имеет специфический натровый характер и приводит к образованию спилитов, альбит-хлоритовых (зеленых) сланцев и глаукофановых (голубых) сланцев, натровых гранатовых амфиболитов, эклогитов, серпентинитов. Базальтовый магматизм начальных этапов представлен мощными трещинными излияниями недифференцированных базальтов, бедных калием, титаном, железом, большей частью афирового сложения.

Дунит-гарцбургитовые интрузии внедряются в начальные стадии тектонических деформаций эвгеосинклинальных отложений. Деформации на ранних стадиях имеют характер глыбовых перемещений, связанных с заложением глубинных разломов, которые интенсивно проявляются в областях сочленения эвгеосинклинальных прогибов с геоантиклинальнымч поднятиями. Это обусловливает локализацию дунит-гарцбургитовых интрузивов вдоль границ вулканогенных и существенно терригенных структурно-фациальных зон [9, 17]. Офиолитовые пояса отличаются большой протяженностью в сотни и тысячи километров. Так, вдоль западного обрамления Тихого океана общая протяженность офиолитовых поясов на островных дугах превышает 15 тыс. км [7].

По возрасту они относятся к палеозою (Большой серпентинитовый пояс Австралии, Новая Зеландия, Приморье), раннему мезозою (Корякское нагорье, Сахалин, Япония, Приморье), позднему мезозою и палеогену (Камчатка, Япония, Тайвань, Филиппины, Соломоновы острова, Новая Каледония). Сопоставление их обнаруживает разнообразие офиолитовых поясов, отражающее эволюцию магматизма и метаморфизма на эмбриональной и ранней стадиях развития островных дуг.

Линейные трещинные зоны излияния базальтов, типичные для начальных этапов, в ходе эволюции подвижных зон распадаются на вулканы центрального типа, что связано с образованием промежуточных магматических очагов дифференциации базальтовой магмы. В этих очагах нарастает флюидное давление и стимулируется кристаллизация пироксенов с обогащением расплавов нормативным плагиоклазом (проявляется анортозитовая тенденция дифференциации); этот тип дифференциации [1] характеризуется быстрым повышением железистости магм. В результате могут возникать небольшие объемы сильно железистых средних и кислых магм (исландитов, ферролипаритов), обогащенных щелочными металлами – калием и натрием. По-видимому, это автомагматический процесс в системах, близких к закрытым, происходящий без заметного влияния окружающих пород. Факторами его являются кристаллизационная дифференциация и флюидно-магматическое жидкостное расслоение и расщепление. Дифференциация I типа прослеживается в геотектонических структурах рифтовой природы на поздних стадиях их развития, безотноси-

тельно типа земной коры – на платформах (трапповый вулканизм, интрузии типа Скаэргаардской, Бушвельдской) и в океанических областях, где с ней связаны проявления кислого магматизма – исландиты, железистые липариты и граниты, кварцевые пентеллериты и др. [3]. В островных дугах этот тип дифференциации прослеживается только в раннегеосинклинальные стадии их развития. Образование сиалического слоя земной коры в этих структурах стимулирует иное направление эволюции базальтоидного магматизма (II) в сторону андезитов и гранитоидов нормальной железистости, которое является типичным для зрелых стадий развития островных дуг.

В эволюции офиолитовых поясов закономерное изменение состава вулканических образований коррелируется с изменением характера гипербазитовых проявлений [7, 9, 15].

На эмбриональных стадиях доминируют однородные интрузивные тела, сложенные магнезиальными породами, выдержанными по вертикали, находящиеся в тесной ассоциации с вулканитами. Затем интрузии гипербазитов становятся более обособленными от вулканитов и в них проявляются элементы вертикального расслоения [15], выражающегося незначительным повышением железистости и сменой дунитов гарцбургитами и лерцолитами в направлении от подошвы к кровле интрузивов. Это расслоение является надежным признаком магматической природы ультраосновных пород.

Особенности первичного состава и сложения ультраосновных интрузивов обычно затушеваны тектоническими деформациями и метаморфизмом (серпентинизацией). Судить о них можно только по интрузивам, которые находятся в первоначальном залегании и сохранили первичный состав. Наиболее магнезиальные и богатые хромом и никелем породы в ряду гипербазитовых комплексов ассоциируются с наиболее магнезиальными основными вулканитами, что особенно подчеркивалось С.С. Зиминым [1]. Дунит-гарбцбургитовые комплексы входят в ассоциацию с толеитовыми базальтами, бедными железом, тогда как в поясах, отвечающих более зрелым стадиям эвгеосинклинального развития, гипербазиты представлены дунит (оливинит)-верлитовыми ассоциациями, которые отличаются более железистым составом и входят в комплексы с андезит-базальтовыми вулканитами. В этой эволюции гипербазитового магматизма: дунит-гарцбургитовая ассоциация → дунит (оливинит)-верлитовая ассоциация, хромитовое и силикатно-никелевое оруденение сменяется железо-титановым [9]. Закономерная приуроченность различного типа ультраосновных интрузий к вулканическим поясам, которые различаются петрохимически и по структурному положению, подчеркивалась на примере Новой Зеландии Г.А. Чаллис [15]. Она обратила внимание на специфику режима щелочей.

Дунит-гарцбургитовые комплексы, в отличие от других ультраосновных комплексов генетически связаны с поясами развития толеитовых базальтов крайне бедных калием, сходных с базальтами срединно-океанических хребтов. В тех случаях, когда удается

установить первичные ореолы прогрессивного воздействия дунит-гарцбургитовых интрузий на вмещающие породы, прежде всего привлекает внимание резко выраженный натровый характер этого воздействия. Примером может служить пояс гарцбургит-дунитовых интрузий Новой Зеландии пермского возраста, к которому относятся массивы Ред Хиллс, Дун и др. Они оказывают на вмещающие породы высокотемпературное (1200-800°) контактовое воздействие, выражающееся в развитии метаморфических ореолов зонального строения аллохимического характера. Наиболее характерны вынос из окружающих пород калия и привнос натрия, содержание которого поднимается в метаморфических образованиях (роговиках, гнейсах, амфиболитах) контактовых ореолов до 9-10% Na_2O. Это в несколько раз превышает первичное содержание натрия во вмещающих породах - аргиллитах, граувакках, базальтах [15]. Аллохимический характер контактовых ореолов свидетельствует о флюидном воздействии гарцбургит-дунитовых интрузий на окружающие породы. В поясах развития дунит-гарцбургитовых интрузий среднетемпературный и низкотемпературный метаморфизм проявляется интенсивно и в региональном масштабе, охватывая как вмещающие породы, превращающиеся в зеленые и голубые сланцы, так и сами интрузивы, подвергающиеся серпентинизации. При этом сохраняется натровый профиль метаморфизма. Наиболее ярким его проявлением является глаукофановый метаморфизм, который специфичен для офиолитовых поясов и не встречается в других фациально-структурных зонах. Тесная пространственная ассоциация гипербазитов и глаукофановых сланцев описана во многих работах. Натровая минерализация (альбит, жадеит, натровый актинолит, глаукофан, рибекит) распространяется в этих условиях, как во вмещающих слоистых породах, так и в массивах серпентинитов, нередко развиваясь в них одновременно с серпентинизацией.

Характерно наличие серпентинитов также в поясах развития спилитов и зеленых сланцев, образование которых связано с растворами менее натрового характера. При залегании гипербазитов в метаморфических поясах степень их серпентинизации связана с характером метаморфизма, усиливаясь с понижением степени метаморфизма с переходом от гранулитовой или амфиболитовой фации к фации зеленых (хлоритовых) и голубых (глаукофановых) сланцев. Создается впечатление того, что серпентинизация в офиолитовых поясах обусловлена воздействием на ультраосновные массивы тех же натровых глубинных флюидов, которыми вызывается ранний (догранитный) метаморфизм вмещающих эвгеосинклинальных формаций. Серпентинизация гипербазитов затухает по мере увеличения возрастного разрыва между гипербазитами и вмещающими их породами.

Дунит-верлитовые комплексы ультраосновных пород отвечают более зрелым стадиям развития раннегеосинклинальных офиолитовых поясов, на которых уже проявляется андезитовое направление эволюции базальтоидного магматизма (магмы обогащаются кремнием, железом, титаном, калием), усиливается накопление кремнистых

отложений и аргиллитов. По отношению к дунит-гарцбургитовым офиолитовым поясам сходного возраста дунит-верлитовые пояса занимают более континентальное положение, отвечая участкам земной коры с более развитым сиалическим слоем (отмечаются "парные" офиолитовые пояса, как в пермской и меловой геосинклиналях Новой Зеландии, Challis [14, 15]). Подобные парные пояса с течением времени обычно смещаются в сторону океана, что связано с разрастанием островных дуг за счет океанической впадины.

С появлением андезитового направления эволюции базальтового магматизма (II) связь его с гипербазитовым магматизмом последовательно ослабевает и разрывается, усиливается роль летучих компонентов и, соответственно, эксплозивность вулканических проявлений. Этот этап развития островных дуг сопряжен с формированием складчатости и внутренних поднятий, свойственных предорогенной стадии. Судя по составу включений глубинных пород, выносимых с андезитовыми лавами (амфиболиты, гнейсы, габброиды, граниты), очаги развития андезитового магматизма располагаются в пределах земной коры. Количественные отношения базальтов и более кислых производных, которые обычно преобладают над базальтами, исключают представления об автомагматическом развитии этих очагов (как в случае дифференциации I типа) и свидетельствуют о решающей роли таких факторов магматической эволюции, как флюидно-магматическое взаимодействие и магматическое замещение окружающих сиалических пород с селективным усвоением их компонентов. Смещение состава магмы от базальтов к андезитам и более кислым породам, вероятно, обусловливается эффектом кислотно-основного взаимодействия компонентов [2] при магматическом замещении сиалических пород. На ранних этапах развития островных дуг андезитовые очаги локализуются, по-видимому, в пределах базальтового и переходного слоев (у поверхности Конрада). Этим этапам свойственны подводные натровые серии пород нередко контрастного характера: базальт-дацитовые, базальт-липаритовые, которые затем сменяются андезитовыми и андезито-дацитовыми, при этом в осадочных комплексах усиливается роль флишевых отложений. В связи с погружением толщ и их ранними дислокациями базальты и андезиты подвергаются интенсивной спилитизации и зеленокаменному метаморфизму. С проявлениями кислого магматизма связано медно-колчеданное оруденение. В интрузивной фации развиваются габбро-плагиогранитные комплексы с месторождениями медных, железных, марганцовых руд. Этой формацией заканчивается раннегеосинклинальное (доорогенное) развитие каждого геосинклинального цикла островных дуг, характеризующегося развитием специфического магматизма и метаморфизма. Среди метаморфических проявлений наиболее универсально представлена спилитизация базальтов и андезитов, образовавшихся в подводных условиях в ассоциации с морскими отложениями. По степени метаморфизма спилиты отвечают зеленосланцевой (пумпеллиит-актинолитовой), пренит-пумпеллиитовой и реже цеолитовой фациям [16]. Это определяет

спилитизацию как эндогенный процесс метаморфизма, происходящий на глубинах в несколько километров (порядка 5,5 км [21]), "много времени спустя после консолидации и полного остывания исходных базальтовых лав" [16, стр. 383]. Следовательно, складчатые пояса, в которых вскрываются спилиты, отвечают значительной эрозии. Исключение составляют спилиты цеолитовой фации, которые могут развиваться на меньших глубинах.

Орогеническим стадиям геосинклинальных циклов отвечает развитие наземного андезитового и более кислого вулканизма, связанного с наложенными поясами, которые могут занимать секущее положение по отношению к более древним структурам островных дуг. Этот вулканизм сопряжен с накоплением молассовых отложений. В интрузивной фации развиваются плагиограниты, нормальные калиевые граниты, мигматиты и проявляется широкий метаморфизм вулканогенно-осадочных толщ. Магматические очаги в эту стадию располагаются большей частью в верхнем слое земной коры, что способствует экстенсивному проявлению мигматизации и гранитоидного магматизма калиевого характера благодаря широкому развитию процессов магматического замещения с селективным усвоением магмами компонентов алотерригенных гнейсовых и других пород, первично богатых калием. В заключительные этапы прослеживается дальнейшее уменьшение глубинности очагов развития кислого магматизма и сближение интрузивного и вулканического процессов, что приводит к образованию вулкано-плутонических ассоциаций и развитию богатых калием игнимбритов [6]. Затем проявляется щелочной уклон кислого магматизма (трахилипариты, пантеллериты).

Таким образом, кислый вулканизм в развитии островных дуг проявляется различно на разных стадиях геосинклинальных циклов. В раннегеосинклинальный (доандезитовый) этап развития геосинклинальных структур кислый вулканизм представлен ограниченно, причем в его проявлениях преобладают пемзы дацитов железистого состава, отвечающие выбросам базальтовых щитовых вулканов (наиболее "океанические" цепи островных дуг – Идзу-Боннинская, Марианская, Танга-Кермадек и др.). Аналогичен кислый магматизм океанических островов [3].

На более развитых островных дугах (Алеутская, Курильская, Рюкю, Зендская, Новые Гибриды, Новая Британия, Соломоновы острова и др.) кислый магматизм приобретает "коровый" характер. Он ассоциируется с развитием андезитового вулканизма, относясь к заключительным фазам вулканических циклов. Центры кислого магматима представлены взрывными кальдерами, возникающими на андезитовых вулканах в заключительную фазу их развития и экструзивными куполами. Примерами могут служить четвертичные и современные андезитовые вулканы Камчатки (Шевелуч, Безымянный, Двор, Авача и др.), Курильских островов (Тао-Русыр, Харимкотан и др.).

Базальт-липаритовый магматизм позднего этапа характеризуется широким развитием наземного кислого (липаритового) магматизма,

у которого утрачиваются связи с магматизмом среднего и основного составов. Он сопряжен с мощным разрастанием гранитного слоя земной коры, которая испытывает устойчивые восходящие движения, но излияние больших масс кислой магмы приводит к формированию грабенов (Токачи в Японии, Тауно-Ротаруа в Новой Зеландии, Тоба на Суматре и др.) и кольцевых депрессий (Узон, Большой Семячик и Хангар на Камчатке, Акан, Ата, Асо, Эйра в Японии). В геосинклинальных циклах развития островных дуг сопряженно с магматизмом эволюционирует метаморфизм. Ранний (догранитный) метаморфизм отличается натровым характером: амфиболит-зеленосланцево-спилитовая и эклогит-глаукофан-сланцевая формация, причем глаукофановый метаморфизм специфичен для гипербазитовых (офиолитовых) поясов и не встречается в структурах другого типа. Последующий метаморфизм связан со становлением плагиогранитов и затем гранитов нормального ряда. Но последний в современных эрозионных срезах островных дуг проявляется ограниченно. Как метаморфизм, так и магматизм в развитии геосинклинальных циклов островных дуг характеризуются последовательным усилением роли калия. Общность этих процессов обусловлена их связью с едиными восходящими потоками флюидов, состав которых закономерно эволюционирует по мере развития фациально-структурных зон.

Общее развитие островных дуг завершается платформенными стадиями, соответствующими разновозрастным геосинклинальным циклам, в которых возобновляются излияния толеитовых базальтов, сходных с базальтами трапповых формаций, и затем развивается щелочной магматизм (щелочные базальты и пикриты, тешениты, трахибазальты, трахиты). Переход к щелочному базальтовому магматизму в островных дугах (так же как в океанических областях и на континентах) неизменно сопровождается выносом магмами включений глубинных (мантийных) ультраосновных пород (шпинелевых и гранатовых перидотитов, эклогитов), что свидетельствует о смещении очагов развития магматизма в мантийную область. Фактором появления щелочных фаций (эволюции магматизма III типа) является, по-видимому, кислотно-основное взаимодействие компонентов при магматическом замещении ультраосновного вещества мантии. С этой точки зрения, мантийные щелочные магмы имеют такую же природу, как и щелочные магмы, генерирующиеся в земной коре в процессах магматического замещения доломитов и других коровых ультраосновных пород. Щелочные базальтоиды на островных дугах нередко образуют пластовые залежи с отчетливым проявлением кристаллизационной и флюидно-магматической дифференциации, приводящей к вертикальной расслоенности интрузивов (примером может служить дифференцированный силл Каменка на Сахалине).

Таким образом, в развитии магматизма островных дуг намечается, по крайней мере, три серии изверженных горных пород, которые прослеживаются на различных стадиях их геоструктурной эволюции. Они занимают различное положение на диаграмме общей систематики изверженных горных пород в отношении кремнекислот-

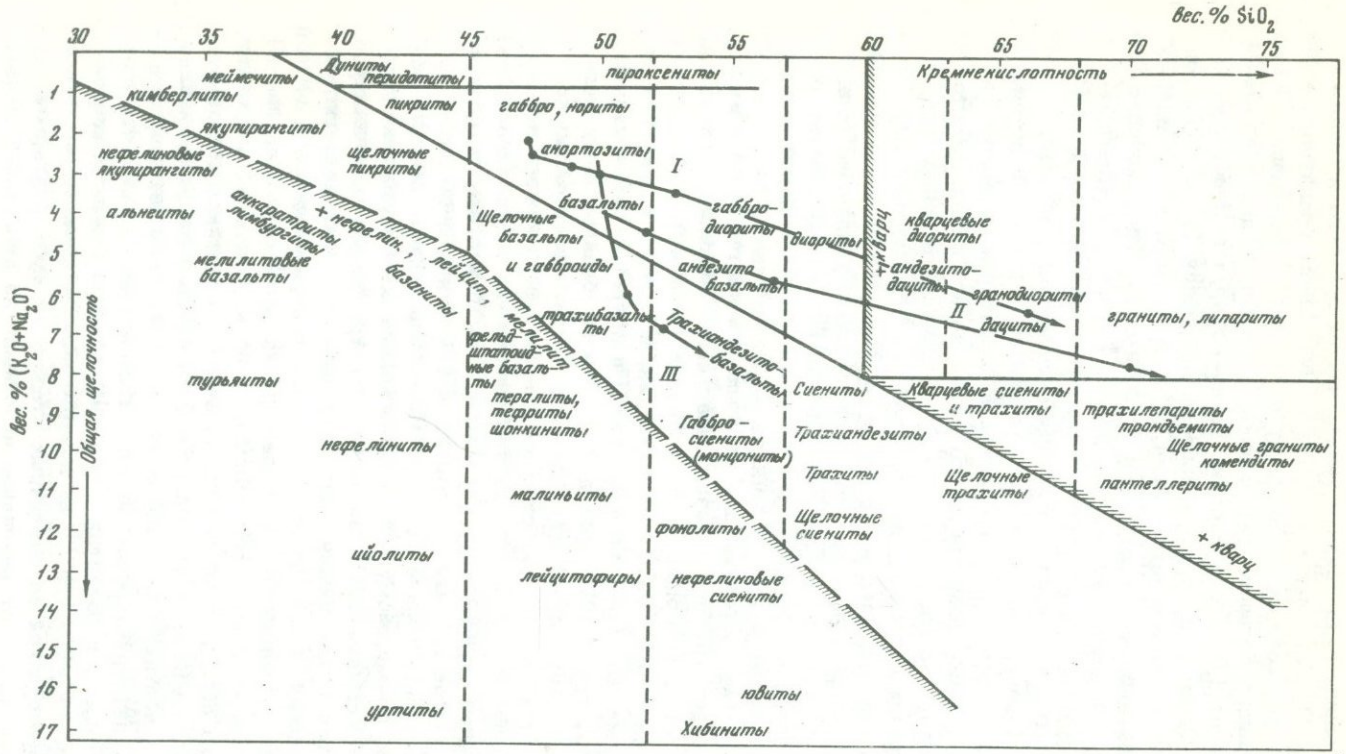


Диаграмма петрохимической систематики изверженных горных пород (Маракушев, 1973) и положение на ней магматических серий островных дуг

I – серия толеитовых базальтов и ферролипаритов, *II* – базальт–андезит–липаритовая серия, *III* – базальтово–трахиандезитовая серия

ности (содержание SiO_2) и общей щелочности ($Na_2O + K_2O$), фиг. 1 [4]: I – серия толеитовых базальтов и ферролипаритов (зона Токаро на о. Хоккайдо[10]), II – базальт–андезит–липаритовая серия [8], III– базальт–трахиандезитовая серия (Курильские острова [19]). Серии I и III отражают развитие магматизма в глубинных (мантийных) областях Земли с последующей их автомагматической дифференциацией (в закрытых камерах). Эти серии независимы от состава и строения земной коры и развиваются также в океанических областях и на платформах. Серия II (андезитовая) возникает в результате взаимодействия с сиалической зоной земной коры. Она специфична для островных дуг и аналогичных областей геосинклинального развития. Она проявляется только на орогенических стадиях эволюции структур островных дуг и в океанических областях отсутствует. Размещение пород этой серии отражает известные представления об "андезитовой линии", ограничивающей распространение пород серии II приконтинентальной областью развития сиалической зоны земной коры. С ней связан также коровый плутонический гранитоидный магматизм и сопряженный с ним региональный метаморфизм вулканогенно–осадочных слоистых толщ складчатого строения.

ABSTRACT

Three magmatic series are traced during development of island arcs: I – tholeiitic basalts and ferriliparites, II–basalts, andesites and liparites, III–basalts, trachyandesites and trachytes. The first series corresponds to initial stades of development of island arcs and is accompanied by dunite–harzburgite ultrabasic magmatism. The II series is connected with evolution of sialic earth crust and is typical for island arcs. The III series characterizes the termination of geologic cycles and transition to stage of consolidation. There is obvious correlation between natural evolution of magmatism and metamorphism, the latter is characterized by sodic mode of initial stage (I) (spilitization, greenstone and glaucophanic metamorphism and more potassic mode at II stage to be connected with formation of plagiogranites and then granites of normal suite.

ЛИТЕРАТУРА

1. С.С. Зимин. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. М., "Наука", 1973.
2. Д.С. Коржинский. Кислотно–основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. – Докл. АН СССР, 1959, 128, № 2.
3. И.В. Лучицкий. О кислых магматических породах океанов. – Геотектектоника, 1973, № 5.
4. А.А. Маракушев. Петрология метаморфических горных пород. Изд–во МГУ, 1973.

5. А.А. Маракушев. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических горных пород. – Изв. вузов, серия геол. и разведка, 1973, № 8.
6. А.А. Маракушев, Е.Б. Яковлева. Генезис кислых лав. – Вестник МГУ, серия геол., 1975, № 1.
7. Г.В. Пинус, В.В. Зелинский. Альпинотипные гипербазитовые пояса западной части Тихоокеанского складчатого обрамления. – Геол. и геофиз., 1967, № 10.
8. Е.К. Устиев. О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса. Изв. АН СССР, 1965, № 3.
9. С.А. Щека, Р.А. Октябрьский, А.А. Вржосек, Г.Н. Старков. Основные закономерности эволюции базит-гипербазитового магматизма в Приморье. – В сб.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
10. T.Bamba. A series of magmatism related to the formation of spilite. "Spilites and spilitic rocks", International Union of Geol. Sci., New York, 1974, series A, N 4.
11. M.H.Battey. Spilites as weakly metamorphosed tholeiites. "Spilites and spilitic rocks", International Union of Geol. Sci., New York, 1974, series A, N 4.
12. J.R.Cann. Spilites from the Carlsberg Rige, Indian ocean. – Journ. Petrol., 1969, v. 10.
13. G.A.Challis. High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion – Wairau valley – New Zealand. – Journ. Petrol., 1965, v. 6, N 3.
14. G.A.Challis. The $K_2O : Na_2O$ ratios of ancient volcanic arcs in New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophisics, 1968, v. 11, N 1.
15. G.A.Challis. Discussion on the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks", by P.J.Wyllie. – Tectonophysics, 1969, v. 7, N 5–6.
16. D.S.Coombs. On the mineral facies of spilitic rocks and their genesis. "Spilites and spilitic rocks", International Union of Geol. Sci., New York, 1974, series A, N 4.
17. T.Hatherton. Geophysical anomalies over the Eu- and Miogeosynclinal systems of California and New Zealand. – Geol. Soc. of America Bulletin, 1969, v. 80, N 2.
18. H.H.Hess. Mid-oceanic Ridges and tectonics of the sea-floor "Submarine geology and geophysics" ed. by W.F. Whittard, R. Bradshaw, London, 1965.
19. V.N.Shilov. The pillow lavas of Sakhalin and the Kurile islands and their significance for the solution of the spilite problems. "Spilites and spilitic rocks", International Union of Geol. Sci., New York, 1974, series A, N 4.
20. T.H.Van Andel, C.O.Bowin. Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° noth latitude and the tectonics of Mid-Ocean Ridges. – Journ. Geophys. Res., 1968, v. 73, N 4.
21. M.Vuagnat. A new appraisal of alpine spilites. "Spilites and spilitic rocks", International Union of Geol. Sci., New York, 1974, series A, N 4.

Л. Л. ПЕРЧУК

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА НА РАННИХ СТАДИЯХ РАЗВИТИЯ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Термодинамический режим, т.е. изменение температуры, давления и фугитивностей летучих компонентов в процессах магматизма и метаморфизма рассматривается лишь в начале эволюции островных дуг. В приложении к внутриконтинентальным терригенным геосинклиналям, т.е. к развитым складчатым областям этот вопрос исследовался нами в специальной работе [13].

Ранние стадии развития островных дуг по существу охватывают все этапы формирования офиолитовых поясов и начальные (доскладчатые) стадии накопления кремнистых осадков в областях развития океанических желобов с последующим метаморфизмом этих магматогенно-осадочных комплексов.

Для оценки температурного режима магматизма и метаморфизма можно использовать целый ряд уже известных минералогических термометров, основанных на закономерностях распределения компонентов между фазами [5, 12]. Однако в офиолитовых формациях ведущая роль принадлежит преимущественно толеитовым базальтам и дунит-гарцбургитовой серии ультраосновных пород, возможности термобарометрии которых весьма ограничены[5, 10, 17]. Необходимо, следовательно, разработать такую систему, которая бы позволила оценивать температурный режим кристаллизации этих пород от ликвидуса до солидуса и ниже, но в пределах определенных фаций глубинности. Такая система была создана нами [14]. Она основана на эффекте закомерного снижения температур кристаллизации силикатных расплавов (с оливином на ликвидусе) при добавках к ним различных породообразующих компонентов (Ca, Al, Fe, Ti, Mn, Na, K, Cr, H_2O и т.п.). Этот эффект, обнаруженный эмпирически П. Редером [16, 17], оказался весьма четким. Разработанная на его основе теория позволила вывести диаграмму (фиг. 1) с изолиниями мольных долей форстеритового компонента в потенциальном оливине силикатного расплава данного состава. Эта диаграмма была рассчитана следующим образом. Обработаны экспериментальные данные практически по всем известным на сегодняшний день диаграммам плавкости ("Минералы", 1974) в системах, содержащих на ликвидусе форстерит или фаялит при атмосферном давлении. При этом выяснилось, что логарифмы мольных долей этих компонентов в расплавах систем, не содержащих Na и K, линейно связаны с обратной температурой. Это свидетельствует о применении к данным расплавам законов идеальных смесей. В системах со щелочами удалось рассчитать так называемые условные коэффициенты активности γ^*_{Fo} и γ^*_{Fa}, связь которых с концентрацией нормативного Ab (или Ne) оказалась закономерной.

Так, для магнезиальных систем зависимость $\gamma^*_{Mg_2SiO_4}$ от мольной доли нормативного альбита X_{Ab} и температуры описывается следующим уравнением:

$$\gamma^*_{Mg_2SiO_4} = \frac{X^*_{Mg_2SiO_4}}{\exp_{10}(1{,}229 - 2911/T)} = 1{,}00051 + 0{,}1806\,X_{Ab} -$$

$$- 0{,}49561\,X^2_{Ab} - 3{,}06639\,X^3_{Ab} + 6{,}08234\,X^4_{Ab} - 3{,}3072\,X^5_{Ab}, \qquad (1)$$

где

$$X^*_{Mg_2SiO_4} = \frac{3{,}5\,Mg}{\sum\limits_j A_i},$$

и где A – атомы элементов, входящих в данный расплав. Если соотношение Fe : Mg переменное, то мольная доля оливинового компонента в данном силикатном расплаве вычисляется по формуле

$$X^*_{(Fe,Mg)_2SiO_4} = \frac{3{,}5\,(Fe + Mg)}{\sum\limits_j A_i}. \qquad (2)$$

При $X^*_{01} > 0{,}4$ диаграмму на фиг. 1 можно использовать непосредственно для оценки температуры кристаллизации котектических смесей. Для высокомагнезиальных систем и при $X^*_{01} < 0{,}4$ в присутствии щелочей следует вводить поправку на $\gamma^*_{Mg_2SiO_4}$ по формуле

$$X^\circ_{01} = X^*_{01} / \gamma^*_{01} \qquad (3)$$

и оценку температуры производить по величине $\lg X^\circ_{01}$ и $X^{01}_{Mg} = Mg : (Fe + Mg)$ в оливине, находящемся на котектике. Термодинамическая и математическая обработка экспериментальных данных позволила в значительной мере упростить расчет температур ликвидуса в оливинсодержащих системах:

$$t(^\circ C) = 10^6/b - 333 - 200 \lg X^*_{01}, \qquad (4)$$

где

$$b = 675{,}536 - 23{,}6382\,X^{01}_{Mg} - 114{,}57076\,\lg X^*_{01} -$$

$$- 0{,}018646\,(100\,X^{01}_{Mg})^2 - 0{,}02796\,(\lg X^*_{01})(100\,X^{01}_{Mg})^2 +$$

$$+ 0{,}000045\,(100\,X^{01}_{Mg})^3 \lg X^*_{01}.$$

Еще более простой, но не менее точный способ оценки температуры основан на эффекте закономерного увеличения температур ликвидуса систем при замене связей Me–O на Me–Me в силикатных расплавах [14]:

$$t^\circ C = 1039{,}62 + 43{,}736\,X^{01}_{Mg} + 353{,}86y + 0{,}001182$$

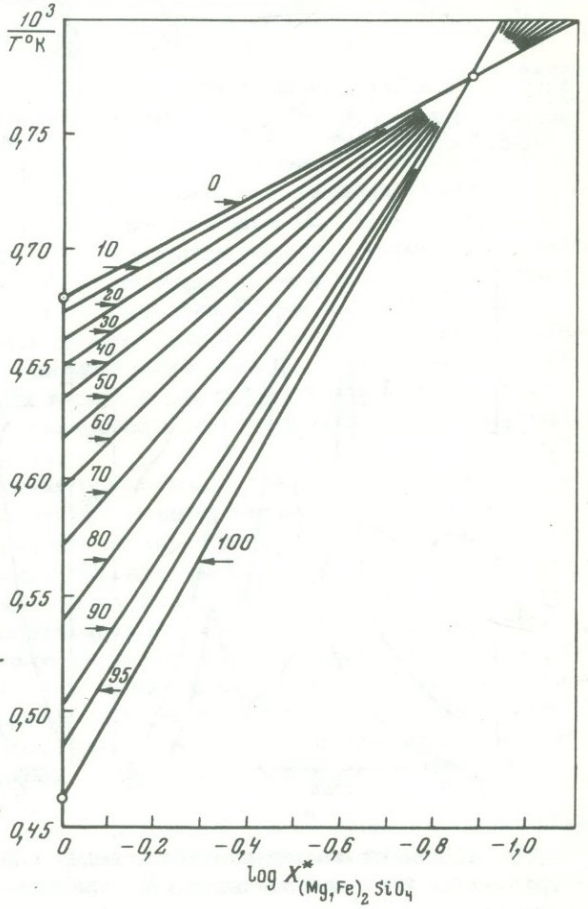
$$(100\,X^{01}_{Mg})^2 + 0{,}125186y\,(100\,X^{01}_{M})^2 - 0{,}000031y\,(100\,X^{01}_{Mg})^3, \qquad (5)$$

где $y = (Mg + Fe + Mn) : 0{,}5\ O_2$. Диаграмма, иллюстрирующая эту зависимость, представлена на фиг. 2.

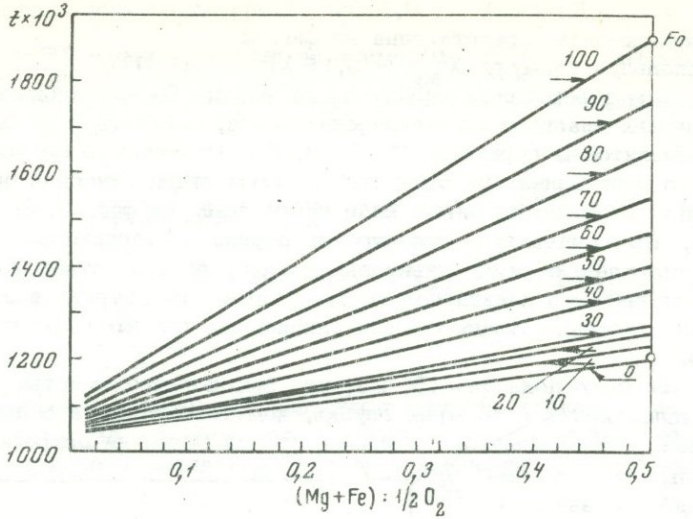
Используя формулу $X^{Ol}_{Mg} = 3{,}15\, X^{rock}_{Mg} / (1+2{,}15 X^{rock}_{Mg})$ [15], мы обработали по уравнениям (4) и (5) несколько десятков химических анализов магматических пород, слагающих классические офиолитовые формации [1, 7, 8, 9]. Полученные цифры температур кристаллизации были подвергнуты статистической обработке. Результаты представлены в виде гистограмм на фиг. 3. Здесь видно, что температуры ликвидусов перидотит-верлитовых пород и ассоциирующих с ними оливиновых высокоглиноземистых базальтов ниже температур ликвидусов пород из дунит-гарцбургитовых комплексов и ассоциирующих с ними оливиновых толеитов соответственно.

Ранее было показано [5, 2], что высокоглиноземистые базальты выплавляются с бо́льших глубин, чем толеитовые в большинстве случаев. Следовательно, начальные стадии развития островной дуги связаны с проявлением наиболее высокотемпературного, но относительно малоглубинного магматизма (толеитовые базальты → гарцбургиты → дуниты). Затем они сменяются более глубинными, но относительно низкотемпературными излияниями (оливиновые базальты) и интрузиями (верлиты-перидотиты).

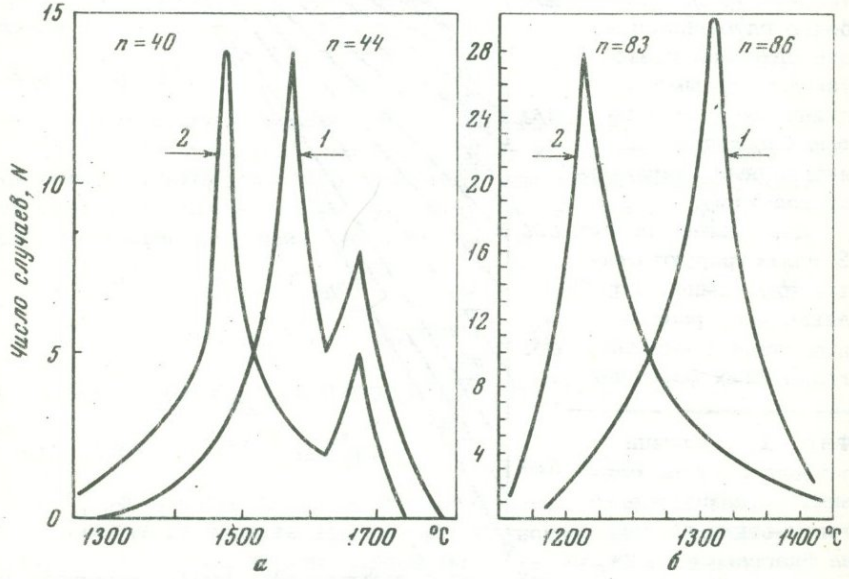
Диаграммы на фиг. 3 иллюстрируют статистику температур ликвидусов различных типов пород двух главнейших формаций



Фиг. 1. Изолинии равного состава оливина на ликвидусе котектических систем на диаграмме $\lg X^*_{Ol} - 1/T$ при P=1 атм (Perchuk a.Vaganov, 1975)



Фиг. 2. Изолинии равного состава оливина на ликвидусе котектических силикатных систем на диаграмме y–t°C при P=1 атм (Perchuk a. Vaganov, 1975)



Фиг. 3. Сопоставление статистик температур ликвидусов в ультрабазитах (*а*) и базальтах (*б*) из пород дунит-гарцбургитовой (1) и верлит-пироксенитовой формаций (2)

офиолитовых поясов. Температуры солидусов у них на несколько сот градусов ниже, что достаточно хорошо согласуется с данными минералогической термометрии [4, 5]:

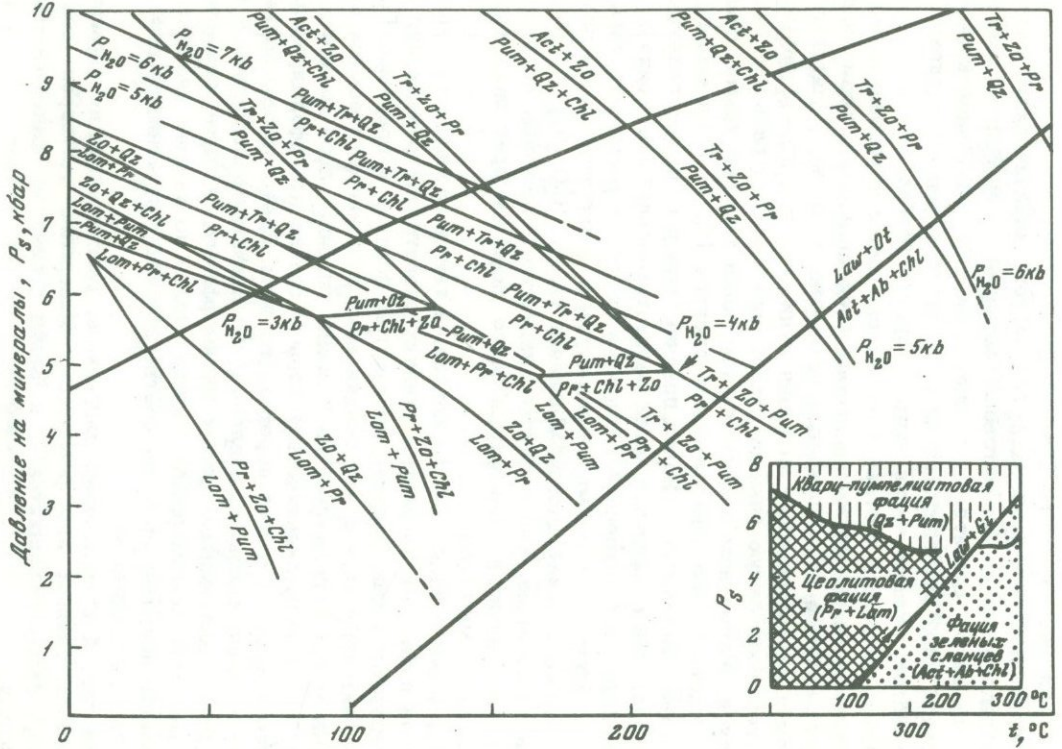
A. Дунит-гарцбургитовая формация – 1180-1350°С
сопряженные оливиновые толеиты – 900-1150°С.
B. Перидотит-верлитовая формация – 1100-1200°С
сопряженные оливиновые базальты – 875-1050°С.

Ориентировочно можно полагать, что глубины генерации для формации А соответствуют 10 – 30 кбар, а для формации В – 20-40 кбар. Об этом свидетельствуют приближенные данные пироксеновой барометрии [11].

Островные дуги закладываются на коре океанического типа, т.е. непосредственно на базальтовом основании толеитового состава. Как правило, развитие дуги сопряжено с активизацией конформных разломов, либо непосредственно с развитием срединных океанических хребтов. Осевые части этих структур всегда сложены ультрабазитами, эволюция состава которых связана с интенсивностью базальтоидного магматизма. Отсюда следует и связь термодинамических разломов кристаллизации сопряженных магм. Толитовые базальты и ультраосновные интрузии дунит-гарцбургитовой формации характеризуют самую раннюю стадию заложения и развития островной дуги. Магматизм отличается высокими температурами, существенно водно-водородным составом флюидов [2, 3, 5] и малоглубинностью заложения. Более поздние излияния высокоглиноземистых базальтов и интрузии магм перидотит-верлитового ряда характеризуются повышенной глиноземистостью и железистостью, более низкими значениями температуры и более глубинным заложением магматических очагов. Давление газов ($H_2O + H_2 + CH_4 + CO_2$) значительно выше, чем в случае дунит-гарцбургитовых интрузий. Этим, собственно, и объясняется более низкотемпературный характер данного магматизма.

Перерывы в излияниях базальтов, а также во внедрении ультрабазитов и базитов на ранних стадиях развития островных дуг характеризуются накоплением кремнистых осадков и граувакк. Еще в доскладчатый период эти осадки вместе с магматическими породами могут погружаться на большие глубины, либо попадать в зону поддвигания океанической коры в только что сформированную – континентальную, точнее переходного типа. Здесь породы подвергаются достаточно высокому давлению и с развитием пликативной тектоники – низкотемпературному метаморфизму. О термодинамическом режиме этого метаморфизма можно судить по данным анализа минеральных парагенезисов из соответствующих комплексов пород офиолитовых формаций.

На фиг. 4 представлена диаграмма, рассчитанная по термодинамическим данным для равновесий минералов из пород цеолитовой, кварц-пумпелиитовой и зеленосланцевой фаций – метаморфизма.



Фиг. 4. Важнейшие минеральные равновесия низкотемпературных фаций метаморфизма в зависимости от P_S, Ти P_{H_2O}

Пределом стабильности парагенезиса $Low + Pr$[1] цеолитовая фация ограничивается следующими предельными параметрами: до 200°С и 7 – 6 кбар. Однако наиболее важный вывод следует из положения на диаграмме кварц–пумпелиитовой минеральной фации, появление которой возможно при $P_s > 5$ кбар. Парагенезис $Q + Pum$ достаточно широко представлен не только в пренит–пумпелиитовых породах, но и в голубых сланцах. Он действительно нередко приходит на смену ломантиту и пренту в измененных базальтах, граувакках и других породах. Следовательно, низкотемпературный метаморфизм на ранней стадии развития островной дуги сопряжен с резким возрастанием общего давления при незначительном изменении температуры. Здесь достигаются достаточно высокие величины $P_{H_2O} \geqslant 3$ кбар. Остальная часть давления флюида, по–видимому, приходится на долю водорода, метана и других восстановленных форм газов.

Таким образом, важнейший момент термодинамического режима в эмбриональную стадию развития островной дуги – приуроченность начала метаморфических процессов к очень высоким значениям давления флюида, состоящего не менее чем на 50% из H_2O. Отсюда следует, что в соответствующих комплексах можно наблюдать зональность от совершенно неметаморфизованных пород до глаукофансланцевых и более высокотемпературных парагенезисов.

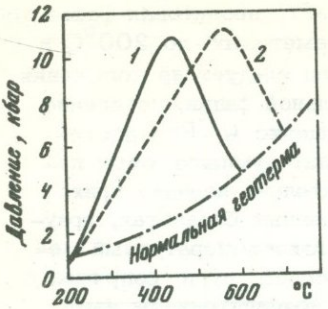
Дальнейшая эволюция метаморфических комплексов офиолитовых формаций сопряжена с возрастанием температуры при относительно устойчивом, либо слабо возрастающем режиме давления. Об этом можно судить по смене лавсонит–глаукофановых пород парагенезисами $Gl + Act + Ab + Chl \pm Ep$.

Наиболее высокие значения давления $P_s = 10 \pm 2$ кбар при 350–450°С достигаются в глаукофансланцевых поясах (Санбагова, Максютовский, Франциканский и др.), о чем однозначно свидетельствуют данные минералогической термо– и барометрии (табл. 1). Дальнейшая эволюция метаморфизма протекает на фоне спада давления и некоторого возрастания температуры (фиг. 5) вплоть до образования гранатовых амфиболитов.

Анализ данных показывает, что по мере развития метаморфизма наряду с общим давлением резко возрастает давление воды во флюиде, так что в глаукофановых сланцах оно достигает 7,5 – 8 кбар. При дальнейшем возрастании температуры (выше 450 – 500°С) наряду с падением давления снижается давление воды и начинает возрастать P_{CO_2} во флюиде. В низкотемпературных зонах величина парциального давления CO_2 не превышала 25 бар, лишь в этих условиях устойчивы Law, Pr и Pum.

---

[1] Здесь и далее использованы следующие индексы минералов: Ab – альбит, Act – актинолит, Chl – хлорит, Gl – глаукофан, Law – лавсонит, Lom – ломантит, Pr – пренит, Pum – пумпелиит, Q – кварц, Tr – тремолит, Zo – цоизит.



Фиг. 5. Принципиальная схема изменения P_S T параметров при метаморфизме вулканогенно-осадочных пород на ранней стадии развития островной дуги (Перчук и Ушаков, 1973)

Таким образом, термодинамический режим магматизма и метаморфизма на ранних стадиях развития островных дуг весьма закономерен и хорошо отражает их геотектоническую эволюцию. Возрастание температур метаморфизма и снижение их при магматизме, смена восстановленных флюидов более окисленными, достижение максимума P_s и P_{H_2O} – все эти закономерности хорошо просматриваются на фоне начала превращения океанической коры в континентальную. Этим по существу и завершается история магматизма и метаморфизма на ранних стадиях развития островных дуг. В дальнейшем она подчиняется законам метаморфизма терригенных геосинклиналей [13].

ABSTRACT

The thermodynamic regime – the changes in temperature, pressure and fugacities of volatile components with the depth of magmatism and metamorphism – are considered only for the early stages in the evolution of island arcs.

The early stages in the evolution of island arcs take in virtually all the stages of the formation of ophiolitic associations (formations), and also the early (pre-folding) stages of siliceous sediment accumulation in the areas of oceanic channel development, with a subsequent metamorphism of these magmatogene-sedimentary complexes.

A number of mineralogical thermometers based on the laws of component distribution between the phases have been used to evaluate the temperature regime of magmatism and metamorphism (Perchuk, 1969, 1970, 1973; Perchuk and Vaganov, in press) Ultrabasic and basalt formation solidus temperatures were estimated for the different periods of the early stages of island arc evolution.

Ultrabasi crocks	Basalts
The dunite–harzburgitr formation:1180–1350°C.	Tholeiite basalts, poor in potassium: 900–1150°C.
Nodules in basatlts: 910 – 1180°C.	

Ultrabasi crocks	Basalts
The peridotite–wehrlite–pyroxene formation: 1100–1200°C.	High–alumina basalts: andesite–basalts and others: 875–1050°C.

Tentative pressure estimates, made using the bipyroxene barometer (aluminium distribution) show that a peridotite–wehrlite association of intrusive rocks intrudes from greater depths (30–40 kbars) than the dunite–harzburgite association (10–30 kbars). The fusion of conjugate basalts appears to occur at similar depths.

So, with the evolution of an island arc, hightemperature, relatively shallow magmatism is changed for a rather deeper and lower–temperature magmatism. However, if conjugate development of these two formations occurs in onter and inner belts of the island arc, each of the formations will reflect the thermodynamic regime of abyssal magma formation (thr Kuno model) in the zone where the continental platform is underthrust of abyssal magmas are connected with juvenile water–hydrogen–carbon dioxide fluids. The magma may ascend to the surface by the "gas drill" mechanism (Perchuk, 1973; Perchuk and Dryomin, 1974). The oxidation of substantial hydrogen fluids at shallower levels could account for the occurence of highertemperature magmas at these levels.

The specific nature of metamorphic zoning (Ernst, 1971; Dobretzov, 1974; Perchuk, 1974) in the early stage of island arc evolution is caused, primarily, by the development of almandine eclogites and glaucophane schists – low–temperature rocks which are formed on ultrabasites, greywackes and siliceous sediments under high pressures. Thermobarometric measurements indicate that as the temperature increases from the zeolite to the glaucophane–shist zone, the pressure is two to four times higher than the lithostatic load, usual in the metamorphism of terrigenic geosyncline sediments. At about 450–500°C, the pressure appears to decrease and the curve of the regime of metamorphism on the TP–diagram approaches a normal geotherm. As a result, the glaucophane zone will be changed by an amphibolite zone. Such a regime could be explained by the pressures in the lithosphere platform undethrust zones (Perchuk and Ushakov, 1975). The metamorphic zoning varies with only dunite–harzburgite formation. Amphibole eclogites which are higher-temperature rocks than almandine eclogites and glaucophane shists, refer to the peridotite–wehrlite formation. Here the metamorphic regime is the same. The pressure is maximal, but the temperature will be about 100°C higher.

The study of the H_2O, H_2 and CO_2 regime under metamorphism showed, that the CO_2 values vary in the range of the first tens of bars. The P_{H_2O}/P_{H_2} ratio regularly varies with the evolution of an island arc.

ЛИТЕРАТУРА

1. П.П. Зимин. Парагенезисы офиолитов и верхняя мантия. "Наука", 1973.
2. А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. – В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. Изд. МГУ, 1975.
3. А.А. Маракушев, Л.Л. Перчук. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. "Очерки физико-химич. петрологии", 1974, вып. IV.
4. Л.Л. Перчук. Равновесия породообразующих минералов. "Наука", 1970.
5. Л.Л. Перчук. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. "Наука", 1973.
6. Л.Л. Перчук, С.А. Ушаков. Термодинамический режим метаморфизма в областях поддвигания литосферных плит. – Вестник МГУ, серия геол., 1973, № 6.
7. Г.В. Пинус, В.В. Велинский, Ф.П. Леснов, О.Л. Банников, Л.В. Агафонов. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. "Наука", Новосибирск, 1973.
8. R.R.Coats. Basaltic andesites. – In book "Basalts". Interscience publishers, 1968, v. 2.
9. H.Kuno. Diferentiation of basalts magma. – In book "Basalts". Interscience publishers, 1968, v. 2.
10. T.A.Hakli., Th.L.Wright. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. – Geochim. et Cosmochim. acta, 1967, v. 31, N 5.
11. I.D.MacGregor. The system $MgO-Al_2O_3-SiO_2$: solibility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. – Amer. Miner. 1974, v. 59, N 122.
12. L.L.Perchuk. The effect of temperature and pressure on the equilibrium of natural iron–magnesium minerals. – Intern. Geol. Rev., 1969, v. 11, N 8.
13. L.L.Perchuk. Thermodynamic regime of metamorphisme and granitization of terrigenic rock masses. Collected abstracts. I.M.A Meeting. Nith general meeting. Berlin. 1974.
14. L.L.Perchuk., V.I.Vaganov. Temperature regime of differentiation and crystallisation of mafic and ultramafic rocks .– J.Petrol. 1975.
15. L.L.Perchuk, L.J.Aranovuch. Thermodynamic regime and evolution of the epidote association. – J.Petrol. 1975.
16. P.L.Roeder. Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. Earth a. Planet. Sci. Lett. 1974, v. 23, N 3.
17. P.L.Roeder, R.F.Emslie. Olovine–liquid equilibrium. Contrib. – Miner. a. Petrol. 1970, v. 29.

О. А. БОГАТИКОВ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ АНОРТОЗИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СССР И ИХ ГЕНЕЗИС

Глобальное распространение анортозитов на Земле общеизвестно. Во-первых, анортозиты являются составной (но всегда подчиненной по объему) частью сложно дифференцированных базитовых интрузий, которые имеют различный геологический возраст вплоть до кайнозоя. Анортозиты этого типа принято называть стратиформными, а генезис их связывается со стратификацией (дифференциацией) родоначальной базальтовой магмы. Во-вторых, известны огромные тела докембрийских анортозитов, приуроченных к докембрийским щитам или цоколю древних платформ. Масштабы этих тел огромны, а анортозиты в них являются главными породами среди базитов. Анортозиты этого типа называют автономными [4].

Широкими геологическими исследованиями, проводимыми на территории СССР, установлено, что автономные анортозиты являются характерными образованиями для всей докембрийской истории Земли и возраст их колеблется от 4 до 1,5 млрд. лет. Используя схему деления докембрия, предложенную К.А. Шуркиным и Ф.П. Митрофановым [9], можно выделить прогеосинклинальные (догеосинклинальные), протогеосинклинальные (раннегеосинклинальные) анортозитовые ассоциации и этап стабилизации древних платформ (табл. 1).

Происхождение стратиформных анортозитов хорошо объясняется магматической дифференциацией родоначальной базальтовой магмы.

Иначе обстоит дело с происхождением огромных масс автономных докембрийских анортозитов. В настоящее время существует по крайней мере пять основных гипотез, являющихся предметом оживленной дискуссии.

1. Магматическое происхождение при фракционной кристаллизации первичной габброидной, габбро-анортозитовой, диоритовой или кварцдиоритовой магм.

2. Метасоматическое происхождение при метасоматическом преобразовании базитов или пород иного состава.

3. Метаморфическое происхождение в процессе метаморфической дифференциации в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма.

4. Ассимиляционное происхождение в результате усвоения базальтовой магмой большого объема глинистых осадков в орогенический период в условиях глубокой катазоны или усвоения кислой магмой высокоглиноземистого и карбонатного материала.

5. Анатектическое происхождение за счет плавления высокоглиноземистых осадков в глубинных условиях катазоны, возможно, с частичным участием базальтового слоя.

Отсутствие эффузивных аналогов анортозитов является аргументом в пользу их метасоматического происхождения. Однако целый ряд признаков и, в первую очередь, минеральные парагенезисы и

Таблица 1

Средние составы земной коры и некоторых анортозитовых

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO_2	59,07	59,19	59,12	60,70	62,5
TiO_2	1,03	0,79	1,05	0,95	0,68
Al_2O_3	15,22	15,82	15,34	15,83	15,6
Fe_2O_3	3,10	3,41	3,08	1,71	–
FeO	3,71	3,58	3,80	5,50	6,1
MnO	0,11	0,11	0,12	0,14	0,13
MgO	3,15	3,50	3,49	3,02	3,2
CaO	5,10	3,07	5,08	5,28	6,0
Na_2O	3,71	2,05	3,84	3,55	3,4
K_2O	3,11	3,93	3,13	2,28	2,3
P_2O_5	0,30	0,22	0,30	–	0,18
H_2O	1,30	3,02	1,15	0,77	–
CO_2	0,35	0,54	0,10	–	–
Прочие	–	–	–	–	–
Сумма	99,56	99,93	99,60	99,73	100,09

Примечания. 1 – средний состав земной коры по Кларку и Вашингтону [2]; 2 – средний состав ледниковой глины Норвегии по Гольдшмидту [2]; 3 – средний состав изверженных пород по Кларку [2]; 4 – средний состав гранулитового блока Бразильского щита [16]; 5 – средний состав земной коры [15]; 6 – средний состав кварцевого диорита [3]; 7 – средний состав андезита [3]; 8 – средний состав пород гранулитовой фации докембрия Шотландии [11]; 9 – средний состав метапород Латвии [5]; 10 – средний состав анортозитовой ассоциации Западной Латвии [5]; 11 – состав гранитных включений в анортозитах Украины.

экспериментальные исследования, изотопный состав кислорода [5] и другие указывают на высокую температуру образования анортозитов. Видимо, следует для большинства известных габбро–анортозитовых массивов исключить возможность их метасоматического генезиса и принять магматическое их происхождение, не зависимо от способа образования родоначальной магмы. В этом случае кардинальным вопросом становится состав родоначальной магмы. В настоящее время существуют три точки зрения на ее состав.

Базальтовая магма. Концепция о базальтоидном составе родоначальной магмы анортозитов сложилась в процессе детального изучения расслоенных интрузий верхних частей земной коры. Действительно, дифференциацией базальтовой магмы хорошо объясняется происхождение стратиформных анортозитов и самых древних

ассоциаций

6	7	8	9	10	11
61,25	59,00	61,22	61,81	62,81	72,15
0,76	0,84	0,54	0,59	0,48	0,21
16,35	17,00	15,60	16,00	16,92	14,61
2,16	2,40	3,07	2,07	1,41	1,14
4,30	4,20	2,57	4,82	3,10	1,54
0,12	0,15	0,08	0,08	0,06	-
2,60	3,16	6,3	3,09	2,56	0,63
5,47	6,10	5,57	4,23	4,85	1,42
3,48	3,60	4,4	2,26	3,34	2,13
1,95	2,10	1,03	3,27	3,51	4,62
0,26	0,30	0,18	0,28	0,09	1,13
1,10	1,00	0,15	0,41	0,23	-
-	-	-	-	-	-
0,20	0,15	-	1,52	0,44	-
100,00	100,0	100,75	100,43	99,80	99,58

анортозитовых ассоциаций (прогеосинклинальных) Беломорья и Кольского полуострова, средневзвешенный состав которых отвечает базальту или андезито-базальту [8]. Однако подсчитываемые различными авторами, средневзвешенные составы автономных докембрийских анортозитовых массивов (или комплексов) более поздних этапов уже не отвечают составу исходного базальта.

Габбро-анортозитовая магма. Эта концепция имеет много своих сторонников. Средний состав многих автономных габбро-норит-анортозитовых комплексов (без гранитной серии) отвечает габбро-анортозиту. Особенно позиции сторонников габбро-анортозитовой исходной магмы укрепились после экспериментальных работ Иодера [17], который установил, что в системе диопсид - анортит по мере увеличения давления паров воды от 0 до 5000 бар состав эвтектики меняется от 42 до 73 вес.% анортита, а температура этой эвтектики меняется от 1274 до 1095°С. На основании этого Баддингтон [10], а за ним и другие авторы предположили, что анортозиты могут быть образованы при частичном плавлении нижних (базальтовых) горизонтов земной коры в условиях высокого давления водяного пара.

Однако эти экспериментальные данные противоречат геологическим, указывающим на "сухие" условия становления габбро-норит-анортозитовых комплексов. Вмещающими для анортозитов, как правило, являются породы гранулитовой фации метаморфизма, сформировавшиеся в условиях низкого P_{H_2O}. У большинства анортозитов отсутствует значительное содержание водосодержащих минера-

лов (амфибола), которые должны бы кристаллизоваться вместо пироксена при таком давлении водяного пара. Fe–Ti окисные минералы отличаются высокой степенью восстановления железа (ильменит), фемические силикаты содержат очень незначительное количество H_2O, апатит относится к фтористой разновидности, в нем почти отсутствует минал гидроксилапатита.

Конечно, и в безводных условиях с увеличением общего давления эвтектика смещается (правда не так резко) в плагиоклазовую сторону [12]. Согласно этому, выделение плагиоклаза и концентрация кристаллического материала могут привести к образованию анортозитовых тел, занимающих до 25 объемных % массы интрузии. В реальных условиях автономных анортозитовых комплексов анортозиты занимают гораздо бóльшие объемы. К тому же, как показали геологические и петрографические исследования, так называемый базальтовый слой Земли в настоящее время состоит отнюдь не из базальта, а скорее представлен породами гранулитовой фации метаморфизма, средний состав которой отвечает андезиту [11, 16]

К этому надо добавить еще очень важное обстоятельство, которое часто игнорируется геологами при рассмотрении генезиса анортозитов. Как показывают сопоставления петрографических и экспериментальных данных, анортозиты не являются эвтектоидными образованиями, а более высокотемпературны, чем эвтектика плагиоклаз – пироксен.

Действительно, если представить анортозитовую ассоциацию пород как просто анортозиты, габбро и граниты, то согласно Ф.Г. Смиту [7] температуры плавления минералов и пород этой ассоциации следующие (в ^{o}C): альбит – 1118, анортит – 1550, плагиоклаз $Ab_{40}An_{50}$ – 1280 (начало плавления) – 1440 (конец плавления), габбро – 1252°, диорит – 1087, кварцевые диорит – 1002, типичное габбро ($DiAb_{50}An_{50}$) ~ 1200, типичный гранит ($Q_{33}Ab_{33}Ort_{33}$)[1] ~ 950.

Другими словами, из всей гаммы ассоциирующих пород автономных анортозитовых комплексов анортозиты являются наиболее тугоплавкими породами (даже при относительно кислом составе плагиоклаза $Ab_{50}An_{50}$). Габброиды и граниты плавятся при более низкой температуре.

В настоящее время, видимо, пока не разрешимой проблемой является генезис самой габбро–анортозитовой магмы. Обширные работы Грина [6] по изучению фракционирования сухих расплавов высокоглиноземистого базальта в интервале давлений 0–36 кбар показали отсутствие в этих условиях образования глиноземистого жидкого фракционата. На этом основании Грин пришел к выводу, что до давлений 36 кбар в сухих условиях процесс фракционной кристаллизации базальта не может привести к появлению габбро–анортозитовой магмы. Образование габбро–анортозитового расплава при переплавлении высокоглиноземистых осадков, конечно, при

[1] Имеется в виду состав породы в объемн.%.

определенных условиях могло происходить. Однако огромные площади, занятые анортозитами, глобальное их распространение на всех континентах Земли и широкое присутствие анортозитов на Луне указывают на какие-то общие условия их образования, имея в виду как физико-химические условия становления, так и состав родоначальной магмы.

Андезитовая или кварцево-диоритовая первичная магма. Как указывают многие исследователи, с габбро-норит-анортозитовыми комплексами в большинстве случае ассоциируют кислые породы, масштаб проявления которых не всегда удается выяснить, а генетическое родство с анортозитами не всегда возможно доказать. Поэтому, рассчитывая состав родоначальной магмы, многие исследователи оставляют без внимания кислые породы.

Предположения о диоритовом составе родоначальной магмы анортозитовых комплексов были высказаны Болком, Бартом, Филпоттсом и др. Валовые составы массивов Адирондакского, Эгерзундского, Найнского и др. по оценкам различных авторов также приближаются к составу андезита.

Особое место в этом отношении занимают анортозитовые ассоциации этапа стабилизации древних платформ. Как было показано выше, с ними связаны огромные массы гранитов мангеритового типа и рапакиви. Эта ассоциация выдерживается практически для всех известных к настоящему времени субплатформенных комплексов. В тех же случаях, когда в этой ассоциации отсутствует какой-либо член (как, например, в Салминском массиве рапакиви до недавнего времени не были известны анортозиты), последующие исследования восполняют этот пробел.

Ассоциация анортозит-гранит для комплексов этапа стабилизации древних платформ не только выдержана в пространстве, но и закономерна во времени. Граниты внедрялись близко одновременно, но несколько позднее анортозитов, оказывая на них контактовое воздействие. Анортозиты и граниты при этом имеют общую титановую (титаномагнетит, ильменит), фторовую (фтор-апатит, флюорит, топаз) специализацию, в гранитах встречаются реликты типичных для базитов минералов - оливина и пироксена. Мангеритовые граниты имеют очень высокотемпературный состав пертитов. В анортозитах встречаются интерстиции, выполненные гранитным материалом, близким по химическому составу к рапакиви. Все эти факты указывают на не только пространственную, но и генетическую связь анортозитов и гранитов этапа стабилизации древних платформ.

Замечательные успехи в области эксперимента при высоких давлениях согласуются с этим представлением. Так, опыты Т.Х. Грина [6] с расплавом кварцево-диоритового состава при давлениях 0-13,5 кбар показали обширное поле кристаллизации плагиоклазов. Подчиненными кристаллическими фазами являются пироксены и рудный минерал, а наиболее низкотемпературная жидкая фракция имеет кислый состав. Этими же опытами было доказано, что содержание

альбитового компонента и плагиоклаза при любом валовом составе расплава зависит от давления; другими словами при давлениях порядка 10 кбар в расплаве андезитового состава устойчивыми будут только плагиоклазы средних номеров. Это удивительно точно соответствует минеральным соотношениям в субплатформенных докембрийских анортозитовых ассоциациях.

Многочисленные попытки вычисления среднего состава земной коры однозначно указывают на близкий к андезитовому ее состав. Подобные представления подтверждаются средним составом ледниковой глины, который соответствует усредненному составу древних щитов. В свое время Г.Д. Афанасьевым [1] были сделаны подсчеты среднего состава исходной магмы некоторых магматических комплексов Южной Америки, Африки, Азии и других стран. Вычисленные им и другими средние составы оказались очень близки к составу кварцевого диорита и к среднему составу земной коры в целом (см. табл. 1). Следует отметить также близкий к кварцевому диориту средний состав гранулитов докембрия [11].

Таким образом, принимая андезитовый (или близкий к нему) состав родоначальной магмы, совсем не обязательно происхождение ее связывать с гипотетической мантией. Сама земная кора может являться поставщиком расплава этого состава.

При фракционной кристаллизации андезитового или кварц-диоритового расплава в глубинных зонах земной коры ликвидусной фазой является плагиоклаз средних номеров. В более холодных участках магматической камеры, в краевых частях к плагиоклазу присоединяются пироксены и рудный минерал. Низкоплавкая жидкая фракция, остающаяся после кристаллизации, имеет состав гранита. При этом мангериты, монцониты и кварцевые нориты можно рассматривать в качестве пород промежуточного звена. Подобные породы известны в Коростеньском, Ново-Миргородском, Салминском и других плутонах.

Материал по анортозитовым ассоциациям этапа стабилизации древних платформ подтверждает эту концепцию. Средний состав западно-латвийского комплекса близок кварцевому диориту [5], примерно тот же средний состав имеет украинский комплекс. Гранитные включения в лабрадоритах (см. табл. 1) могут являться следами низкоплавкого гранитного расплава, ассоциирующего с анортозитами. Состав плагиоклаза анортозитов (An_{50-60}) согласуется с экспериментальными данными по плавлению кварцевого диорита [6]. Согласуется с ними и порядок выделения породообразующих минералов в комагматической серии пород.

Как показало проведенное исследование, объем кислого материала (если он присутствует), ассоциирующего с анортозитовыми комплексами, различен. В субплатформенных анортозитовых ассоциациях площади, занятые гранитами рапакиви, часто превосходят площади, занятые анортозитами. В более древних комплексах (Алдан, Джугджур) количество кислых пород уже значительно меньше. Для самых древних анортозитовых комплексов прогеосинклинального

этапа (Беломорье, Кольский полуостров) кислые дифференциаты в общем не характерны (кроме диоритов).

Таким образом, если проанализировать анортозитовые ассоциации от самых древних до субплатформенных, можно прийти к выводу, что состав родоначальных магм для этих ассоциаций был отличен (табл. 2). Для анортозитовых ассоциаций ранних этапов развития Земли характерны более основные родоначальные магмы, для субплатформенных – относительно кислые (примерно отвечающие составу кварцевого диорита). Изменению состава родоначальных магм отвечают изменения состава сосуществующих минералов (покисление плагиоклаза, увеличение железистости фемических силикатов), а также увеличение роли гранитного материала в составе комплексов. Изменение состава родоначальных магм можно объяснить изменением состава самой земной коры в процессе ее эволюции. Как предполагает Д. Грин [14], магматическая деятельность явилась главным фактором такой эволюции.

Если предположить, что для раннего докембрия существовал другой, более высокий температурный градиент, то приуроченность анортозитов к докембрию находит свое логическое объяснение. В этих условиях плавление коры могло проходить на гораздо мень-

Таблица 2

Главнейшие типы докембрийских анортозитовых ассоциаций СССР

Этапы анортозитообразования	Возраст, млрд. лет	Ассоциации (подчеркнуты преобладающие породы)	Примеры массивов	Металлогения	Средний состав комплексов (родоначальная магма)
Прогеосинклинальный	4–3	Анортозит, норит, габбро, кварцевый диорит	"Друзитовый" комплекс Белого моря, Колвицкий, Кандалакшский	Fe, Ti, P	Базальтовый, андезито-базальтовый
Прогеосинклинальный	3–2	Анортозит, норит, габбро, мангерит, сиенит, гранит	Джугджурский Анабарские	Fe, Ti, P	Андезито-базальтовый, андезитовый
Стабилизация древних платформ	2–1,5	Анортозит, норит, габбро, мангерит, монцонит, мангеритовый гранат, рапакиви	Каростеньский, Западно-Латвийский, Салминский	Fe, Ti, P, редкие элементы	Андезитовый, кварц-дацитовый

ших глубинах и довольно часто, если учесть геологическую активность жизни нашей планеты в докембрии. Как подсчитал Файф [13], при большом геотермическом градиенте (~100°С на 1 км) для образования гранулитов не требовалось больших глубин – свыше 8–10 км.

ABSTRACT

Anorthosites are formations characteristic of all the Precambrian history of the earth and their age varies from 4 to 1.5 m.y. In accord with the classification of Precambrian three groups of anorthosite associations may be distinguished: pregeosynclinal, early geosynclinal and associations related to the stage of stabilization of ancient platforms. Basing upon the magmatic conception of anorthosites genesis we are first of all confronted with the problem of parent magmas. The differentiation of basaltic magma is a satisfactory explanation for the formation of anorthosites belonging to layered gabbroic intrusions and the most ancien autonomous anorthositic associations whose bulk composition is similar to basalt. In the composition of anorthositic associations attributed to the later periods of the devolopment of the earth and particularly associations related to subplatform stages acid igneous rocks play a significant rôle. The bulk composition of these associations ranges from andesite to quartz dacite. The results of experimentations with the melts of these compositions are in close agreement with the observed relationships among mineral phases in subplatform Precambrian anorthositic associations. It is concluded that the formation of anorthositic associations may proceed during the melting of certain part of Precambrian earth's crust which corresponds with respect to the average composition to andesite. The change of parent magmas responsible for the formation of anorthositic associations from basaltic to andesitic or quartz–dacitic is explained by the evolution of the composition of Precambrian earth's crust in the same direction.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г.Д. Афанасьев. О некоторых вопросах изучения базитового магматизма. – Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 3.
2. Т.Ф. Барт. Теоретическая петрология. 1956. ИЛ.
3. Беус. Геохимия литосферы. "Недра", 1972.
4. О.А. Богатиков. Анортозиты Земли и Луны – опыт сравнения. – В сб.: Итоги науки. ВИНИТИ, 1973.
5. О.А. Богатиков, А.П. Биркис. Докембрийский магматизм Западной Латвии. "Наука", 1973.
6. Т.Х. Грин. Опыты при высоких давлениях, касающиеся генезиса анортозитов. – В сб.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. "Недра", 1970.
7. Ф.Г. Смит. Физическая химия. "Недра", 1968.

8. К.А. Шуркин, В.Л. Дук, Ф.П. Митрофанов. Материалы к геологии габбро-лабрадоритов архея Северной Карелии. – Труды Лаб. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
9. К.А. Шуркин, Ф.П. Митрофанов. Магматизм в истории развития нижнего докембрия. – В сб. Проблемы связи тектоники и магматизма. "Наука". 1969.
10. A.F.Buddington. Adirondack anorthositic series. "Origin of anorthosite and related rocks". Memoir 18, New York state museum and science service, Albany. New York, 1969.
11. S.A.Drury. The geochemistry of Precambrian granulite facies rocks from the Lewisian complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. – Chem. Geol., 1973, v. 11, N 3.
12. R.F.Emslie. Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase – bearing system. – Carnegie Inst. Ann. Rep. Director Geophys. Lab., 1969–1970. Washindton D.C., 1971.
13. W.S.Fyfe. The granulite facies partial melting and the Archaean crust. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, A273, 1973, N 1235.
14. D.H.Green. Magmatic Activity as the major process in the chemical evolution of the Earths crust and mantee. – Tectonophysics. Amsterdam, 1972, v. 13, N 1–4.
15. I.G.Holland, R.S.Lambert. Major element chemical composition of shields and the continental crust. – Geochim. et cosmochim. acta, 1972, v. 36, N 6.
16. G.P.Sighinolfi. Investigations into deep crustal levels fractionating effects and geochemical trends related to highgrade metamorphism. – Geochim. et cosmochim. acta, 1971, v. 35, N 10.
17. H.S.Yoder. Diopside–anortite–water system at 5000 bars. – Bull. Geol. Soc. Amer.. 1955, v. 66.

Л. С. БОРОДИН

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МИАСКИТОВЫХ И АГПАИТОВЫХ МАГМ (ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ)

К настоящему времени на территории СССР с достаточной степенью детальности изучено до 150 массивов нефелиновых сиенитов, группирующихся в пределах отдельных щелочных провинций [2]. На основе генетической связи с более распространенными изверженными породами нефелиновые сиениты могут быть отнесены к следующим главным формационным группам: 1) щелочно-ультраосновной – совместно с ультрабазитами, ийолитами и карбонатитами; 2) щелочно-габброидной – с щелочными габброидами и базальтоидами; 3) нефелин-сиенитовой, объединяющей автономные интрузии нефелиновых сиенитов или комплексные массивы щелочных пород и гранитоидов (щелочно-гранитоидная группа).

Особенности химического состава нефелиновых сиенитов показаны в табл. 1, составленной автором и Е.Д. Осокиным по данным свыше 1000 химических анализов для 135 щелочных массивов СССР.

Таблица 1

Средний состав нефелиновых сиенитов (по формациям)

Формации	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO
1	53,71	1,00	18,66	4,15	2,43
2	54,60	0,41	23,06	2,83	2,54
3	56,27	0,44	21,41	2,56	2,63
4	55,79	0,53	20,59	2,73	2,65

1 – щелочно–ультраосновная, 2 – щелочно–габброидная, 3 – нефелин–сиенитовая, 4 – среднее для всех массивов нефелиновых сиенитов.

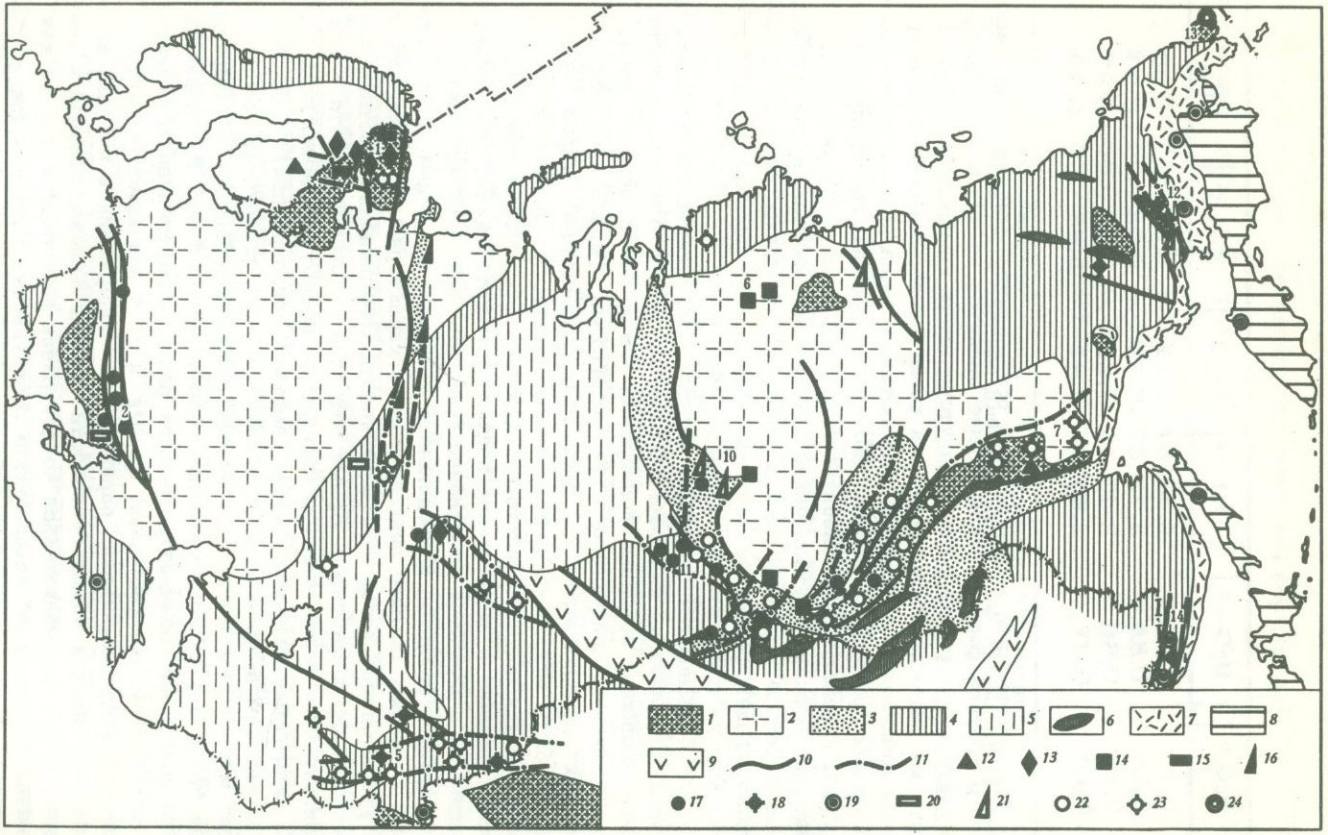
Как следует из предлагаемой схемы размещения щелочных провинций СССР (фиг. 1), бо́льшая их часть находится вне наиболее стабильных участков континентальной коры, тяготея к древним эпикратонным мобильным поясам и зонам глубинных разломов, активизированным в палеозое и мезозое. В связи с глубинными сквозькоровыми разломами в краевых частях древних платформ и щитов локализуются щелочно–ультраосновные и карбонатитовые комплексы, отчасти – массивы щелочно–габброидной формации и лишь отдельные, в том числе наиболее крупные интрузии нефелиновых сиенитов с агпаитовыми породами. Основная же часть нефелиновых сиенитов палеозойского и мезозойского возрастов сосредоточена в складчатом обрамлении Сибирской платформы и других складчатых областях (Средняя Азия, Урал), не образует крупных интрузий и не связана с глубинными базальтоидными магмами. Типичной особенностью этих пород является пониженная щелочность и невысокая степень агпаитности (K_a = 0,85–0,95), что позволяет считать их дифференциатами магм миаскитового типа.

Характерная для миаскитовых нефелиновых сиенитов тесная пространственная и генетическая сопряженность с щелочными сиенитами и гранитоидами при отсутствии синхронного габброидного магматизма заставляет объединять все эти породы в общую щелочно–гранитоидную ассоциацию или формацию. Для этой формации чаще всего предполагается выплавление локальных щелочных магм в результате метасоматической переработки различных метаморфических пород и палингенеза, подчиненного региональной гранитизации на глубинах до 10–20 км [3]. Однако более или менее одновременное появление многочисленных нефелин–сиенитовых интрузий на обширных территориях протяженных щелочных провинций скорее свидетельствует о выплавлении локальных щелочных магм в связи с общим процессом тектонической активизации крупных блоков коры и поступления щелочных эманаций из глубинно–коровых и верхне–мантийных источников.

MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	K_a
0,13	1,44	5,41	8,11	4,96	0,90
0,18	0,85	2,70	6,79	6,03	0,77
0,18	0,60	2,40	7,23	6,30	0,87
0,14	0,77	2,93	7,41	5,88	0,90

Примечательной геологической особенностью миаскитовых массивов в третьей формационной группе является их чисто интрузивный характер, отсутствие вулкано-плутонических комплексов, где нефелиновые сиениты сопровождаются комагматичными фонолитами и другими щелочными эффузивами. Напротив, в различных щелочно-габброидных провинциях нередки щелочные массивы, где щелочные габброиды и нефелиновые сиениты сопровождаются эффузивными комагматами. Вулкано-плутонические комплексы известны и для карбонатных массивов, представляющих наиболее глубинные, богатые углекислотой щелочные нефелинитовые (Восточная Африка) или габброидные магмы (Магнит-Ков, Кайзерштуль).

Для большинства щелочных массивов характерна пестрота состава пород, отражающая как многообразие процессов близповерхностной дифференциации исходных подкоровых магм, так и широкое проявление процессов контактового взаимодействия. Однако в качестве конечных дифференциатов для различных формационных типов всегда могут быть встречены лейкократовые разности, сложенные на 85-95% нефелином и полевым шпатом. Подобные нефелиновые сиениты, наиболее близкие к нефелин-полевошпатовым котектикам, предлагается выделять в качестве собственно фойяитов. Близость миаскитовых и агпаитовых фойяитов к предельным составам нефелин-полевошпатовых котектик, помимо лейкократового характера, определяет их текстурную однородность и выдержанность минерального состава, особенно в ядрах массивов. Кроме нефелина и полевого шпата в них присутствует в подчиненном количестве преимущественно лишь один темноцветный минерал (биотит, амфибол или пироксен). Судя по результатам детальных исследований [4, 5], различные темноцветные минералы фойяитов при значительных колебаниях в содержании алюминия и щелочных металлов сопоставимы по общей основности. Это позволяет сравнивать трехминеральные парагенезисы фойяитов с невысокими содержаниями Ca, Mg и Fe в зависимости от трех главных петрохимических параметров - содержания в породах кремния, алюминия и общей основности (суммы железа, кальция и магния). С учетом меняющейся концентрации щелочных металлов как "вполне подвижных" компонентов совокупность типичных парагенезисов фойяитов и сопутствующих пород может быть сведена к семиминеральной ассоциации, которой соответствует дивариантная мульти-


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

система в координатах μ_K и μ_{Na} [2]. На основе этой мультисистемы выделяются фации умеренной и повышенной щелочности (фиг.2).

Типичные представители фаций первого типа – нефелиновые сиениты, в которых плагиоклаз является главным минералом (плагиомиаскиты) или входит в состава четверных минеральных ассоциаций, наряду с биотитом или амфиболом. Подобные миаскитовые породы обычны как для щелочно-габброидных, так и для собственно нефелинсиенитовых массивов, где они сопутствуют гранитоидам в достаточно широком диапазоне щелочности. Основным условием выплавления палингенных расплавов в этом случае можно считать повышенную глиноземистость исходных метаморфитов. В случае повышенной щелочности, когда плагиоклаз неустойчив, заметно расширяются поля нефелинсодержащих составов и возникают характерные для лейкократовых фойяитов тройные парагенезисы с биотитом, щелочным амфиболом или пироксеном.

Для выяснения особенностей среднего состава собственно фойяитов (табл. 2) из общей выборки нефелиновых сиенитов были отобраны анализы в диапазоне 53–58% SiO_2 при содержании суммы фемических компонентов и кальция в пределах 5–10%. В табл. 1 и 2 приведены также значения коэффициента агпаитности $K_a = K+Na/Al$ и величины $N = S/A$, где $S = Si/D/2$ $A = Al - D/2$ и $D = Al - \Sigma K,Na$. Величина N характеризует статистическое соотношение нормативного нефелина и полевого шпата в пересчете на бинарный нефелинполевошпатовый состав. Как видно из табл. 2, фойяиты наиболее распространенных формационных типов сходны по степени агпаитности (K_a = 0,9) и средней величине N, равной 2,4, что соответствует примерно 30% нефелина и 70% полевого шпата.

Сравнивая эти цифры с имеющимися в литературе данными о составе экспериментальных нефелин-полевошпатовых эвтектик, можно прийти к заключению, что кристаллизация остаточных нефелинсиенитовых расплавов или коровых анатектических выплавок проходит преимущественно в интервале 1–5 кбар, т.е. на глубинах до 20 км.

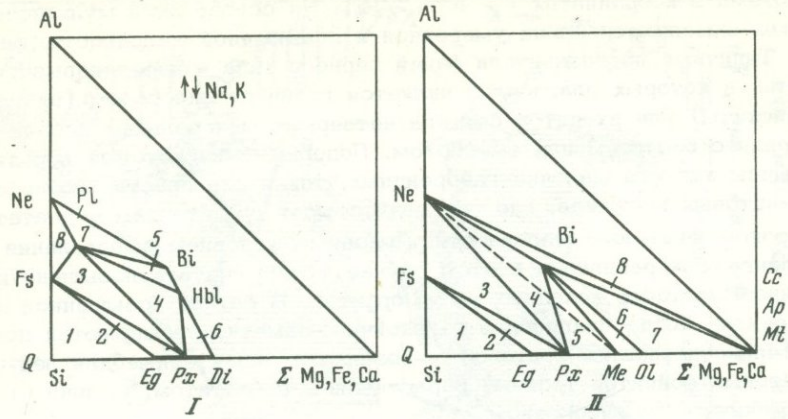
В связи с конвергентностью фойяитов различных формационных групп возникает необходимость выявления особенностей распределе-

---

←

Фиг. 1. Схема размещения щелочных провинций СССР (составлена Л.С. Бородиным и Е.А. Похвисневой)

1–2 – древние платформы и щиты; 3–9 – складчатые области: 3–8 – по континентальной коре; 9 – по океанической коре; 10–11 – глубинные разломы и границы областей щелочного магматизма ("щелочных поясов)"; 12–14 – щелочно-ультраосновная формация; 15–19 – щелочно-габброидная и базальтоидная; 20–24 – нефелинсиенитовая; 12,15,20 – докембрийские; 13,16,21 – нижнепалеозойские; 17,22 – среднепалеозойские; 14,18,23 – верхнепалеозойские – нижнемезозойские; 19,24 – кайнозойские



Фиг. 2. Диаграмма парагенезисов щелочных пород

I – фации умеренной, *II* – повышенной щелочности

ния в них редких и второстепенных элементов, чтобы использовать их в качестве индикаторов корового или подкорового типа магм. С этой целью были использованы данные примерно по 100 массивам нефелиновых сиенитов СССР [2]. По этим данным намечается две группы элементов-индикаторов: 1) Be, Li, Rb, Cs и 2) Ni, Co, V, Sc. К первой группе "коровых индикаторов" отнесены элементы, обычные для гранитоидов. Во вторую группу включены элементы, характерные для базальтоидных магм. Наиболее четки различия по элементам-индикаторам первой группы. Как видно из графика (фиг.3), фойяиты из щелочно-ультраосновных массивов и щелочно-габброидной формации, а также фонолиты Восточно-Африканского рифта отли-

Таблица 2

Средний состав фойяитов

Формации	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO
1	56,24	0,31	22,28	2,03	2,39	0,19
2	56,70	0,38	22,06	2,19	2,28	0,14

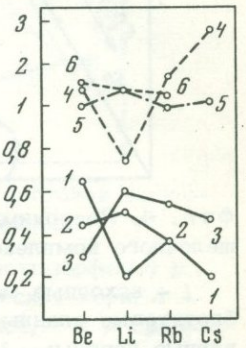
Формации	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	K_a	N
1	0,49	1,78	7,65	6,64	0,9	2,3 (2,4)*
2	0,52	1,93	8,00	5,8	0,9	2,4 (2,5)*

1 – щелочно-габброидная; 2 – нефелин-сиенитовая.

* Среднее из суммы величин по отдельным пробам.

чаются заметно пониженными содержаниями литофильных элементов (за единицу приняты средние содержания в гранитах, по А.П. Виноградову). Напротив, фойяиты из нефелин-сиенитовой формации, а также континентальные фонолиты Чешского Среднегорья близки к гранитам. Таким образом, геохимические данные подтверждают возможность отнесения значительной части фойяитов из третьей формационной группы к продуктам палингенных щелочных магм.

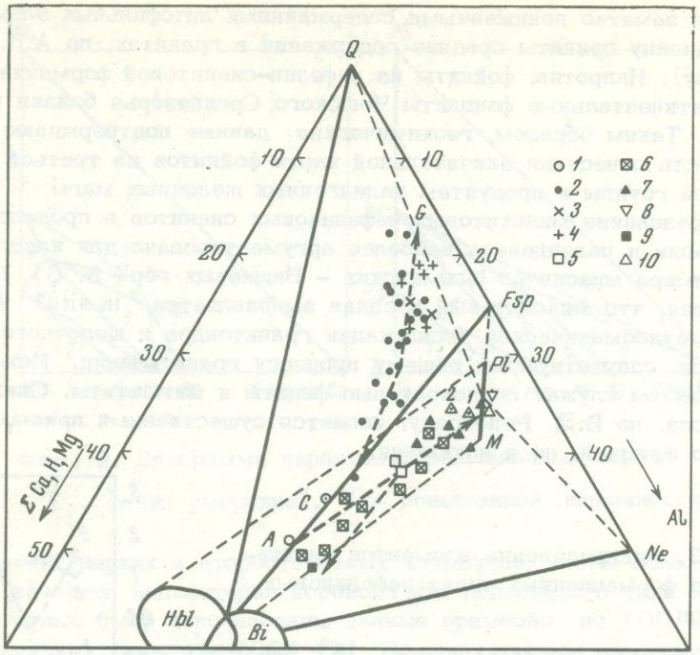
Образование миаскитовых нефелиновых сиенитов в процессе гранитизации и палингенеза наиболее аргументировано для классического примера миаскитов Ильменских – Вишневых гор [5, 6]. Предполагается, что миаскитовый расплав выплавляется "in situ" в результате метасоматической десиликации гранитоидов и щелочного анатексиса, сопутствующих общему процессу гранитизации. Исходным материалом служат лейкократовые фениты и мигматиты. Спецификой процесса, по Б.М. Роненсону, является существенный привнос не только щелочей, но и алюминия.



Фиг. 3. Распределение элементов индикаторов в формационных типах нефелиновых сиенитов

1 – щелочно-ультраосновные; *2* – фонолиты Восточно-Африканского рифта; *3* – щелочно-габброидные (глубинные формации); *4,5* – калиевая и натровая группы нефелин-сиенитовых формаций; *6* – фонолиты Чешского среднегорья

Как следует из диаграммы (фиг. 4), гранитизация основной массы амфиболитов и кристаллических сланцев в рассматриваемом случае представляет собой, в сущности, пропитывание исходного субстрата плагиогранитной магмой без привноса алюминия (тренд ACG). Поэтому выплавление щелочных миаскитовых расплавов, сопряженное с десиликацией и привносом алюминия, непосредственно не связано с гранитизацией и обусловлено поступлением глубинных высокотемпературных щелочных (нефелинизирующих) растворов. Специфической особенностью процессов фенитизации и магматического замещения, наглядно проявленной в Ильменских горах, можно считать появление полосчатого комплекса разнообразных лейкократовых и меланократовых щелочных пород. Эти породы занимают до 30% общей площади Ильменогорского комплекса и в совокупности образуют последовательную генетическую серию: гнейсы и амфиболиты – фениты – амфиболовые миаскиты – биотитовые миаскиты. Переходными породами от фенитов к типичным магматическим миаскитам с устойчивым соотношением нефелина и полевого шпата являются безнефелиновые сиениты и миаскиты с пониженным содержанием нефелина.

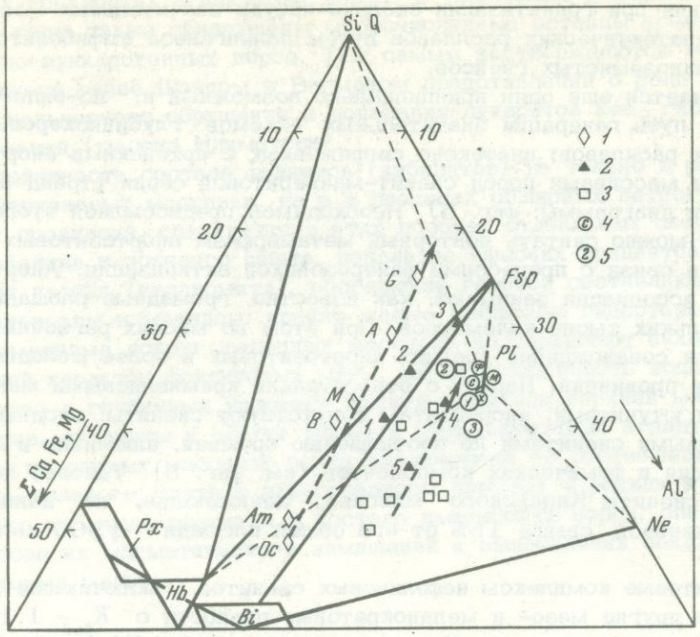


Фиг. 4. Петрохимическая диаграмма Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса

1 – исходные метаморфиты: амфиболиты (*A*) и ставролито-биотитовые сланцы (*C*); *2* – мигматизированные и гранитизированные породы; *3* – лейкократовые прослои в мигматитах; *4* – интрузивные плагиограниты; *5* – фениты по амфиболитам; *6* – сандыиты и финиты; *7* – амфиболовые миаскиты; *8* – плагиосиениты; *9* – интрузивные сандыиты; *10* – средние составы миаскитов Ильмен и Вишневых гор

Таким образом, основной предпосылкой миаскитового анатексиса было проявление процессов щелочного метасоматоза и дебазификации исходных метаморфитов.

Важнейшим фактором, способствовавшим дифференциации и палингенезу, была возрастающая активность CO_2, что обусловило связывание кальция при разложении основного плагиоклаза и амфиболов с образованием кальцита. Этим объясняется характерная черта нефелиновых сиенитов Ильменских и Вишневых гор: присутствие первичного кальцита. При выплавлении биотитовых миаскитов были частично мобилизованы и меланократовые реститы, представленные дайками сандыитов в миаскитах. Основная же масса кальцита выделилась на послемагматическом этапе с образованием мощных зон карбонатитоподобных пород.



Фиг. 5. Петрохимическая диаграмма для средних составов щелочных пород, анортозитов и высокоглиноземистых гнейсов

1 – главные петрохимические типы продуктов метаморфизма и гранитизации континентальной коры. *Oc* – океаническая кора, *A* – средний состав амфиболитов, *B* – базальтовый слой, *M* – средний состав континентальной коры, *A* – гранитный слой, *G* – средний гранит (*Oc* –A, по А.И. Ронову и А.А. Ярошевскому, *G* – по Дели); *2* – древние высокоглиноземистые гнейсы (*1–3* – Карело–Кольский регион, *4*– Украина, *5* – Тянь–Шань); *3* – анортозиты, по Г.Н. Баженовой, С.В. Богдановой и др.; *4* – фойяиты (*ф* – агпаитовые, *х* – хибиниты, *м* – миаскиты); *5* – формационные типы нефелиновых сиенитов

Обобщение обширного материала по сериям метаморфических пород из различных регионов СССР показывает, что в процессе гранитизации и дебазификации высокоглиноземистых пород гранулитовой и амфиболитовой фаций не происходит повышение относительной концентрации алюминия, что смещает наиболее низкотемпературные выплавки за "сиенитовый барьер", в область наиболее обогащенных кремнеземом кварц–содержащих парагенезисов (фиг. 5). Совокупность составов гранитизированных пород подчиняется, в целом, генеральной направленности процесса гранитизации (фиг. 5, тренд AMG). К тому же обычная для метаморфических серий перемежаемость горизонтов низко– и высокоглиноземистых пород заставляет считать весьма проблематичной возможность селективного выплавления и

обособления при гранитизации сколько-нибудь значительных масс щелочных анатектических расплавов путем палингенеза амфиболитов и высокоглиноземистых гнейсов.

Намечается еще один принципиально возможный и, по-видимому, основной путь генерации значительных объемов глубиннокоровых щелочных расплавов: анатексис сопряженных с архейскими анортозитовыми массивами пород сиенит-мангеритовой серии (тренд в правой части диаграммы, фиг. 5). Необходимой предпосылкой этого процесса можно считать повторный метаморфизм анортозитовых комплексов в связи с процессами фанерозойской активизации. Анортозитовые ассоциации занимают, как известно, громадные площади – до нескольких тысяч километров. При этом во многих регионах наблюдается сонахождение древних анортозитовых и более молодых щелочных провинций. Наряду с относительно кремнекислыми мангеритами и ютунитами, анортозитам сопутствуют сиениты, сходные с нефелиновыми сиенитами по соотношению кремния, алюминия и суммы кальция и фемических компонентов (см. фиг. 5). Таковы, например, сиениты Каларского массива, занимающие, по данным Г.Н. Баженовой, свыше 15% от его общей площади 1500 кв.км [1].

Агпаитовые комплексы нефелиновых сиенитов, включающие луявриты и другие мезо- и меланократовые разности с K_a = 1,1-1,5, исключительно редки. К настоящему времени для всех континентальных провинций известно не более 10-12 типичных агпаитовых массивов, включая и несколько уникальных по величине (до 500-1000 кв. км) и разнообразию минерального состава интрузий Ловозера, Хибин, Илимаусака и Пилансберга. Эти интрузии не обнаруживают прямой генетической связи с гранитоидным или базальтоидным магматизмом, представляя собой геохимически аномальные образования на фоне обычных миаскитовых дифференциатов глубинных или коровых магм.

Новые данные автора по петрографии и геохимии Ловозерского массива в совокупности с материалами по другим агпаитовым комплексам позволяют предложить общую концепцию образования крайних агпаитовых типов нефелиновых сиенитов как продуктов взаимодействия интрузий фойяитовой магмы с основными вулканогенными и метаморфическими породами кровли субвулканических агпаитовых массивов [2]. Геологическая сторона этого процесса наглядно иллюстрируется примером трех смежных щелочных массивов, отвечающих последовательному увеличению глубины эрозионного среза и, соответственно, погружения крупных кальдерных блоков кровли (Контозерский, Ловозерский и Хибинский массивы). Контозерский массив представляет собой заключенное в архейских гранито-гнейсах округлое грубостратифицированное тело осадочно-вулканогенных пород с мелкими инъекциями нефелиновых сиенитов. Мощность округлого блока по данным бурения не менее 1 км. На следующем уровне эрозионного среза в Ловозерском массиве сохранились многочисленные ксенолиты осадочно-вулканогенных пород кровли, заключенные в

верхних горизонтах агпаитовых пород. В Хибинском массиве в последние годы также обнаружены многочисленные останцы древних осадочно-вулканогенных пород. Тем самым подтверждаются высказывавшиеся ранее Шендом и Вегманом представления о роли механизма кальдерного обрушения и появления луявритов как гибридных образований (массив Илимаусак).

Устойчивость состава фойяитов (хибинитов) не только в различных интрузивных массивах, но и в пределах обширных петрографических провинций, сохранение в этих породах стабильных соотношений нефелина и полевого шпата, появление высоких концентраций фторида натрия (виллиомита), обогащение газовой составляющей пород водородом и метаном, крайне малые масштабы гидротермального метасоматизма вокруг щелочных массивов подчеркивают анхиэвтектический характер фойяитовых магм, их недосыщенность водой и выплавление в глубинных условиях нижней коры или верхней мантии. Напротив, луявриты и другие мезо- и меланократовые агпаитовые породы из разных массивов резко различаются по соотношениям нефелина, полевого шпата и парагенезисам цветных и редких минералов, что отражает различия в составе вмещающих пород, специфику процессов их магматического замещения и выплавления локальных агпаитовых магм.

ABSTRACT

Miascitic nepheline syenites, products of alkaline basaltic magmas or crustal anatectic melts are the main types of rocks in the USSR alkaline provinces. The average composition of main types of nepheline syenites and general pattern of rare elements distribution are concidered according to the new data on 135 intrusive massifs. The possible role of amphibolites and anorthositic syenites ac sourse rocks of anatectic magmas is discussed.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анортозиты СССР (ред. Богатиков О.А.). "Наука", 1974.
2. Л.С. Бородин и др. Главнейшие провинции и формации щелочных пород. "Наука", 1974.
3. О.А. Воробьева и др. Условия формирования щелочных пород. – В сб.: Минералогия (МГК XXIV сессия, доклады советских геологов. Проблема 14). "Наука", 1972.
4. В.П. Костюк. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. "Наука", 1974.
5. В.Я. Левин. Щелочная провинция Ильменских – Вишневых гор. "Наука", 1974.
6. Б.М. Роненсон. Происхождение миаскитов и связь с ними редкометального оруднения. "Недра", 1966.
7. А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский. Химическое строение земной коры. – Геохимия, 1967, № 11.
8. O.Shrbený, V. Macháček. Geochemistry of trachytic rocks of the Ceské středohoří Mts. – Časopis pro mineralogii, rok. 18, 1973, č. 2.

И. В. БЕЛЬКОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ ДРЕВНЕЙШИХ ГРАНИТОИДОВ НА РАННИХ ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Вопросы происхождения земной коры, ее глубинного строения, основные закономерности эволюции ее состава и структуры в ходе геологической истории относятся к числу важнейших дискуссионных проблем современной геологии. Общеизвестно отсутствие согласованных точек зрения на эти вопросы, ответы на которые стремятся отыскать прежде всего на путях развития концепций геофизики, геотектоники и геохимии. Меньшее внимание уделяется проблемам происхождения и эволюции состава древнейших комплексов горных пород, слагающих земную кору континентов. Между тем, главным и единственно объективным источником информации о характере геологических процессов на ранних стадиях формирования земной коры в нижнем докембрии являются сами горные породы, могущие сохранять те или иные признаки и свойства, определявшиеся условиями образования древнейших пород и их первичной природой. В этой связи в последнее время А.В. Сидоренко [6, 7] обосновал все возрастающую роль изучения проблем осадочной геологии докембрия и своими работами способствовал широкому развитию исследований в этом направлении. Получили новый импульс также исследования в области геохимии и магматизма докембрия. Здесь особый интерес с нашей точки зрения представляет концепция А.П. Виноградова, изложенная в работе "Происхождение оболочек Земли" (1962). Не углубляясь в рассмотрение проблем догеологической истории Земли и механизма дифференциации вещества при формировании оболочек Земли (согласно А.П. Виноградову он уподобляется механизму зонной плавки), нельзя не согласиться с принципиальным представлением о том, что ведущим процессом при формировании верхних оболочек Земли в полном соответствии с законами термодинамики и физической химии является концентрация наиболее подвижных литофильных и атмофильных элементов. При этом согласно А.П. Виноградову первоначально образовывалась в пределах земной коры базальтическая оболочка, как результат расщепления вещества мантии на базальты и дуниты. Возникает вопрос, каким же путем и когда начал формироваться кислый гранитоидный слой коры континентального типа? Постановка этого вопроса и ответ на него в общей форме содержатся в цитируемой работе А.П. Виноградова (1962, стр. 11): "Образно говоря, в зависимости от того, подо что выплавляется и дегазируется легкоплавкая фаза мантии, в области земной коры совершаются те или другие превращения. Если это происходит под экран древних осадочных толщ или каких-либо других (что возможно только на континенте) – происходит их глубокое изменение – гранитизация". Что же представлял собой этот первоначальный "экран" на самых ранних стадиях формирования гранитоидного слоя,

каковы природа наиболее древних суперкрустальных образований и характер взаимоотношений с ними наиболее ранних гранитоидов?

На кристаллических щитах и кристаллических фундаментах платформ локально сохранились древнейшие более или менее измененные породы, изучение которых позволяет судить о характере магматизма, литогенеза, метаморфизма и других геологических процессов, определявших эволюцию земной коры на самых ранних этапах ее формирования, в катархее или архее. Автором совместно с И.Д. Батиевой детально изучался кислый магматизм докембрия и взаимоотношения древнейших гранитоидов и суперкрустальных образований на территории северо-восточной части Балтийского щита, где эти комплексы пород имеют значительное пространственное распространение [1, 2]. Имея в виду, что общие закономерности геологической истории Земли в раннем докембрии для всех регионов сходны [5], полученные нами выводы с известным ограничением могут быть экстраполированы применительно и к другим регионам развития докембрия.

Нами установлено, что метаморфизованные несомненно осадочные комплексы, относимые к образованиям верхнего архея или нижнего протерозоя и представленные разнообразными гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, карбонатами и другими кластогенными и хемогенными породами, повсеместно подстилаются еще более древними гранитизированными толщами и гранитами, гальки которых присутствуют в составе базальных конгломератов, находящихся в основании верхнеархейских-нижнепротерозойских осадочных толщ. Установлено также, что среди наиболее древнего катархейского или нижнеархейского комплекса основания преобладают разнообразные метаморфизованные эффузивные и вулканогенные породы, изначально представленные андезитами, андезито-дацитами, кварцевыми порфирами, в меньшей мере - андезито-базальтами и их туфами, пирокластическими и другими вулканогенными образованиями, с которыми тесно ассоциируются близкие к ним по составу гранодиориты, тоналиты, плагиограниты - образующие в совокупности единую первично-коровую вулкано-плутоническую формацию. Максимальные значения возраста наиболее древних гранитоидов определены в пределах 3600-3440 млн. лет [4]. Вулканогенные, эффузивные и интрузивные образования рассматриваемой первично-коровой вулкано-плутонической формации, как правило, слабо дифференцированы и близки по составу к андезито-дацитам. Синхронные породы более основного - базальтового состава среди пород раннеархейской первично-коровой формации присутствуют в подчиненном развитии, ультраосновные - практически отсутствуют.

Характерными особенностями геологических взаимоотношений исследованных древнейших изверженных пород являются частые взаимные пересечения, наличие включений ксенолитов аналогичных по составу пород, но различных фаций глубинности, в том числе и ксенолитов эффузивов, развитие гранито-гнейсов, полосчатых гней-

сов, артеритового типа "мигматитов", в которых составы "субстрата" и "метатекта" близки и родственны. Для гранитоидных массивов характерно бескорневое строение. В полосчатых гнейсах, гранито-гнейсах и гранитах нередки ксенолиты и более крупные тела и пропластки базальтового состава (амфиболиты).

К аналогичным комплексам пород первично-коровой вулкано-плутонической формации, но метаморфизованных в условиях гранулитовой фации глубинности, по-видимому, следует относить и раннеархейские плагиопироксеновые гнейсы - эндербиты и плагио-пироксеновые гранитоиды, также занимающие часто огромные ареалы в докембрийских регионах.

Таким образом, результаты приведенных наблюдений могут служить достаточным основанием для вывода, что образование гранитоидного слоя земной коры началось и происходило одновременно с формированием базальтоидной оболочки. При этом ведущим процессом была активная вулканическая деятельность, с поступлением на поверхность магматических продуктов преимущественно андезит-дацитового состава. К поверхности перемещались главным образом наиболее легкоплавкие андезитовые и андезит-дацитовые расплавы, за счет которых на поверхности накапливались толщи пирокластического, туфового, лавового и т.п. вулканогенного материала. Таким путем, а также под влиянием экзогенных факторов - гипергенеза, перемешения и переотложения этого материала - формировалась первичная вулканогенно-осадочная оболочка или экран, подстилаемый базальтами. При достижении достаточной мощности вулканогенно-осадочного слоя внедрение в него новых порций андезит-дацитовых расплавов как глубинного, так и палингенного происхождения обусловило возникновение интрузивных комплексов пород тоналит-гранодиорит-плагиогранитного ряда, нередко совмещающих в себе черты как магматического, так и ультраметаморфического происхождения. По-видимому, формирование гранитоидного слоя происходило неравномерно: в различных регионах оно могло начаться в разное время и развивалось неодинаковыми темпами.

На рассматриваемом раннем этапе формирования земной коры особенностью ее геотектонического режима являлась невысокая контрастность тектонических движений, что связывается с ее относительно малой мощностью, высокой разогретостью, малой глубинностью очагов магмообразования, слабой консолидацией, слабой дифференцированностью по составу и строению и рядом других факторов.

В дальнейшем постепенное увеличение мощности гранитоидного слоя и коры, в целом, прогрессирующее ее охлаждение и консолидация, развитие атмосферы и гидросферы обусловили переход к качественному новому геотектоническому этапу развития коры. Начало этого этапа было ознаменовано глобально проявившимися процессами общего плавления и ультраметаморфизма глубинных зон гранитоидного слоя, происходившими на рубеже 3000-2800 млн. лет. Этот древнейший диастрофизм на рубеже архея и нижнего протеро-

зоя определил окончательное становление земной коры континентального типа и консолидацию ее крупных участков, послуживших ядрами кратонов. Начиная с этого времени существенно изменился стиль тектоники, характер магматизма, гипергенеза и литогенеза. Дифференциация подкоровых и внутрикоровых магматических расплавов теперь значительно усилилась, поскольку она происходила в глубинных условиях повышенных давлений, температур и концентрации летучих, которые на могли с легкостью проникать через гранитизированные и консолидированные толщи. Менее разогретая и более мощная и консолидированная кора на тектонические напряжения могла реагировать путем разрывных деформаций, радиальных и тангенциальных перемещений крупных ее участков. В этой связи усилилась контрастность тектонических движений, возросло многообразие форм их проявления и различие в строении и дальнейшем геотектоническом развитии отдельных блоков и участков. Впервые возникает новый и широко распространенный тип подвижных линейных поясов – шовные прогибы, троговые опускания и т.п. – по границам консолидированных гранито-гнейсовых блоков архея. В нижнем протерозое также резко усилились процессы химической и механической дифференциации осадков и их транспортировки в подвижные зоны погружений.

Во внутрикоровых плутонических и метаморфических процессах существенно возросла роль воды, в связи с возможностью ее концентрации в глубинных зонах и за счет погружения на глубину насыщенных водой осадков. Среди эффузивов, развитых в активных подвижных поясах, все возрастающая роль стала принадлежать эффузивам более основного – преимущественно базальтоидного состава, особенно на периферических участках подвижных зон.

Нижнепротерозойский интрузивный магматизм, благодаря появлению глубокодифференцированных в подкоровых условиях магматических расплавов, отличается возникновением широкого спектра пород, свойственных габбро-диорит-плагиогранитной, габбро-перидотитовой, габбро-анортозитовой и другим формациям, каждая из которых приурочена к определенным структурно-фациальным зонам и этапам их развития.

На заключительных – инверсионных этапах ранне- нижнепротерозойского тектогенеза происходило новое глобальное проявление кислого магматизма, обусловившего возникновение обширных полей палингенных и реоморфических двуполевошпатовых гранитоидов и мигматитов (формация мигматит- и анатектит-гранитов), гранитизацию и метаморфизм осадочных и осадочно-вулканогенных толщ архея и нижнего протерозоя. Одновременно происходила дальнейшая дифференциация континентальной земной коры по строению и составу. Из ее глубинных зон выносились литофильные элементы (в том числе калий, привнос которого в верхние зоны определил появление калишпатовых гранитоидов), вследствие чего произошло разделение первичного гранитоидного слоя на гранулито-базитовый и собственно гранитный слои. Радиологический возраст пород этого раннепро-

терозойского этапа преобразования континентальной коры находится в пределах 2800–2600 млн. лет.

Завершение нижнепротерозойского тектогенеза привело к стабилизации нижнепротерозойских подвижных поясов. Среднепротерозойский субплатформенный геотектонический этап отличается от нижнепротерозойского сокращением площадей развития подвижных зон прогибов различных типов, завершением становления кратонов, формированием наиболее ранних платформ и переходом к качественно новому – собственно геосинклинальному геотектоническому этапу.

В среднем протерозое развитая мощная и дифференцированная земная кора на тектонические напряжения реагировала образованием глубоких расколов, зон растяжения и погружений. В этих зонах проявился интенсивный эффузивный магматизм – преимущественно базальтоидный, с тенденцией образования на поздних этапах контрастных дифференциатов. Сравнение эволюционных рядов среднепротерозойских вулканитов с вулканитами фанерозоя, выполненное Ю.Б. Богдановым, А.С. Воиновым и В.З. Негруца [3], позволило сделать вывод о их близости к вулканитам островных дуг.

Интрузии среднепротерозойского этапа развития земной коры преимущественно локализованы в зонах глубинных и оперяющих их разломов. Магматические породы представлены дифференцированными комплексами габбро–перидотитов, габбро–лабрадоритов, щелочных ультраосновных пород и щелочных габброидов, эндербитов–чарнокитов, щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов, порфировидных микроклиновых гранитов, гранитов–рапакиви, аляскитов. Глубокодифференцированные ультраосновные, основные, щелочные и ультракислые интрузии появляются впервые на данном геотектоническом этапе, радиологический возраст которого различными методами определен в пределах 2200–1650 млн. лет.

В дальнейшем образования архея, нижнего и среднего протерозоя служили фундаментом, на который лег платформенный чехол верхнего протерозоя и посткембрия.

Намеченная модель геологического развития земной коры и эволюции магматизма в нижнем докембрии, естественно, предельно схематизирована, но, как нам представляется, она способствует выявлению главных этапов формирования земной коры в целом, а также позволяет объяснить наблюдающиеся закономерности в эволюции докембрийского магматизма, в том числе ведущую роль вулканизма при формировании первичного гранитоидного слоя.

В качестве наиболее общих могут быть сделаны выводы о том, что на ранних стадиях геологической эволюции Земли ведущая роль в формировании континентальной коры принадлежала эндогенным процессам, связанным с расслоением вещества Земли и образованием ее внешних оболочек. Эволюция докембрийского магматизма неразрывно связана с эволюцией самой коры – изменением ее мощности, степени дифференциации по строению и составу, термодинамического и тектонического режима.

ABSTRACT

The oldestrocks have been preserved in places on the shields and crystalline basements of platforms. The study of these enables one to judge of the character of magmatism lithogenesis, metamorphism and other geological processes determining the earth's crust evolution at the earliest stages of its formation. As a result of the detailed study of the oldest supercrustal formations and franitoids in the Baltic Shield area it is found that they are mainly varied metamorphosed effusive and volcanogenic rocks – andesites, andesite–dacites, quartz porphyries and their tuffs, pyroclastic, laval and other volcanogenic rocks – with which similar in composition granitondstonalites, granodiorites, plagiogranites are closely associated. In total they form the single primary crustal volcanoplutonic formation of which the oldest rocks give ages of 3600–3440 m.y. The rocks of the primary crustal formation are slightly differentiated and, on the average, are similar to andesite–dacites in camposition. More frequently rhey are metamorphosed under conditions of amphibolite facies but analogous by origin complexes having experienced metamorphism under conditions of granulite facies (enderbites, plagiopyroxene granites and the like) are also abundant in the Baltic Shield and other regions.

The study of relations between the oldest ignekus rocks of the granitoid layer and basaltoids makes it possible to conclude that basaltic shell and the granitoid layer of the earth's crust formed synchronously. When forming the latter the active volcanic activity controlling the arrival of the most easily fusible magmatic products mainly of andesite–dacite composition at the surface was a leading process. With achieving sufficient thickness of volcanogenic–sedimentary strata the injection in them of new portions of the andesite–dacite melts of both abyssal and palingenic origin gave rise to intrusive complexes of rocks of tonalite–granodiorite series with a wide range of abyssal facies characterictic of it.

Later on the gradual growth of the thickness of the granitoid layer and of the eatth's crust, on the thickness of the granitoid layer and of the earth's crust, on the whole, its progressing cooling and consolidation 9 and atmosphere and hydrosphere evolution were responsible for a change to a qualitatively new gektectonic stade if the earth's crust evolution at the borderline of Archean and Proterozoic. Its onset was marked by globally snown processes of ultrametamorphism and metamorphism of abyssal zones of the granitoid layer. Since this oldest diastrophism the style of tectonics, the character of magmatism hypergenesis and lithogenesis nave essentially changed in connection with anhancing consolidation of the earth's crust, increasing in the contrast of tectonic movements, arising deeply differentiated magmatic melts under subcrustal and crustal conditions, considerable enhancing the processes of chemical and mechanical sediment differentiation and in connection with olher factors of further evolution of the esrth's crust and magmatism during Pre–Cambrian and Post–Cambrian resulting from the foregoing.

ЛИТЕРАТУРА

1. И.Д. Батиева, И.В. Бельков. Гранитоидные формации Кольского полуострова. – В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. "Наука", Л., 1968.
2. И.Д. Батиева, И.В. Бельков. Эволюция кислого магматизма в докембрии. В кн.: Проблемы геологии докембрия. "Наукова думка". Киев, 1971.
3. Ю.Б. Богданов, А.С. Воинов, В.З. Негруца. Основные закономерности докембрийского вулканизма восточной части Балтийского щита. – В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. "Наука". Л., 1971.
4. С.Б. Лобач-Жученко, К.О. Кратц, Э.К. Герлинг, И.М. Горохов, Т.В. Кольцова, И.М. Морозова, И.Н. Крылов, В.П. Чекулаев, Ю.Д. Пушкарев, В.Д. Спринцсон, А.А. Алферовский. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. "Наука", Л., 1972.
5. Л.И. Салоп. Общая стратиграфическая шкала докембрия. "Недра", Л., 1973.
6. А.В. Сидоренко. Проблемы осадочной геологии докембрия. – Сов.геол., 1963, № 4.
7. А.В. Сидоренко. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и посткембрия. – Докл. АН СССР, серия геол., 1969, 186, № 1.

И. Д. БАТИЕВА

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Новые данные по петрологии щелочных гранитоидов получены на основе детального исследования щелочно-гранитного магматизма Кольского полуострова, где щелочные граниты слагают многочисленные массивы. Они являются наиболее древними среди аналогичных формаций мира и могут служить эталоном для сравнения с ними проявлений щелочно-гранитного магматизма на более молодых платформах и зонах тектоно-магматической активизации.

Выделенная на Кольском полуострове формация щелочных гранитов-сиенитов представлена разнообразными породами, что создает благоприятные предпосылки для структурно-тектонических, петрографических исследований и изучения вопросов петрогенезиса.

Общей геологической предпосылкой появления на Балтийском щите среднепротерозойской формации щелочных гранитов-сиенитов послужило формирование к этому времени достаточно мощной (30-40 км) и жесткой коры, в которой могли возникать расколы, достигавшие больших глубин, по которым выводились дифференцированные магматические расплавы, определившие все разнообразие среднепротерозойского магматизма – основного, ультраосновного, щелочного и кислого.

Цифры радиологического возраста среднепротерозойских эффузивно-осадочных серий укладываются в пределы 2200-1800 млн.лет [5]. Возраст щелочных гранитов - 1950-1830 млн.лет.

Массивы щелочных гранитов локализованы в зонах глубинных и оперяющих их разломов и отличаются значительным разнообразием в зависимости от их структурно-тектонической позиции, размеров, формы, взаимоотношений с вмещающими породами рамы, глубины эрозионного среза, фациального типа и других особенностей. В нижнем структурном этаже массивы щелочных гранитов имеют форму протяженных даек, штокообразных массивов. Среди стратифицированных толщ верхнего структурного этажа размещаются межформационные интрузии, приуроченные к зонам плоских надвигов, межпластового скольжения, полостей отслоения крупных складок.

О первично-магматическом генезисе щелочных гранитов свидетельствует комплекс многообразных признаков. К важнейшим из них относятся: приуроченность щелочных гранитов к зонам глубинных разломов, являющихся также путями проникновения основных, ультраосновных, щелочных и кислых магм; нахождение массивов щелочных гранитов среди пород различных структурно-тектонических этажей и самого различного петрографического состава - ультраосновных и основных, умеренно-кислых и кислых, изверженных и осадочно-метаморфических; разнообразие геологического строения массивов; многофазное строение отдельных массивов; автономное внутреннее строение массивов, проявившееся в наличии закономерной ориентировки цветных минералов, не зависящей от тектонических элементов пород рамы; преобладание весьма резких, нередко эруптивных брекчий, присутствие ксенолитов и шлиров; наличие дифференцированных серий пород и закономерное изменение их минерального состава в зависимости от глубины становления интрузивов; закономерное изменение содержания и соотношения редких и рассеянных элементов в породах и породообразующих минералах дифференцированных серий пород; развитие приконтактных фаций минерализованных гранитов в прикровлевых частях массивов; термальное и метасоматическое преобразование вмещающих пород в зонах контактов; пространственно-сопряженная связь с массивами щелочных гранитов серий дифференцированных пегматитов.

Детальное изучение минерального состава щелочных гранитов позволило выделить среди них следующие главнейшие группы пород: 1) эгирин-арфведсонитовые граниты, 2) лепидомелан-феррогастингситовые граниты, 3) авгит-лепидомелановые гранодиориты, 4) граносиениты и кварцевые сиениты, 5) щелочные сиениты и миаскиты.

Наиболее распространены породы первых трех групп. По площади около 80% занимают эгирин-арфведсонитовые граниты, на долю гранодиоритов и граносиенитов приходится около 20%, на щелочные и нефелиновые сиениты приходится менее 1% площади. Первые, как правило, слагают небольшие по мощности пластообразные тела, располагающиеся на границе структурных этажей или в верхних структурных этажах. Гранодиориты и граносиениты обычно залегают

среди пород нижнего структурного этажа и образуют дайкообразные и штокообразные тела. При подсчете объема, занимаемого различными группами гранитоидов на глубину 10 км, на долю эгирин-арфведсонитовых гранитов приходится около 30% объема, на долю гранодиоритов и граносиенитов – около 70% объема.

Щелочные гранитоиды обычно являются полнокристаллическими породами с равномернозернистым или порфировидным сложением.

Породообразующие минералы гранитоидов и щелочных пород имеют переменный состав: плагиоклаз – от андезина до альбита; пироксен – от авгита до эгирина; амфибол – от феррогастингсита к катофориту–арфведсониту и рибекиту.

Характерные акцессорные минералы щелочных гранитов: циркон, ильменит, сфен, апатит, ортит, чевкинит, бритолит, эвксенит, астрофиллит, фергусонит, пирохлор и др.

Распределение акцессорных и породообразующих минералов в гранитоидах зависит от глубины эрозионного среза массивов и коррелируется с особенностями петрографического состава. Четко наблюдается зависимость парагенезисов гранитоидов от щелочности и потенциала кислорода.

Спецификой химического состава щелочных гранитоидов является их повышенная железистость, высокое отношение FeO: MgO и нарастающая агпаитность. При этом в ряду авгит – лепидомелановый гранодиорит – лепидомелан – феррогастингситовый гранит – эгирин-арфведсонитовый гранит наблюдается закономерное увеличение этих параметров, а также закономерное изменение содержания Al_2O_3, CaO, MgO, K_2O в зависимости от увеличения содержания SiO_2. От авгит–лепидомелановых гранодиоритов к лепидомелан–феррогастингситовым гранитам и эгирин–арфведсонитовым гранитам происходит увеличение содержания рубидия, цезия, галлия, редких земель, иттрия, циркония, ниобия, свинца, цинка, олова, никеля и уменьшение содержания стронция, бария, меди, ванадия, кобальта, хрома. Эта тенденция проявлена как при сравнении главных групп пород, так и в вертикальном разрезе дифференцированных пластообразных интрузивных тел. Закономерно изменяются отношения содержания щелочных и щелочно–земельных редких элементов в зависимости от содержания родственных петрогенных элементов (табл. 1).

Выявленные закономерности распределения породообразующих и акцессорных минералов и элементов пород щелочно–гранитоидной серии позволяют рассматривать кристаллизационную дифференциацию в качестве реального и главного фактора эволюции родоначальной магмы.

Исходный состав магмы, давшей все разнообразие щелочных гранитоидов, по–видимому, отвечал авгит–липедомелановым гранодиоритам. В табл. 2 показано, что с удалением из гранодиоритового расплава части плагиоклаза и авгита остаточный расплав может приобретать состав, соответствующий лепидомелан–феррогастингситовым и эгирин–арфведсонитовым щелочным гранитам.

Таблица 1

Изменение отношения элементов в зависимости от содержания SiO_2 в последовательном ряду дифференцированной серии щелочных гранитоидов

Породы	SiO_2	K/Rb	Ca/Sr	Ba/Sr	Mg/Li	Al/Ga
Эгирин-арфведсонитовые граниты (60)	74,13	156	28	4,5	3,5	1968
Лепидомелан-ферро-гастингситовые граниты (16)	70,06	250	46	4,1	39	2335
Авгит-лепидомелановые гранодиориты (4)	68,02	344	67	2,3	529	4162

Таблица 2

Изменение состава магматического остатка при удалении части плагиоклаза и авгита из гранодиорита

Окислы	Авгит-лепидомелановый гранодиорит (ср. состав)	Состав по пересчету. Удалено из гранодиорита		Лепидомелан-ферро-гастингситовый гранит (ср.состав)	Эгирин-арфведсонитовый гранит (ср. состав)
		20% Pl_{40} и 5% авгита	30% Pl_{40} и 10% авгита		
SiO_2	68,02	71,0	75,0	70,06	74,13
TiO_2	0,72	0,9	0,8	0,59	0,33
Al_2O_3	14,56	13,1	11,1	12,45	11,06
Fe_2O_3	1,89	2,4	2,6	2,43	2,51
FeO	2,25	2,2	1,6	3,16	1,92
MnO	0,06	0,07	0,08	0,10	0,07
MgO	1,21	0,8	0,05	0,34	0,07
CaO	2,28	1,6	0,3	1,97	0,44
Na_2O	3,88	3,1	3,0	3,38	4,01
K_2O	3,55	4,7	5,6	4,44	4,70

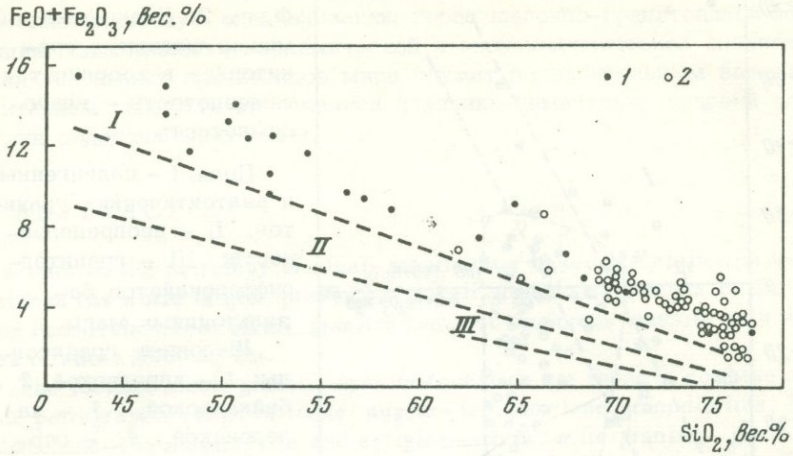
Удаление из родоначальной гранодиоритовой магмы плагиоклаза и авгита приводит к ее обеднению глиноземом, магнием и кальцием и обогащению кремнеземом, железом и щелочными элементами, в первую очередь – калием, что способствует расширению поля кристаллизации щелочных полевых шпатов, а в условиях возрастания значений химических потенциалов щелочей приводит к образованию агпаитовых щелочных гранитов.

Наиболее благоприятными условиями для полной реализации процессов кристаллизационной дифференциации в промежуточных очагах являются условия длительного тектонического покоя.

Образование родоначальной магмы щелочных гранитоидов представляется наиболее вероятным в процессе селективной выплавки базальтоидной магмы из мантийного (подкорового) материала и последующем ее разделении, что согласуется с экспериментальными данными.

В щелочных гранитоидах главными цветными минералами являются высокожелезистые: арфведсонит, феррогастингсит, эгирин, эгиринавгит, лепидомелан, энигматит. Им свойственно резко повышенное содержание железа, циркония, ниобия, тантала, редких земель, фтора, что в известной мере роднит их с типичными щелочно-ультраосновными и щелочными комплексами, для которых обоснована их связь с глубинными подкоровыми базальтоидными очагами [2,4].

При рассмотрении возможных путей образования родоначальной магмы щелочных гранитоидов имелось в виду то обстоятельство, что интрузиям щелочных гранитов на Кольском полуострове предшествовало мощное проявление базальтоидного магматизма в линейных подвижных зонах. Составы кольских щелочных гранитоидов на диаграмме, предложенной А.Н.Виноградовым [1] для разделения дифференциационных рядов толеитовых, андезитовых магм и коровых гранитов, закономерно ложатся на продолжении составов эффузивных пород имандра–варзугской базальтоидной серии (фиг. 1). Среди последних ранее были описаны и кератофиры [6], близкие по составу щелочным гранитам. Установлено также присутствие в небольшом количестве среди эффузивов имандра–варзугской серии дацитов и андезитов. Отсутствие значительного проявления кислых эффузивов среди имандра–варзугской базальтоидной серии объясняется, по-видимому, тем, что при селективной выплавке из мантии базальтоидной (толеитовой) магмы кислые дифференциаты последней, вследствие большой вязкости и длительности отделения и разделения, внедрялись позднее и образовали интрузивные тела щелочных гранитоидов. При этом первоначальный состав кислого остатка приближался к гранодиориту (дациту) – высокожелезистому, малоглиноземистому со щелочной тенденцией. Одновременно с отделением кислого остатка, возможно, отделялись и небольшие объемы собственно щелочного расплава. При разделении толеитовой магмы с выделением кислых и щелочных расплавов могли происходить процессы ликвации [7]. Имеющиеся наблюдения не противоречат сделанному допущению и скорее его подтверждают.



Фиг. 1. Диаграмма соотношения содержания кремнезема и окислов железа в эффузивах имандра-варзугской серии (*1*) и щелочных гранитоидах Кольского полуострова (*2*)

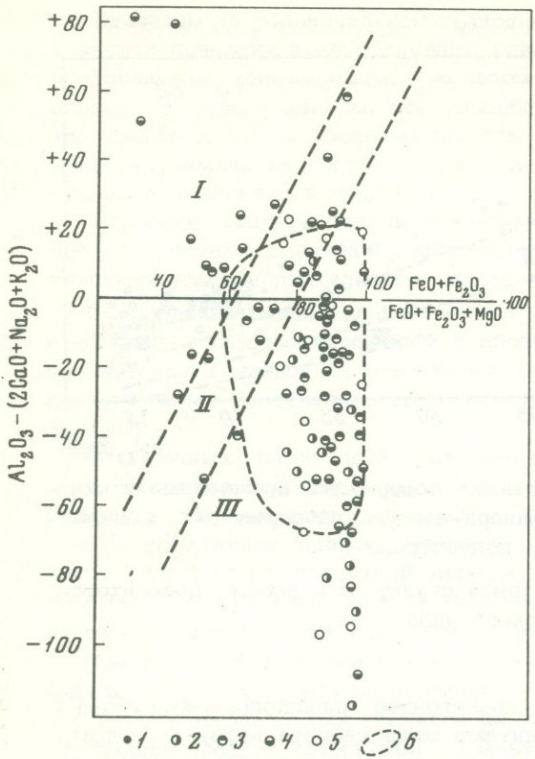
Поля: I – породы толеитовой серии; II – породы андезитовой серии; III – породы салического ряда

Сопоставление щелочных гранитоидов Кольского полуострова с некоторыми щелочными гранитами мира свидетельствует о том, что в большинстве регионов размещение массивов щелочных гранитов контролируется глубинными тектоническими разломами, связанными с радиальными и тангенциальными перемещениями блоков земной коры и с оперяющими разломами следующих порядков. Преобладающим типом интрузий щелочных гранитов являются дайки, пластинообразные тела, штоки, кольцевые и т.п. интрузии центрального типа, нередко многофазные. Возраст интрузий находится в пределах от среднего протерозоя до кайнозоя. Как правило, щелочные граниты появляются на завершающих этапах тектогенеза, определяющих становление платформенного режима, или в зонах платформенной активизации.

Интрузиям щелочных гранитов во многих хорошо изученных районах сопутствуют вулканиты, интрузивные основные и щелочные породы.

Во многих районах также наблюдается связь эгирин-авгитовых, эгириновых, гастингситовых, арфведсонитовых и рибекитсодержащих гранитов с гранитами, гранодиоритами и граносиенитами, содержащими биотит, обыкновенную роговую обманку, авгит, геденбергит, фаялит.

Характерной петрохимической особенностью щелочных гранитов всех регионов и возрастов является повышенная щелочность и железистость, связанная с низким содержанием в них магния, кальция



Фиг. 2. Диаграмма химизма щелочных гранитоидов в координатах железистость – глиноземистость

Поля: I – палингенных и анатектических гранитов; II – неопределенности; III – гранитов-дифференциатов базальтоидных магм

Щелочные гранитоиды: *1* – карельской, *2* – байкальской, *3* – каледонской, *4* – герцинской, *5* – альпийской эпохи стабилизации; *6* – поле щелочных гранитоидов Кольского полуострова

и алюминия при одновременном повышенном содержании щелочей и железа. На диаграмме глиноземистость – железистость, предложенной В.А. Кутолиным [3] для разделения гранитов-дифференциатов базальтоидных магм от палингенных и анатектических коровых гранитов, большинство анализов щелочных гранитов попадает в поле дифференциатов базальтоидных магм (фиг. 2, поле III). В то же время некоторая часть анализов попадает в поле неопределенности (фиг. 2, поле II) или поле палингенных (фиг. 2, поле I) гранитов. Поэтому нельзя исключить возможность, что часть пород, относимых к формации щелочных гранитов, имеет иной генезис и иную формационную принадлежность. В то же время для магм большинства типичных щелочных гранитов мира, как и для щелочных гранитов Кольского полуострова, наиболее вероятно подкоровое происхождение, за счет отделения при выплавлении базальтов магм гранодиоритового, граносиенитового или монцонитового состава и их последующей дифференциации. Эволюция этих расплавов в направлении образования агпаитовых гранитов обусловливает возможность существенного понижения температуры их кристаллизации, способствует накоплению в них летучих, прежде всего фтора, а также геохимически с ними связанных редких элементов – циркония, редких

земель, ниобия, тантала и др., определяющих геохимическую и металлогеническую специализацию пород щелочно-гранитоидной формации. Однотипность геохимической и металлогенической специализации щелочных гранитоидов мира служит дополнительным важным критерием общности их генезиса и физико-химических условий эволюции родоначальных магм.

ABSTRACT

New data on the petrology of alkali granites are based on detailed investigation of the world largest province of alkali granitic magmatism on the Kola Peninsula where alkali granites compose numerous massifs with an area of above 3000 sq km.

The rocks of alkali granite–syenite formation are found to combine a wide petrographic range of rocks: augite–lepidomelane granodiorites, lepidomelane–ferrohastingsite and aerigine–arfvedsonite granites, granosyenites, syenites and nepheline syenites. The alkali granites of the Kola Peninsula represent typically magmatic formations connected with the magmatism of the Pre-Cambrian platform stabilization stage in Middle Proterozoic. Magma formation of the alkali granitoids occured during the process of selective fusion of basaltoid magma from the mantle (subcrustal) material. The initial composition of acid residue thereby separated approached that of granodiorite (dacite) rich in iron, poor in alumina, with an alkali trend. A small amount of alkali melt seemed to separate in parallel with the acid residue. The processes of liquation could play a role in fractionation of the tholeiitic magma with the separation of the acid and alkali melts. Crystallization and emanation differentiation took a leading part in futher transformation of the acid and alkali residues.

The favourable condition for the most complete accomplishment of the crystallization differentiation processes with agpaitic alkali granite formation is taht of a relative tectonic peace.

Data on alkali granites throughout the world in comparison with the investigated alkali granites of the Kola Peninsula point to the possibility of alkali granite formation by crystallization from juvenile magmatic melts evolving towards depletion in alumina, Ca and Mg and enrichment in silica and Fe. Crystallization of similar residual melts under conditions of increasing the values fof chemical potentials of alkali elements occurs towards formation of agpaitic paragnensises of the alkali granites in which more acid plagioclase is accompanied by more alkali pyroxenes, amphyboles displacing paragenensises with augite and ferrohastingsite pertinent to the original magmas.

Agpaitic granitic melt evolution is responsible for the possibility of essential falling temperatures during the crystallization, favours the accumulation of volatiles, primarily F, as well as trace elements related to them geochemically, such as Zr, rare earths, Nb, Ta, Li, Rb etc., controlling geochemical and metallogenic specialization of alkaligranitoid formation rocks.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.П. Виноградов. Петрохимические особенности и условия генерации гранитных магм вулканических ассоциаций. – В сб.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып. 2. Апатиты, 1971.
2. О.А. Воробьева. Щелочные породы СССР. – Докл. сов. геологов на XXI сессии Международного геол. конгресса. Проблема 13. М., Изд-во АН СССР, 1960.
3. В.А. Кутолин. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. – Геол. и геофиз., 1964, № 2.
4. А.А. Кухаренко, М.П. Орлова, А.Г. Булах, Э.А. Багдасаров, О.М. Римская-Корсакова, Е.И. Нефедов, Г.А. Ильинский, А.С. Сергеев, Н.Б. Абакумов. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. "Недра", 1965.
5. С.Б. Лобач-Жученко, К.О. Кратц, Э.К. Герлинг, И.М. Горохов, Т.В. Кольцова, И.М. Морозова, И.Н. Крылов, В.П. Чекулаев, Ю.Д. Пушкарев, В.Д. Спринцсон, А.А. Алферовский. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. "Наука". Л., 1973.
6. Н.И. Соустов. Протерозойская спилито-диабазовая формация Имандра – Варзуга на Кольском полуострове. – Труды Ин-та геол. наук, 1940, вып. 26, петр. серия, № 9.
7. Н.И. Хитаров, В.А. Цугин, И.А. Солдатов, И.Д. Шевалевский. Ликвация в оливиновом толеите (экспериментальные данные). – Геохимия, 1973, № 12.

Р. Б. БАРАТОВ

ОСОБЕННОСТИ ПЕТРОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ТАДЖИКИСТАНА

Таджикистан – горная страна с прекрасной обнаженностью, чрезвычайной интенсивностью и многообразием интрузивных и вулканических процессов, что позволяет рассматривать этот регион в качестве одного из "полигонов" для выяснения ряда актуальных вопросов геологической петрологии (в понимании Г.Д. Афанасьева) и формационного анализа магматических образований. Постановка и решение этих вопросов стали возможными в итоге обобщения геолого-петрографических материалов усилиями В.А. Николаева, В.И. Попова, Х.М. Абдуллаева, Е.Д. Карповой, Н.К. Морозенко, Н.П. Васильковского, И.К. Никитина, Е.Н. Горецкой, М.Х. Хамидова, С.М. Бабаходжаева, А.Х. Хасанова, В.И. Буданова, А.М. Месхи, А.Т. Тарасенко, Э.А. Дмитриева, И.В. Мушкина, В.А. Кутенца, С.И. Щукина, В.С. Луткова и других. Значительный прогресс в данной области был достигнут в последние годы, что нашло наиболее полное отражение в трудах II Среднеазиатского петрографического совещания.

Территория Таджикистана образует сложный узел, где сходятся ветви двух гетерогенных геосинклинально-складчатых поясов – палеозойского Урало-Тяньшанского (системы Срединного и Южного Тянь-Шаня, Северного Памира, Куньлуня) и мезо-кайнозойского Гималайско-Альпийского (системы Каракорума, Южного Памира). Главные черты структурного плана и соотношения тектонических (структурно-формационных) зон в складчатых системах Памира и Тянь-Шаня обусловлены особенностями расположения древних геоантиклинальных и срединных массивов – Таримского, Гиссаро-Каратегинского (Каракумо-Гиссаро-Дарвазского), Курамино-Ферганского, Южнопамирского.

Кроме продольной субширотной зональности, в строении складчатых систем немаловажную роль играют поперечные глубинные дислокации, которые разделяют складчатые системы и зоны на отдельные блоки, характеризующиеся иногда существенными различиями в магматизме и оруденении.

К Срединному Тянь-Шаню в пределах Таджикистана относится Кураминская зона. Главные черты ее магматизма обусловлены неглубоким залеганием жесткого докембрийского фундамента, раздробленного в позднем палеозое в результате воздействия соседних геосинклинальных зон. Структура зоны блоково-складчатая, мощность коры понижена до 40–45 км, а изолинии глубин залегания геофизических разделов отличаются сложным строением. По данным зону характеризуют: высокая магмонасыщенность при преобладании гранитоидных формаций: разнообразие наземных вулканических и вулкано-плутонических ассоциаций, многие из которых обладают повышенной щелочностью калиевого характера (трахиандезитовая, трахилипаритовая, монцонитоидная, дацит-трахиандезитовая и др.); широкое развитие поясов и полей даек гранитоидного и базальтоидного ряда.

Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня (Гиссаро-Алай) разделяется на структурно-формационные зоны: Зеравшано-Туркестанскую, Зеравшано-Гиссарскую, Южно-Гиссарскую и Гармский, Байсунский кристаллические массивы. По геофизическим данным наблюдается уступообразное понижение границы Мохо от Байсунского и Гармского блоков (38–45 км) к Южно-Гиссарской (44–46 км) и Зеравшано-Гиссарской (46–50 км) зонам.

Зеравшано-Туркестанская и Зеравшано-Гиссарская зоны относятся к категории миогеосинклинальных, магматические образования играют здесь резко подчиненную роль (менее 10% площади зон).

Южно-Гиссарская зона характеризуется регенерацией эвгеосинклинального режима на докембрийском кристаллическом основании и чрезвычайной активностью магматических процессов. Это позволяет выделять ее в качестве особой магматической зоны или краевого магматического пояса Южного Тянь-Шаня. В зоне представлен почти полный набор герцинских магматических формаций геосинклинально-складчатых областей: гипербазитовая, габбровая, плагиогранитовая, спилит-кератофировая, андезитовая, гранодиоритовая, гранитная,

дацит-липаритовая, монцонит-трахиандезитовая, щелочно-базальтоидная. Гранитоидные формации слагают до 50% площади зоны.

Гармский и Байсунский блоки сложены метаморфическими породами амфиболитовой фации с полистадийным проявлением регионального и плутоно-метаморфизма от докембрия до ранне- позднегерцинской эпох. Для Гармского блока типичны следующие раннегерцинские формации ($Д_{2-3}$): перидотитовая, пироксенит-габбровая, кварц-диорит-плагиогранитная, своеобразная гранитоидная (кордиеритовые гранитоиды), гранитная. Отмечается преобладание гранитоидов, временная близость и пространственное сопряжение продуктов подкоровых и коровых магм, широкое развитие процессов анатексиса и магматического замещения с образованием высокоглиноземистых гранитоидов. В позднегерцинский период в связи с процессами отраженной активизации (С-Р) в Гармском и Байсунском блоках протекала магматическая деятельность, синхронная с инверсией и орогеническими движениями в смежных позднепалеозойских геосинклинальных прогибах.

Во всех тектонических зонах Гиссаро-Алая среди магматических формаций доминируют гранитоиды натрий-калиевого и калиевого ряда, связанные с этапом образования в среднем-позднем карбоне сложно построенного складчатого поднятия. Гранитоидный ряд начинался кварц-монцо-диоритовыми и гранодиоритовыми и заканчивался гранитными и лейкогранитными формациями.

Начиная с ранней перми, различия в свойствах отдельных зон Гиссаро-Алая еще более стираются, и в условиях сводово-глыбовой тектоники формируются: полифациальная дацит-липаритовая (P_1), щелочно-гранитоидная ($P_2 - T_1$), щелочно-базальтоидная (Т) формации.

В состав позднегерцинской Северопамирской системы входят Северная и Южная зоны. Северная зона – эвгеосинклиналь уральского типа с широким развитием герцинского инициального магматизма, близко одновременного с южногиссарским (гипербазитовая, спилит-диабазовая, кварц-альбитофировая формации) и гранитоидов натрового, калий-натрового ряда (габбро-плагиогранитовая, тоналит-гранодиоритовая формации).

Южная зона характеризуется неглубоким залеганием кристаллического фундамента, сокращенной мощностью земной коры и блоковым строением. Основные тектоно-магматические процессы на ее территории происходили в поздней перми – триасе и сопровождались формированием сближенных во времени формаций – андезито-базальтово-порфиритовой, гипербазитовой, габбро-плагиогранитовой (габбро-диорит-диабазовой), гранитоидной (Т), при определяющей роли последней. Южная зона по набору и возрасту формаций отличается от типичных герцинских структур и представляет собой своеобразный блок ("сиалическое ядро"), занимающий промежуточное положение между герцинидами Южного Тянь-Шаня, Северного Памира, с одной стороны, и киммеридо-альпидами Южного Памира – с другой.

Складчатой системе Южного Памира свойственны высокое положение докембрийского кристаллического фундамента и не совсем обычные для геосинклинальных структур магматические формации. Среди них наиболее распространены меловые гранитоиды калиевого ряда. Геосинклинальный магматизм в одних зонах вообще не проявился, в других – сильно редуцирован. Южнопамирская система включает зоны Центрального, Юго-Восточного, Юго-Западного Памира и Рушанско-Пшартскую.

Центральный Памир располагается в северном обрамлении Альпийско-Гималайского пояса, имеет складчато-глыбовое строение и состоит из выступов фундамента на флангах зоны и неглубоких фанерозойских прогибов. Несмотря на относительно небольшую площадь, он выделяется среди других зон Памира как особая петрографическая и геохимическая провинция. Вулканизм разнообразен, многоэтапен и имеет повышенную щелочность (базальт-трахитовая, кварц-кератофировая, трахибазальтовая, базальт-андезит-липаритовая, оливин-базальтовая, лейцит-базальтовая формации). Среди плутонических образований преобладают гранитоиды мел-палеогенового возраста (габбро-диоритовая, габбро-гранитная, сиенит-гранитная, лейкогранитная, мигматит-гранитная, гранитоидно-порфировая формации). Их характерные черты: увеличенная щелочность при примерно равных соотношениях калия и натрия, повышенная роль габброидов и диоритов среди ранних членов ассоциаций, высокая магнитная восприимчивость, большое значение процессов анатексиса, магматического замещения и щелочного метасоматоза, преимущественно натрового (альбитизация, нефелинизация). Палеоген-неогеновые формации оливин-базальтового, трахибазальтового, калиевого щелочно-габброидного ряда имеют внезональный характер.

Рушанско-Шпартская зона – структура ранней $T_3 - I_1$ –консолидации с миогеосинклинальным набором осадочных формаций и преобладанием мезозойских калиевых гранитоидов.

Юго-Восточный Памир представляет собой парагеосинклинальный прогиб на докембрийском кристаллическом основании с четко проявленной блоковой структурой и мощным орогенным гранитоидным магматизмом калиевого характера (гранодиоритовая, гранитная формации). Характерны вулкано-плутонические ассоциации латит-монцонитоидного, гранодиорит-дацитового, гранит-липаритового состава. Особо интересен своеобразный интрузивно-эффузивный Аксуйский массив, связанный с прорывом на поверхность монцонитоидного (латитового) расплава из камеры крупного плутона.

Юго-Западный Памир – срединный массив, сложенный докембрийскими метаморфическими породами амфиболитовой и гранулитовой фаций, обладающий аномально высокой мощностью земной коры (50-52 км) за счет роста гранитно-метаморфического слоя и испытавший в палеозое, мелу и неогене процессы тектоно-магматической активизации. Вероятно, с собственно докембрийской историей Юго-Западного Памира связано формирование гипербазитовой, габбро-амфиболитовой, эндербит-чарнокитовой, мигматит-гранитной форма-

ций. Однако максимальное распространение получили меловые высокоглиноземистые силлиманитсодержащие гранитоиды, образовавшие громадные плутоны в результате палингенеза на границе архейского и протерозой-фанерозойского структурных этажей.

Таким образом, Таджикистан в целом вырисовывается как регион с мощно развитой корой континентального типа и отчетливым преобладанием гранитоидов внутрикорового происхождения (область салического и фемическо-салического типа, по Д.С.Харкевичу). Магматические формации Таджикистана являются продуктами деятельности различных по генезису и составу магм: первичных - гипербазитовой, базальтовой, гранитоидной и вторичных (аномальных) - трахибазальтовой (эссекситовой), трахиандезитовой (монцонитоидной), щелочно-гранитоидной, нефелин-сиенитовой и др. На фоне этих общих закономерностей выявляются некоторые частные особенности магматических формаций региона. Относительная роль и состав тех или иных формаций в разных структурах Таджикистана зависят от их глубинного строения и геотектонического режима. При сопоставлении эв- и миогеосинклинальных зон и геоантиклинальных (жестких) блоков в последних выявляется усложнение схем эволюции магматических процессов. Это обусловлено совмещением в их пределах собственных геосинклинальных (геоантиклинальных) формаций и "ксеногенных" магматических проявлений, связанных с процессами отраженной активизации. Гипербазит-базитовый магматизм в сочетании с гранитоидами натрового ряда более типичен для герцинских эвгеосинклинальных зон Гиссаро-Алая и Северного Памира. Вулканоплутонические ассоциации свойственны ранним или, наоборот, завершающим этапам развития складчатых систем. В первом случае они представлены натровыми вулканитами и гранитоидами (спилит-кератофировая, спилит-диабазовая, кварцево-альбитофировая, габбро-плагиогранитовая формации), во втором - калиевыми и натрий-калиевыми (дацит-липаритовая, гранодиорит-гранит-порфировая, латит-монцонитоидная и другие формации).

Во всех изученных зонах проявлены щелочно-базитовые формации, характеризующие субплатформенные стадии развития складчатых областей или связанные с процессами тектоно-магматической активизации консолидированных структур. Наиболее полно изученная раннемезозойская щелочно-габброидная (щелочно-базальтоидная) формация Южного Тянь-Шаня образует две ветви дифференциации магмы (субформации): долерит-кринанитовую (тешенитовую) и камптонит (мончикит) - лимбургитовую. Петрологические особенности щелочных габброидов и наличие в них включений барофильных пород (шпинелевые, гранатовые пироксениты) убеждают в мантийном источнике их магмы. Наиболее реальным является предположение о трахибазальтовом (эссекситовом) ее составе. Привлекает внимание богатство пород формации гранитофильными элементами - калием, алюминием, свинцом, оловом, бериллием, фтором, редкими землями. Однако остается неясным, обогатилась ли магма "некогерентными" элементами при магмогенерации (глубины 100-150 км) или в

процессе активного взаимодействия с породами коры. Изучение ксенолитов пород, захваченных колонной расплава на разных уровнях, не позволяет считать решающим второй фактор. Не исключено, что в процессе магмообразования происходил привнос калия и геохимически родственных ему элементов из слабодифференцированной части мантии.

Как отмечено выше, среди продуктов магматизма в Таджикистане максимальным распространением пользуются разнообразные гранитоидные формации. Эндербит-чарнокитовая формация связана с глубинной кристаллизацией "сухих" расплавов, образующихся при плавлении нижних частей земной коры (метаморфиты гранулитовой фации). Габбро-норит-монцодиоритовые и латит-монцонитоидные серии частично конвергентны с чарнокитами по минеральному составу и химизму, но формируются в условиях иного тектонического режима и гипабиссальных фаций глубинности. Габбро-плагиогранитовые, тоналит-гранодиоритовые формации натрового ряда, становление которых следует сразу за излияниями спилит-диабазового, кварцево-альбитофирового состава, по-видимому, формируются при палингенезе сиалической части коры в связи с подъемом крупных масс базальтовой магмы. Натровый характер всей вулкано-плутонической ассоциации, возможно, определялся потоками натровых растворов. Суммой этих факторов мог быть обусловлен своеобразный геохимический профиль гранитоидов, занимающих по содержанию редких элементов промежуточное положение между гранитоидами "сиалического" и "базальтоидного" ряда.

Типичные щелочно-гранитоидные формации и тесно связанные с ними щелочные и нефелиновые сиениты (P_2–T_1) достаточно широко представлены только в Гиссаро-Алае. Их происхождение трудно объяснить каким-либо одним петрогенетическим фактором. Одной из возможных причин генезиса щелочных гранитоидов являются процессы сиалического магмообразования в нижних частях коры при высокой роли глубинных щелочных растворов.

Большинство крупных гранитоидных плутонов калиевых и натрий-калиевых щелочноземельных гранитоидных формаций инверсионного и орогенного этапов приурочено к блокам выходов или неглубокого залегания кристаллического основания, точнее, – к их границе со смежными геосинклинальными прогибами. Указанная позиция гранитоидных тел фиксирует их положение на границе докембрийского фундамента и фанерозойского осадочно-вулканогенного чехла. По геофизическим данным, значительная часть синхронных гранитоидных массивов Гиссаро-Алая и Памира соединяется на глубине в огромные плитообразные тела мощностью 4–8 км. Не наблюдается достаточно четкой связи крупных плутонов с определенными разломами. Скорее, процессы гранитообразования захватывали ограниченные разломами блоки земной коры, приводя к почти полной их консолидации. Геолого-структурная позиция гранитоидных формаций инверсионного и орогенного этапов отражает наиболее высокое положение области палингенеза и магматического замещения.

Все изученные формации подразделяются на две группы. Первые четко привязаны к определенным относительно небольшим тектоническим блокам (пермские гипербазитовая, габбро-плагиогранитовая и триасовая гранитоидная формации Южной зоны Северного Памира и др.). Кроме них, имеются "сквозные" магматические ассоциации, охватывающие целую систему блоков земной коры и обладающие отдаленными связями с развитием тех или иных локальных структур. Такие ассоциации известны не только для орогенных и субплатформенных стадий развития складчатых систем (P_1 – дацит-липаритовая, P_2–T_1 – щелочно-гранитоидная, T– щелочно-базальтоидная Южного Тянь-Шаня; мезокайнозойские гранитоидные и щелочно-габброидные формации Южного Памира и смежных регионов), но для инверсионных (C_2–C_3 – гранитоидные формации Гиссаро-Алая) и даже раннегеосинклинальных этапов. В качестве примера последних назовем спилит-кератофировые и габбро-плагиогранитовые формации (C_{1-2}), известные на Северном Памире, в Южном и Юго-Западном Гиссаре, Алайском хребте, Северном Букантау, Тамдытау, Афганском Бадахшане и т.д.

В связи с изложенным становится ясной необходимость исследования внутренней структуры магматических сообществ и формаций (внутриформационный анализ магматизма в понимании М.А. Фаворской, Р.Г. Иванова и др.). Такой подход к изучению некоторых гранитоидных ассоциаций Гиссаро-Алая и Памира позволил обнаружить их петрологическую неоднородность. Явление петрологической неоднородности комплексов (формаций) выражается в том, что разные их части (массивы или группы тел), включая сложенные породами одноименных фаз, характеризуются существенными вариациями в размерах и морфологии, характере взаимоотношения со средой, в петрографическом составе и химизме, в геохимических и металлогенических особенностях.

Петрологическая анизотропия магматических комплексов отражает неоднородность (блоковый характер) глубинного строения складчатых систем и зон. Сихронные интрузивы, приуроченные к геоантиклинальным поднятиям, структурам ранней консолидации, выступам фундамента, эв- и миогеосинклинальным прогибам, разнятся глубинностью и температурами кристаллизации, масштабом процессов гибридизма, магматического замещения и дифференциации, режимом кислотности-щелочности гранитоидных расплавов, механизмом формирования тел и отделения рудоносных растворов. Большое влияние на распределение и состав продуктов магматизма оказывает поперечная зональность складчатых областей.

Указанные различия объясняются не только геологической и физико-химической обстановкой консолидации расплавов в верхних структурных этажах, но должны быть связаны и с условиями генерации магм – давлением, температурой и составом среды магмообразования. Внутри тектонических зон или более крупных структур в периоды массового гранитообразования вероятно одновременное существование в блоках разного строения и на разных глубинных

уровнях очагов гранитоидной магмы, несколько различающейся составом.

Петрологическая анизотропия комплексов может привести к появлению в их составе пород с чертами различных формационных типов, что надо принимать во внимание при формационном анализе магматических образований. Петрологическая неоднородность интрузивных и вулканических ассоциаций проявляется от раннегеосинклинальных до субплатформенных этапов и может быть использована как дополнительный критерий тектонического районирования и индикатор глубинного строения структурно-формационных зон.

ABSTRACT

The territory of Tadjikistan is a complex knot where the branches of two heterogenous geosinclinal folding belts meet–that is of paleosoic Ural–Tjanshan and mesokainozic Himalain–Alpic. Extreme intensity and diversity of the plutonic and volcanic process makes it possible to consider this region as one of "the test grounds" for the solution of a number of urgent problems of geological petrology (in G.D. Afanasiev's interpretation) and the formation analysis of magmatic complexes.

The whole Tadjikistan comes into view as the region with a well developed continental type of crust and distinct predominance of granitoid formations of intracrust generation. In this area there are known magmatic formations which are different products of genesis and composition of magmas. These magmas are divided into initial ones such as hyperbasic, basaltic, granitoid ones and secondary magmas such as trachypabsaltic (essexitic), trachyandesitic (monzonitoid), alkali–granitoid, nefeline–syenitic and other types of magmas.

The character of distribution of the formations studied is different in folding systems. According to these features one can distinguish magmatic assemblages both connected with the evolution of local tectonic structures and "coming through" associations; the latter ones spread all over the whole system of earth crust blocks.

A study of intrastructure of magmatic assemblages (complexes) revealed their petrological dissimilarity displayed in the change of morphological peculiarities of contemporary magmatic bodies, their depth, composition, mechanisme of formation and their metallogeny. The petrological anisotropy of magmatic complexes reflects the heterogeniety (block character) of dept structure of folding systems and zones. The transverse zonation of folding areas influences greatly the distribution and composition of products of magmatism. Petrological dissimilarity of intrusive and volcanic associations shows itself from early geocinclinal stage up to subplatform stage and it can be used as an additional criterium for tectonic division of regions into districts and as indicator of depth building of structure–formation zones.

С. П. СОЛОВЬЕВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ В СССР

Одной из современных проблем учения о горных породах (в широком смысле слова) является установление особенностей разновременных петрохимических циклов, т.е. выявление главнейших химических черт развития и преобразования магматических горных пород, осадочных накоплений и продуктов метаморфизма и, наконец, регенерация расплавов магмы в тех или иных участках земной коры во времени.

Ниже, на основании накопленных советскими исследователями большого количества данных о химизме разновозрастных горных пород СССР, кратко рассматриваются намечающиеся основные тенденции в распределении химических элементов в разных генетических группах горных пород земной коры в различные геологические эры.

Сначала мы кратко коснемся динамики химизма магматических горных пород, затем осадочных, а в конце работы – метаморфических образований.

Магматический процесс можно, с некоторой долей условности, разбить на два этапа. В течение первого этапа в последовательно выделяющихся минералах из магматического расплава (прерывная серия) происходит падение роли одних элементов (например Mg) и относительное увеличение количества других, в частности OH, F. Действительно, такие минералы, как амфиболы и слюды, в общем возникающие в сравнительно более поздние стадии кристаллизации расплава и обладающие более сложной структурой (по сравнению с оливинами и пироксенами), часто обнаруживают в своем составе указанные и некоторые другие летучие вещества.

Для минералов непрерывной серии характерно постепенное нарастание соединений Na и K, одновременно значение некоторых компонентов, например Ca, падает.

Поведение элементов-примесей (микроэлементов) не однозначно. Например, никель и кобальт сосредотачиваются главным образом в ранее выделяющихся из магматического расплава минералах (т.е. оливинах и пироксенах), и совершенно обратное поведение обнаруживают некоторые другие, в частности скандий и ванадий.

В течение второго этапа многие из возникших при кристаллизации магмы породообразующих минералов претерпевают то или иное изменение. Почти для всех этих последующих изменений характерно возникновение гидроксилсодержащих минералов (серпентинов, хлоритов, тальков, серицитов и т.п.). Возникает вопрос, откуда берется вода? Как известно, проблема об источнике воды, необходимой для образования вторичных (в широком смысле) минералов является дискуссионной. В качестве примера укажем на процесс серпентинизации ультраосновных горных пород. Замещение "сухого" оли-

вина (а также ромбического пироксена) гидроксилсодержащим серпентином трактуется различно.

Одни исследователи считают, что серпентинизация обусловлена в основном автометаморфизмом и необходимая вода поступает из материнской ультраосновной магмы [6] и др. За рубежом близкую гипотезу высказал Г. Хесс [25, 26]. Часть геологов Н. [12, 13] и др. придерживается аллометаморфической точки зрения, согласно которой необходимое количество воды для серпентинизации следует связывать с более поздними интрузиями (обычно другого возраста и иного состава, вплоть до кислых). Наконец, некоторые исследователи [20] и др. приходят к выводу, что некоторая доля воды, необходимая для серпентинизации, была связана с гипербазитами, а часть – с последующими интрузиями[1].

В конечном результате основных процессов магматизма (образование исходного расплава, внедрение магмы, без или с сопутствующими явлениями дифференциации, гибридизма и др., становление массива – кристаллизация, взаимодействие с окружающей средой и пр., без или с явлениями автометасоматоза; постмагматические изменения) возникают разнообразные горные породы, которые в последующее время претерпевают те или иные изменения.

Средний химический состав магматических горных пород, вычисленный нами [17] с учетом распространенности различных групп этих пород в земной коре СССР, представлен в табл. 1.

Различные преобразования магматических и других ранее существовавших горных пород приводит в конечном результате[2] к разнообразным изменениям и перегруппировке химических элементов или их соединений в исходных горных породах. Происходит значительная природная дифференциация, в частности концентрация соединений кальция и магния, обусловливая образование различных осадочных горных пород, в том числе карбонатных.

Чтобы иметь количественное представление об упомянутых преобразованиях, напомним данные о распространенности главных типов осадочных горных пород на континентах (табл. 2).

В широком масштабе идет возникновение глинистых минералов, особенно за счет разложения некоторых породообразующих минералов, прежде всего полевых шпатов. Хотя в приведенной таблице данные различных авторов несколько отличаются, но порядок цифр о распространенности главных групп осадочных пород одинаков. Указанные и некоторые другие материалы [1] свидетельствуют о том, что глинистые горные породы доминируют среди осадочных образо-

---

[1] Отдельные исследователи считают, что необходимая для серпентинизации ультраосновных пород вода поступает из внешней среды. Против этого взгляда существует ряд возражений [5] и др.

[2] Здесь мы не ставим перед собой цели освещения различных факторов, участвующих в преобразовательных процессах исходных пород, подробно освещенных в ряде трудов [3, 7, 18, 19] и др.

Таблица 1

Средний химический состав магматических горных пород СССР

Окислы	Вес.%	Элементы	Вес. %	Число атомов (в %)
SiO_2	63,65	O	46,72	60,78
TiO_2	0,54	Si	29,74	21,60
Al_2O_3	14,47	Al	7,66	5,79
Fe_2O_3	2,18	H	0,16	3,27
FeO	3,19	Na	2,60	2,31
MnO	0,07	Mg	2,23	1,87
MgO	3,70	Ca	3,06	1,50
CaO	4,28	Fe	4,04	1,47
Na_2O	3,51	K	2,36	1,23
K_2O	2,84	Ti	0,33	0,14
H_2O	1,47	P	0,04	0,02
P_2O_5	0,10	Mn	0,06	0,02
Сумма	100,0		100,0	100,0

ваний на континентах и составляют в общем больше половины (в среднем около 60%).

Чем обусловлено широкое развитие глинистых пород? Одной из причин, по нашему мнению, является ведущая роль полевых шпатов в составе исходных кристаллических горных пород, в которых они составляют примерно две трети главных породообразующих минералов (например, среднее количество полевых шпатов в магматических породах, согласно Т. Барта [22], равно 60,2%).

В поверхностной зоне земной коры в ходе выветривания полевые шпаты претерпевают процесс гидратизации, и в итоге образуют водные силикаты алюминия с освобождением растворенного кремнезема. Некоторые составные части, прежде всего K_2O и Na_2O, переходят в раствор. В результате всех этих процессов возникает значительная масса глинистых минералов (каолинит, галлуазит, монтмориллонит, аллофан и др.).

Поведение элементов-примесей в зоне гипергенеза, с точки зрения последовательности их выпадения в осадках отражено на фиг. 1, заимствованном у В.В. Щербины [21]. В этой схеме выделяются об-

разования: 1) остаточные (резидюаты), остающиеся на месте, например кремнезем, выпавший при разложении силикатов на месте их выветривания. Сюда должны быть отнесены коры выветривания; 2) гидролизованные (гидролизаты) – осадки, возникшие из легко гидролизующихся соединений. Сюда, например, относят каолинит, образующийся при гидролизе алюмосиликатов; 3) окисленные (оксидаты) – осадки, возникающие в результате окисления более низковалентных соединений, например гидроокислы железа; 4) карбонаты – образующиеся из растворов; 5) эвапориты – выпадающие в осадок путем испарения раствора, например Na.

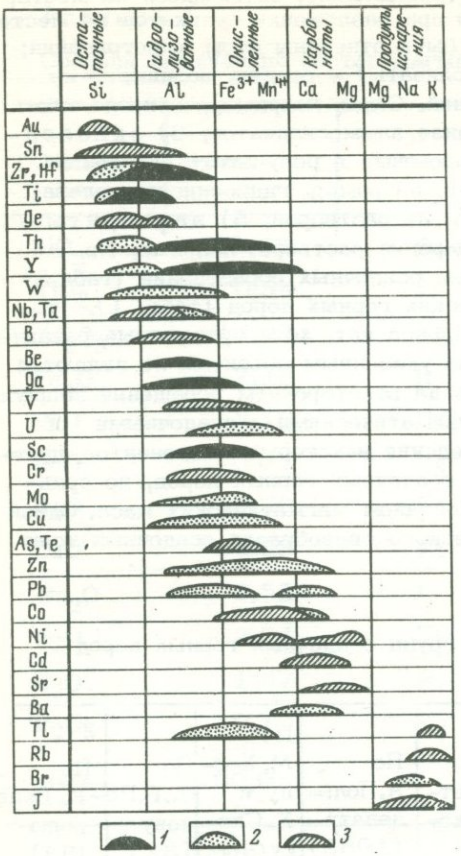
Если сравним средние составы осадочных образований (табл.3) со средним составом магматических горных пород (табл. 1), то увидим, что в общем полного баланса нет, хотя приводимые различными исследователями данные по указанным объектам не являются одинаковыми. Не останавливаясь на всестороннем освещении вопроса о химическом балансе между магматическими и осадочными образованиями, лишь отметим поведение некоторых компонентов, прежде всего, Na_2O, в общей массе осадочных горных пород, по сравнению со средним химическим составом магматических масс. Одной из главных причин этого химического своеобразия осадочных толщ

Таблица 2

Распространенность главных групп осадочных горных пород на континентах (%)

Осадочные породы	По Ф.Кларку [23]	По Ф.Куенену [27]	По Ф.Петтиджону [30]	По А.Польдевату (1955) [31]	По М.Хорну и Х.Слаку (Horn, Slack, 1962)	По А.Б.Ронову [32]	По К. Веденолю [33]
Глинистые породы	80	57	60	57	53	53	⩽77
Песчаники	15	29	22	19	28	25	⩾15
Карбонатные породы (известняки, доломиты)	5	14	18	24	19	11	8
В том числе эвапориты					(3)	(1)	

Примечание. Данные для платформ и геосинклинальных зон по М.Хорну и Х.Слаку, а также по А.Ронову, несколько отличаются.



Фиг. 1. Схема поведения (последовательность выпадения) химических элементов в зоне гипергенезиса (по В.В. Щербина, 1972)

1 – по В.Гольдшмидту, *2* – по К. Смуликовскому, *3* – по разным авторам с дополнениями В.Щербины

является легкая выщелачиваемость натровых соединений и миграция их в водных бассейнах.

Что касается H_2O, то, естественно, следовало ожидать существенное возрастание ее содержания в осадках поверхностной зоны. Фиксируется некоторое повышение содержания CaO в осадочных образованиях, причем накопление содержаний кальция шло как химическим, так и биогенным путями. Накопление серы и особенно углерода, фиксируемых в относительно повышенных количествах в осадочных горных породах, обусловлено, по-видимому, в значительной мере биогенным фактором.

Для осадочных образований, в целом, характерно также относительно значительное содержание окиси железа, которого в несколько раз больше, чем в магматических горных породах. Это связано с существенными окислительными процессами, происходящими в поверхностной зоне осадконакопления.

Основные особенности динамики химизма метаморфизма заключаются в том, что процесс преобразования исходных пород (осадочных и др.) может идти изохимическим или аллохимическим путем.

Если для осадочного минералообразования характерен процесс гидратации, то при формировании многих метаморфических горных пород получает развитие обратный процесс – дегидратация, особенно для глубинных фаций (гранулитовой и др.).

В течение процессов метаморфизма происходит значительная перегруппировка химических компонентов исходных (осадочных и дру-

гих) горных пород и в результате происходит образование новых минералов.

Соединения Si, Al, а также Na и K и ряда других элементов идут при соответствующих условиях на образование полевых шпатов (калиевых и известково-натровых), мусковита и некоторых других минералов, которые, как известно, широко распространены во многих метаморфических горных породах, особенно в гнейсах.

Для возникновения биотитов, хлоритов, амфиболов, ромбических пироксенов в метаморфических горных породах требуются не только упомянутые химические элементы (в переменных количествах), но и относительно существенные количества соединений железа и магния.

Таблица 3

Средний химический состав осадочных горных пород, вес.%

Окислы	По Лейту и Миду [28]	По Корренсу [24]	По Куенену [27]	По Ронову и Ярошевскому [9]
SiO_2	57,95	55,64	58,16	49,82
TiO_2	0,57	0,69	0,94	0,65
Al_2O_3	13,39	14,44	15,93	12,97
Fe_2O_3	3,47	6,87	8,54	2,97
FeO	2,08	–	–	2,81
MnO	–	0,12	0,64	0,11
MgO	2,65	2,93	3,58	3,09
CaO	5,89	4,69	6,26	11,64
Na_2O	1,13	1,21	1,85	1,57
K_2O	2,86	2,87	2,85	2,03
P_2O_5	–	0,17	0,26	0,17
H_2O	3,23	5,54	–	2,91
CO_2	5,38	3,86	–	8,26
S	–	0,32	–	–
C	0,66	0,65	–	0,47
Другие	0,74	–	0,99	0,53
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Таблица 4

Средний химический состав метаморфических горных пород, вес.%

Окислы	Гнейс [1] (410)	Кристаллический сланец [1] (538)	Амфиболит [31] (200)	Эклогит [1] (68)	Филлит [29] по К. Менерту
SiO_2	65,50	62,90	40,6	46,80	61,78
TiO_2	0,58	0,60	1,6	1,26	0,73
Al_2O_3	15,80	16,70	15,5	15,23	16,54
Fe_2O_3	2,10	2,30	3,5	3,32	2,43
FeO	3,12	4,10	7,7	7,72	5,45
MnO	0,09	0,12	0,2	0,20	0,07
MgO	2,10	2,84	6,9	10,50	2,35
CaO	3,44	2,42	9,4	10,95	1,94
Na_2O	3,20	1,96	2,9	2,15	1,89
K_2O	2,87	3,20	1,1	0,37	4,24
H_2O	0,80	2,30	-	0,75	2,32
P_2O_5	0,20	0,16	0,3	0,25	0,25
Другие	0,20	0,40	-	0,50	0,01
Сумма	100,0	100,0		100,0	100,0

Примечание. В круглых скобках указано количество анализов.

К сожалению, средний химический состав метаморфических горных пород пока еще трудно рассчитать, поскольку нам не известны площади (объемы) распространения различных разновидностей метаморфических горных пород. Кроме того, в зонах, где метаморфизм шел изохимическим путем, можно предполагать широкий диапазон химизма метаморфических продуктов, так как колебания химического состава исходных (в частности осадочных)[1] горных пород значительны.

[1] В некоторых районах количество продуктов регионального метаморфизма, возникающих за счет преобразования тех или иных осадочных толщ, является очень значительным [10, 11].

Естественно, если метаморфизм был аллохимического характера, то здесь учесть количество привнесенных веществ можно лишь при детальных исследованиях.

Здесь мы ограничимся приведением средних химических составов наиболее широко распространенных разновидностей метаморфических горных пород – представителей различных метаморфических фаций (табл. 4) регионального (динамо–термального) метаморфизма.

Многочисленные исследования докембрийских (и частично нижнепалеозойских) образований как в СССР, так и зарубежом, показали, особенно в зонах распространения метаморфических пород высоких степеней метаморфизма, наличие мигматитов разнообразного характера. Все это свидетельствует о том, что в этих участках происходили явления ультраметаморфизма, которые обусловили анатексис, палингенезис (т.е. местное плавление) в результате локального повышения температур и изменения некоторых других условий.

Таким образом, петрохимический цикл в земной коре как бы завершается, создаются (регенерируются) новые очаги магмы, действия которых в последующее время вновь обусловливают образование разнообразных магматических горных пород; иначе говоря, начинается новый петрохимический цикл – своеобразная жизнь горных пород.

Развитие петрохимических циклов во времени (в различные геологические эры)

Были ли многочисленные петрохимические циклы совершенно одинаковыми за время существования земной коры? Приведенное выше рассмотрение петрохимических циклов позволяет говорить, что особенности химизма каждого цикла (магматического, осадочного и метаморфического) определяются не только составом, но и количеством горных пород соответствующего происхождения.

Установление среднего химического состава совокупности горных пород определенного генетического характера, по нашему мнению, должно производиться с учетом как химических анализов, так и распространенности различных групп этих горных пород.

В одинаковом ли количестве в различные геологические периоды (эры) развивались главные группы упомянутых выше горных пород? Имеющиеся данные не дают возможности ответить положительно на поставленный вопрос.

Приведем примеры и прежде всего остановимся на магматических горных породах. Рассмотрение многочисленных материалов, касающихся магматических горных пород различного возраста в СССР, позволяет утверждать, что средние химические составы разновозрастных магматических комплексов не были одинаковыми (табл. 5).

Таблица 5

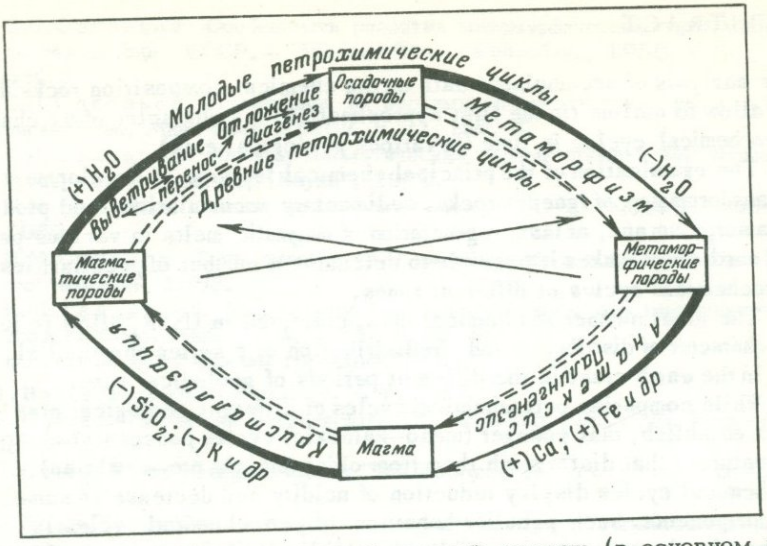
Средний химический состав древних (докембрийских) и молодых (мезо-кайнозойских) магматических горных пород СССР, вес.%

Окислы	Древние		Молодые	
	Балтийский щит (Кольский полуостров)	Украинский щит (Украина)	Кавказ	Дальний Восток
SiO_2	67,39	68,45	58,58	59,18
TiO_2	0,67	0,45	0,83	1,02
Al_2O_3	14,45	14,73	16,65	16,03
Fe_2O_3	1,49	1,57	3,15	3,11
FeO	2,68	2,40	2,99	3,31
MnO	0,09	0,10	0,12	0,15
MgO	2,06	1,16	3,45	3,19
CaO	2,91	2,79	6,32	5,22
Na_2O	3,78	3,57	3,43	3,36
K_2O	3,30	3,80	2,17	2,86
H_2O	1,15	0,79	2,10	2,22
P_2O_5	0,03	0,19	0,21	0,35
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Из данных табл. 5 ясно видно, что древние (докембрийские) магматические комплексы химически существенно отличаются от молодых (мезо-кайнозойских). Достаточно сказать, что разница в содержании SiO_2 в них достигает почти 9%. Заметные различия наблюдаются и в количествах других окислов, например K_2O и Na_2O. Это частично подтверждается также некоторыми особенностями распределения магматических [14, 16], осадочных [18] и метаморфических [15] горных пород во времени.

Приведенные данные (и ряд других материалов) позволяют считать, что петрохимические циклы во времени (в течение истории земной коры) не были идентичными (фиг. 2).

Чем обусловлено такое положение, в частности, существенное понижение кислотности, а также уменьшение K_2O и некоторых других окислов (и одновременно более повышенное содержание соединений



Фиг. 2. Схема химических особенностей древних (в основном докембрийских) и молодых (мезо-кайнозойских) петрохимических циклов

(+) – увеличение содержания компонента; (–) – уменьшение содержания компонента

железа, кальция и др.) в молодых (мезо-кайнозойских) петрохимических циклах?

Причины этих явлений в жизни неорганической природы, вероятно, многообразны и связаны с общим развитием земной коры. Здесь мы не имеем возможности останавливаться на разборе их[1], а лишь коснемся одной из главных причин: хода магматической деятельности.

Накопленные материалы о распределении во времени различных (как в смысле возраста, так и состава) горных пород дают основание выдвинуть гипотезу, согласно которой в общем ходе развития земной коры перманентно возрастала роль более нижних оболочек (с меньшим содержанием кремнезема и ряда других компонентов) Земли[2].

---

[1] В том числе на биогенном факторе, который, как известно, играл малую роль в докембрии и имел большое влияние в послепротерозойское время.

[2] Возможно, процессы выплавления и дегазации (зонной плавки, по А.П. Виноградову [2]) нижних оболочек земной коры тоже имели определенное влияние на ход петрохимических циклов.

ABSTRACT

1) The analysis of accumulated data on the chemical composition rocks in USSR allow to outline (in the first approximation) the character of the changes of petrochemical cycles in time (in various geological eras).

2) The examination of the principal chemical features of development and transformation of igneous rocks, sedimentary accumulations and products of metamorphism and, at last, regeneration of magmatic melts in various parts of the earth crust makes it possible to determine a number of peculiarities of petrochemical cycles of different times.

3) The great number of chemical data, collected in USSR, allow to judge of the character of distribution and redistribution of a series chemical elements in the earth crust in the different periods of geological time.

4) While comparing petrochemical cycles of different geological eras one can establish, that younger (meso–kainozic) cycles possess some specific features, that distinguish them from older (mainly pre–cambrian) petrochemical cycles display reduction of acidity and decrease of some other components. Such peculiar behaviour of petrochemical cycles is confirmed by the peculiarities of the distribution of various rocks in time.

5) Possible reasons of the difference of petrochemical cycles in time are considered.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.А. Беус. Геохимия литосферы. "Недра", 1972.
2. А.П. Виноградов. Происхождение оболочек Земли. – Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
3. Г.С. Дзоценидзе. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. "Недра", 1969.
4. А.Н. Заварицкий. Введение в петрохимию изверженных пород. Изд–во СССР, 1950.
5. Д.С. Коржинский. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. – Геол. рудн. месторожд., 1962, № 5.
6. В.Н. Лодочников. Серпентины и серпентиниты ильчирские и др. – Материалы ЦНИГРИ, 1936, вып. 38.
7. Я. Мияки. Основы геохимии. Л., "Недра", 1969.
8. Б. Мэисон. Основы геохимии. Перев. с англ. М.–Л., "Недра", 1969.
9. А.Б. Ронов, А.А. Ярошевский. Химическое строение земной коры. – Геохимия, 1967, № 11.
10. А.В. Сидоренко, О.Н. Лунева. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд–во АН СССР, 1961.
11. А.В. Сидоренко. Некоторые вопросы изучения докембрия. – В кн.: Проблемы осадочной геологии. "Недра", 1967.
12. Н.Д. Соболев. О серпентинизации. – В кн.: Вопросы минералогии и петрографии. Изд–во АН СССР, 1946.
13. Н.Д. Соболев. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, 1952.
14. С.П. Соловьев. Распределение магматических горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолиздат, 1952.

15. С.П.Соловьев. Особенности развития метаморфических горных пород на территории СССР. – Записки Всес. мин.об-ва, 1959, ч.88, вып. 6.
16. С.П.Соловьев. Гранитоиды, их эволюция и генетические типы. – Записки Всес. Мин. об-ва, 1962, ч.91, вып. 6.
17. С.П.Соловьев. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., "Наука", 1970.
18. Н.М.Страхов. Основы теории литогенеза, т.1–8. "Наука", 1960–1962.
19. Н.М.Страхов. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
20. П.М.Татаринов. Генезис жил хризотил-асбеста и его месторождений. – Записки Всес. Мин. об-ва, 1966, ч.95, вып. 2.
21. В.В.Щербина. Основы геохимии. "Недра", 1972.
22. T.Barth. Theoretical Petrology. N. Y., 1967.
23. F.Clarke. The data of Geochemistry. US. Geol. Surv., Bull. 770. Washington, 1924.
24. C.Correns. Sedimentgesteine. In "Die Entstehungs der Gesteine". Berlin, 1939.
25. H.Hess. The problem of serpentinisation and the origin of certain chrisolite asbestos. – Economic Geol., 1933, v. 38, N 7.
26. H.Hess. A primary peridotite magma. – Amer. Jounr. Sci., 1938, v. 35, N 209.
27. P.Kuenen. Marine Geology. N. Y., 1950.
28. C.Leith, W.Mead. Metamoprhic geology. N. Y., 1915.
29. K.Menhert. Composition and Abundance of coommon metamorphic rocks types. In: "Handbook of Geochemistry". Springer Verlag, Berlin. N. Y, 1969.
30. F.Pettijohn. Sedimentary rocks. N. Y., 1949.
31. A.Poldevaart. Chemistry of the Earth's Crustr Geol. Soc. America. Spec. Paper, 1965, v. 62.
32. A.B. Ronov. Probable changes in the composition of seawater during the course of geological time. – Sedimentology, 1968, v. 10, 25.
33. K.H. Wedepohl. Average composition of common Sedimentary rocks. In: "Handbook of Geochemistry". Springer Verlag. Berlin – N. Y., 1969.

Э. П. ИЗОХ

ТИПЫ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ С РАЗНОЙ РУДОНОСНОСТЬЮ

Сущность и основные понятия формационного анализа применительно к магматической и рудной геологии нами приняты в основном по новейшим формулировкам [2,8,9]. Материалом для выводов послужила перфокартотека гранитоидных и базит-гранитоидных комплексов СССР, а также других стран, насчитывающая более 600 объектов, из которых 200 считаются рудоносными.

Магматическая формация, т.е. парагенезис пород, по аналогии с породой, как парагенезисом минералов, описывается прежде всего

по вещественным признакам: 1) набору или числу пород в соответствии с формализованной номенклатурной шкалой [5]; 2) количественным соотношением между породами разного состава; 3) возрастным или пространственным соотношением между ними (фазы, фации); 4) химическим или минералогическим признакам отдельных пород; 5) общим или сериальным признакам, свидетельствующим именно о парагенетическом характере описываемой ассоциации. Для наглядного изображения и объективного сравнения гранитоидсодержащих формаций по их составу и структуре удобны статистико-петрохимические вариационные диаграммы, построенные по стандартным анализам без пересчетов [4]. С них считываются различные вещественные признаки, часть которых помещена в табл. 1. Количественные соотношения между породами или между базитовой и гранитоидной породными группами [1] выражаются посредством гистограмм площадного распространения пород. При недостатке необходимых данных используются частотные гистограммы, построенные по числу анализов пород разного состава. Этот прием оправдывает себя при больших петрохимических выборках и при приближении условий опробования к случайным. Обращение к петрохимии позволяет объективизировать процедуру формационного анализа при решении различных геологических и металлогенических задач.

Помимо вещественных признаков, на перфокартах кодировались геологические и металлогенические признаки, в том числе показанные в табл. 1.

К металлогеническим отнесены интенсивность рудоносности, а также тип геохимического парагенезиса оруденения [12] с выделением ведущих и сопутствующих элементов.

Обработка данных, сконцентрированных в формационной перфокартотеке, приводит к следующим основным выводам.

1. В формационном анализе магматических образований важное значение имеет исследование ритмичности магматического процесса. Намечается следующий иерархический ряд явлений. Элементарные гомодромные ритмы: простые (базитовые или гранитоидные комплексы) или сложные (базит-гранитоидные серии). Мультиплетные серии, состоящие из двух и более элементарных ритмов, теснейшим образом сближенных по месту и времени своего проявления [6]. Общая эволюция от ритма к ритму, как правило, остается гомодромной, несмотря на неоднократные нарушения гомодромности. Мультиплетность особенно характерна для ассоциаций интрузивов и эффузивов, интрузивов и даек, но фиксируется и в чисто плутонических ассоциациях. Магматические мегаритмы (серии серий), для которых характерна тоже гомодромная смена существенно базитовых натровых ассоциаций все более кислыми и более калиевыми, а последних – ассоциациями повышенной щелочности.

Исходя из анализа ритмичности магматизма, наименьшей по времени таксономической единицей в формационном анализе следует считать комплекс или серию, отвечающую одному элементарному гомодромному ритму.

Таблица 1

Частота встречаемости признаков гранитоидных формаций, различающихся по составу ассоциированного с ними оруденения

Тип оруденения	Fe	Cu, S	Au	Cu, Pb, Zn	Cu, Mo	Mo	Mo, W	W	Sn (Si)	Sn, S	Pb, Zn
Число объектов	21	6	44	3	18	6	17	13	18	20	10
Тип ассоциаций											
базитовые	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
существенно базитовые	16	5	4	0	1	1	0	0	0	0	0
существенно гранитоидные	3	1	37	3	17	2	9	9	5	17	8
гранитоидные	0	0	3	0	0	3	8	4	3	3	2
Преобладают в базитовой группе											
габбро	12	3	6	1	1	1	0	1	1	2	1
диориты	7	2	21	2	7	1	3	4	0	4	3
кварцевые диориты	2	2	14	0	10	2	6	4	4	11	4
не группы	0	0	3	0	0	2	8	4	13	3	2
Преобладают в гранитоидной группе											
гранодиориты	11	4	24	1	11	1	2	3	0	1	2
граниты	8	2	17	1	4	2	3	6	5	4	4
лейкограниты	0	0	3	1	3	3	12	4	13	15	4
Нет габбро	1	0	11	0	6	1	4	3	3	9	2
Есть габбро	20	6	30	3	12	3	5	6	2	8	6
Завершенность											
нет гранитов	2	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
нет лейкогранитов	5	1	9	0	2	1	0	0	0	1	0
есть те и другие	13	5	34	3	15	5	17	13	18	19	10
Уровень общей щелочности											
низкий	13	5	15	2	2	1	0	0	0	1	0
средний	3	1	24	0	8	2	15	12	11	15	10
повышенный	2	0	5	1	8	3	2	1	7	4	0
высокий	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Класс щелочности ассоциаций											
высоконатровый	14	6	8	0	0	1	0	0	0	0	0
натровый	4	0	32	3	9	2	2	1	0	0	5
кали-натровый	1	0	4	0	6	2	10	11	4	5	3
калиевый	0	0	0	0	3	1	5	1	12	13	2

Таблица 1 (окончание)

Тип оруденения	Fe	Cu, S	Au	Cu, Pb, Zn	Cu, Mo	Mo	Mo, W	W	Sn (Si)	Sn, S	Pb, Zn
Число объектов	21	6	44	3	18	6	17	13	18	20	10
высококалиевый	2	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0
Высокоглиноземистые граниты											
нет или мало	21	6	44	2	18	6	16	4	9	19	10
широко развиты	0	0	0	1	0	0	1	9	9	1	0
Уровень глубинности											
приповерхностные	3	2	3	0	2	0	1	0	1	1	2
гипабиссальные	15	4	31	3	15	6	12	7	13	17	8
мезоабиссальные	3	0	10	0	1	0	4	6	4	2	0
абиссальные	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Слабо эродированные	19	6	40	3	16	4	14	9	16	19	9
Эродированные	2	0	4	0	2	2	3	4	2	1	1
Тип разреза											
эвгеосинклинальный	15	5	14	2	1	0	3	0	2	0	3
миогеосинклинальный	0	0	10	0	0	1	6	9	8	8	1
геоантиклинальный	6	1	17	1	15	5	7	4	8	7	5
платформенный	0	0	3	0	2	0	1	0	0	5	1
Стадии развития											
доинверсионная	7	5	5	0	0	0	0	0	0	1	0
инверсионная	10	0	24	3	4	0	3	1	5	1	3
орогенная	1	1	7	0	9	1	11	12	7	10	5
активизации	3	0	8	0	5	5	3	0	6	8	2
Вулканитов нет	1	0	9	0	2	1	4	9	10	2	0
Вулканиты предшествуют	9	3	25	2	8	3	6	4	5	8	7
Близки по времени	11	3	10	1	8	2	7	0	3	10	3
Послегранитовых даек нет	2	0	6	0	0	3	8	6	14	5	1
Послегранитовые дайки обильные	19	6	38	3	18	3	9	7	4	15	9

Примечания к табл.1. 1. Граница между базитовой и гранитоидной породными группами определяется по положению статистически значимого минимума встречаемости пород с содержанием SiO_2 = 60%. 2. Границы между породами см. [5]. Классы общей щелочности (max. ΣK_2O+Na_2O) низкий – 7,5%, средний 7,5–8,5%, повышенный – 8,5–9,5%, высокий > 9,5. 4. Классы типа щелочности ассоциаций: высоконатровый – $Na_2O > K_2O$ везде; натровый $Na_2O > K_2O$ при SiO_2 до 69%; кали-натровый – то же, при SiO_2 до 63%; калиевый – $K_2O > Na_2O$ при SiO_2 57%; высококалиевый – то же во всем ряду от габбро до гранитов.

Постмагматический процесс, как правило, по всей полноте развивается лишь в самом конце гомодромных ритмов, после гранитов последних фаз и в период внедрения послегранитовых даек, образующих обычно свой антидромный ритм. То же самое, однако, может относиться и к мультиплетным сериям, в которых главный этап постмагматического оруденения наступает, по-видимому, также лишь в конце их эволюции. Поэтому в металлогеническом анализе надо принимать во внимание не только одноритмовые, но и мультиплетные гомодромные серии.

2. В целях объективного выделения магматических и соответствующих им металлогенических провинций важно ввести понятие о магматическом мегаритме. В области фемического профиля мегаритмы выражены наиболее полно и примерно совпадают с тектоническим циклом, объединяющим доинверсионную, инверсионную и орогенную стадии. В областях салического профиля и в областях активизации мегаритмы неполные, так как редуцирован или отсутствует самый ранний их член: существенно базитовые высоконатровые и натровые формации (собственно эвгеосинклинальные). Мегаритмы в таких случаях начинаются с умеренно-натровых, существенно гранитоидных формаций, после которых следуют кали-натровые или калиевые, а затем щелочные. Такие мегаритмы могут охватывать вместе взятые инверсионную и орогенную стадии, но могут совпадать только с одной орогенной или быть целиком внегеосинклинальными.

Таким образом, состав и полнота строения магматических мегаритмов могут служить более корректным критерием при выделении и классификации магматических и металлогенических провинций, нежели применяемые обычно преимущественно тектонические критерии. Для металлогенических построений, кроме того, важную роль имеет выделение провинций с узким интервалом возраста магматических образований, т.е. отвечающих области распространения какого-либо одного члена мегаритма. При этом близкие по возрасту магматические образования оказываются, как правило, очень сходными и по своим вещественным чертам, прежде всего по соотношению калия и натрия [5].

4. В пределах узковозрастных провинций сильной латеральной изменчивостью чаще всего обладают такие признаки, как количественные соотношения между разными породами внутри базитовой или

гранитоидной групп, иногда – контрастность ассоциаций, их полнота и завершенность и др. Наименьшая изменчивость по всей сумме признаков фиксируется в интрузивах, относящихся к одной первичной очаговой структуре (очаговому ареалу). Именно такие структуры надо считать наименьшей территориальной единицей в формационном анализе [11]. В связи с тем, что геологи большей частью выделяют магматические комплексы широкого площадного распространения, формационный анализ магматизма сейчас обслуживает главным образом региональную металлогению. При переходе к анализу на уровне очаговых ареалов станут эффективными также прогнозные оценки отдельных рудных районов и узлов.

5. Задача диагностики главных типов гранитоидсодержащих формаций, различающихся по рудоносности, решалась путем выявления таких вещественных и геологических признаков, которые теснее всего коррелируются или чаще всего сопряжены с признаками рудоносности (табл. 1).

Железоносные формации характеризуются преобладанием базитов над гранитоидами, заметной контрастностью, относительной меланократовостью базитов и гранитоидов, низким уровнем щелочности и характерной высокой натровостью (фиг. 1). Они присущи лишь самым ранним стадиям полных магматических мегаритмов, собственно эвгеосинклинальным. По вещественным признакам к ним близки колчеданно-полиметаллические существенно эффузивные формации.

Золотоносные формации обладают набором признаков, устойчивым в самых разных золоторудных провинциях: существенно гранитоидным составом при заметной роли базитов, реже – без них; мезократовым общим составом базитовой и мезо-меланократовым – гранитоидной группы; низким или чаще средним уровнем общей щелочности и, главное, обязательным натровым типом ассоциаций (см. фиг. 1). В эвгеосинклинальных областях они занимают более позднее положение в магматическом мегаритме, по сравнению с предыдущей группой, а в миогеосинклинальных (салических) являются первыми по времени. По вещественным признакам к ним близки ассоциации, сопровождаемые, наряду с золотом, также медно-полиметаллическим оруденением, включающие в свой состав обильные эффузивы.

Молибденоносные формации отличаются от всех остальных главным образом характерной сближенностью вариационных линий K_2O и Na_2O на графиках (см. фиг. 1). Медно-молибденовые формации по натровости и основности – кислотности ассоциаций, а также по положению внутри мегаритмов, близки к золотоносным, а вольфрам-молибденовые – к олово- и вольфрамоносным. Соответственно широко распространены комплексные типы оруденения или многометальные ряды рудных формаций.

Оловоносные формации обладают существенно гранитоидным или чисто гранитоидным составом и неконтрастным строе-

нием; лейкократовым составом базитовой группы при малой роли собственно габбро; высокой лейкократовостью и обязательной завершенностью гранитоидной группы; средним, реже повышенным уровнем щелочности и, особенно, принадлежностью к калиевому или высококалиевому классу (см. фиг. 1). Они всегда проявлены позднее золотоносных формаций, и могут совпадать как с инверсионной, так и с любой более поздней стадией тектонического развития. Для формаций, сопровождаемых только касситерит-кварцевым оруденением, характерен чисто гранитоидный состав и, как следствие, отсутствие послегранитовых даек повышенной основности. Те же черты присущи формации оловоносных высокоглиноземистых гранитов, входящей иногда в состав резко контрастных гипербазит-габбро-гранитовых серий [3]. Формации, сопровождаемые также и касситерит-сульфидным оруденением, отличаются обязательным присутствием базитовой группы, широким развитием послегранитовых даек и, вероятно, тесной связью с вулканитами.

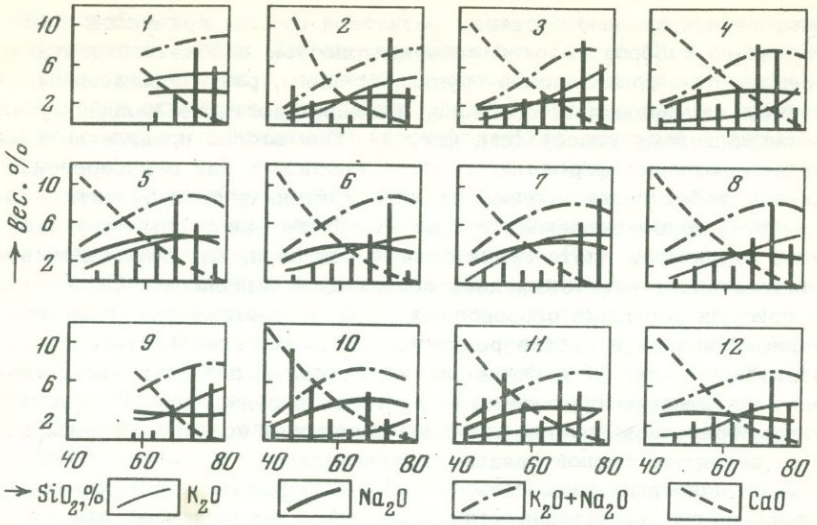
К оловоносным формациям близки вольфрамоносные, однако для них более характерен кали-натровый, а не калиевый тип ассоциаций.

Бериллиеносные формации существенно гранитоидные или гранитоидные, завершенные, преимущественно средней щелочности, кали-натровые и калиевые. Наиболее характерный их признак (минералогический) – развитие высокоглиноземистых двуслюдяных гранитов.

Полиметаллическое оруденение может быть членом разных рядов рудных формаций [7], связанных с золотоносными, оловоносными, молибденоносными и другими типами гранитоидных формаций. Общими для них являются сложный габбро-гранитовый или диорит-гранитовый состав, слабо контрастное или неконтрастное строение, обилие послегранитовых даек, тесная ассоциация с эффузивами.

Наиболее яркими и статистически устойчивыми диагностическими признаками гранитоидных формаций с разной рудоносностью являются соотношения между базитовой и гранитоидной породными группами, сериальные показатели калиевости-натровости и уровень общей щелочности. Эти же признаки имеют главное значение для анализа ритмичности магматизма и выделения магматических и металлогенических провинций. Именно они положены в основу классификационной схемы (фиг. 2).

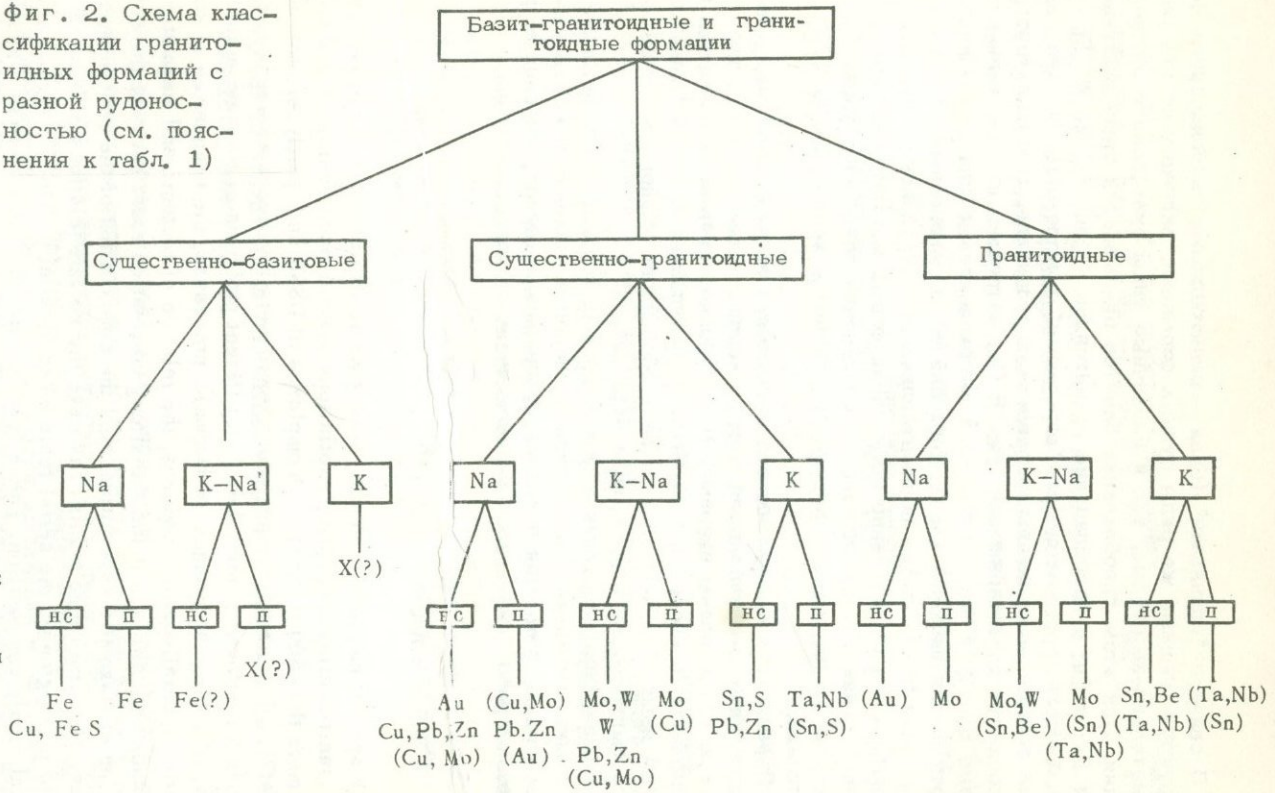
6. Интенсивность постмагматического оруденения сильнее всего зависит от геологических факторов: уровня глубинности и степени эрозионного среза плутонов, а также от структурно-литологических факторов рудоотложения, что общеизвестно. В то же время геохимический парагенезис оруденения управляется не внешними (геологическими) факторами, а внутренними, вещественными чертами магматических ассоциаций, которые складываются главным образом под влиянием глубинных, нижнекоровых и подкоровых причин.



Фиг. 1. Статистико-петрохимические диаграммы главных типов гранитоидных формаций, различающихся по составу постмагматического оруденения (обобщенные образы)

1 – калиевые гранитоидные (простые) комплексы, сопровождаемые касситерит-кварцевым оруденением (Чукотский, Гуджирский, Чаарташский и др.); *2* – то же с высокоглиноземистыми гранитами, входящие в состав контрастных серий (Бансанг-Пиабиок, Хунгарийская и др.); *3* – калиевые существенно гранитоидные комплексы (сложные), сопровождаемые касситерит-сульфидным оруденением (Бачелазский, Мяо-Чанский и др.); *4* – натровые существенно гранитоидные комплексы с золотым оруденением (Нижнеамурский, Басугуньинский, Мартайгинский, Крыккудукский, Пластовский и др.); *5–7* – молибденоносные формации со сближенными вариационными линиями K_2O и Na_2O; *5* – натровые существенно гранитоидные комплексы с медно-молибденовым оруденением (Балхашский, Сакский, Мегринский и др.); *6* – калинатровые существенно гранитоидные с молибденовым оруденением (Тунгиро-Олекминский, Мунглу и др.); *7* – то же, с молибден-вольфрамовым оруденением (Шахтаминский, Каркаралинский, Южно-Нуратинский и др.); *8* – Вольфрамоносные существенно гранитоидные и гранитоидные калинатровые комплексы (Зирабулак, Койташ, Карамазар, Калбинский и др.); *9* – бериллиеносные гранитоидные комплексы (Арга-Ыннах-Хайский, Биляндкиикский и др.); *10* – железоносные высоконатровые существенно базитовые комплексы (Сарбай-Соколовский, Магнитогорский, Дашкесан и др.); *11* – натровые существенно гранитоидные комплексы, сопровождаемые медно-полиметаллическим оруденением (Змеиногорский, Центрально-Джунгарский, Улень-Туимский и др.); *12* – существенно гранитоидные комплексы, варьирующие от натровых до калиевых, с которыми ассоциирует свинцово-цинковое оруденение (Дьен-Бьен-Фу, Приморский, Нерчинско-Заводский и др.)

Фиг. 2. Схема классификации гранитоидных формаций с разной рудоносностью (см. пояснения к табл. 1)



В связи с "длинными" (базит-гранитоидными) ассоциациями формируются длинные же ряды рудных формаций, включающие как редкометально-кварцевые, так и различные типы сульфидного оруденения. При этом преобладание базитов оказывается благоприятным для Fe и Cu, а преобладание гранитоидов – для Au, Mo, W, Sn и т.п. С чисто гранитоидными "короткими" комплексами обычно связано только редкометально-кварцевое оруденение. Высоконатровые ассоциации характерны для Fe и Cu, натровые для Au, кали-натровые для W и Mo, калиевые и высококалиевые для Sn. Близкие соотношения щелочей характерны для молибденоносных ассоциаций. Для широкого развития полиметаллического оруденения, вероятно, благоприятна существенно эффузивная форма магматизма. Отрицательно влияет на интенсивность оруденения повышение уровня щелочности, а на редкометальное оруденение – незавершенность ассоциаций.

Перечисленные зависимости являются в значительной мере вероятностными; они большей частью хорошо известны [10], но частью установлены впервые. Важно подчеркнуть необходимость и неизбежность введения элементов формализации в описательный научный язык, без чего обработка и обобщение обширного и разнородного эмпирического материала невозможны.

Намеченное направление формационных исследований, лежащее на стыке магматической и рудной геологии, находится еще в самом начале пути. Для практики прогнозно-металлогенических и поисковых работ оно представляется весьма многообещающим.

ABSTRACT

The special methods of description, graphic expression and comparison of granit-bearing magmatic assotiations are proposed basing upon the dates of more than 600 magmatic complexes of USSR and, partly, of other regions. The features of matter, geology and metallogenyc were used. The methods are effective for solving of different problems of Formation analysis, including the rythmes of magmatic processes, the boundaries of magmatic or metallogenic provinces, the relation of tectonic and magmatic processes and oth. It is found the strong correlation exist between the composition of magmatic assotiations and the composition of the post-magmatic ores. The first-range significans have the volume relations of basic and acid rocks-groups, the serial features of alcalinity (K or Na type), the total alcaly composition. These features are used as a base of classification. The diagnostic sighnes are proposed for the various production. The diagnostic sighnes are proposed for the various productive granitoid assotiations with ores of Sn (kassiterite-quartz or kassiterite-sulphidic types), Au, Fe, Cu-Mo, Mo, Mo-W, W, Be, Pb-Zn and others.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Ф. Белоусов. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. – Геол. и геофиз., 1967, № 5.
2. А.Ф. Белоусов, Э.И. Изох, Ю.А. Кузнецов, Г.В. Поляков. О карте магматических формаций СССР. – Геол. и геофиз., 1973, № 5.
3. Э.П. Изох. Гипербазит–габбро–гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. "Наука", Новосибирск, 1965.
4. Э.П. Изох, А.П. Пономарева. Об опыте формационного анализа гранитоидов в Западном Узбекистане. – В кн.: Проблемы магм. геол. "Наука", Новосибирск, 1973.
5. Э.П. Изох, Б.Ф. Налетов. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. – Записки Всес. мин. об–ва, 1974, ч. 103, вып. 2.
6. Э.П. Изох, В.С. Попов, Г.Б. Ферштатер. Опыт корреляции герцинских интрузивных серий ЮЗ части Урало–Монгольского складчатого пояса. – Материалы 3 Уральского петрогр. совещ. Свердловск, 1974.
7. Р.М. Константинов. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. "Наука", 1973.
8. Ю.А. Кузнецов. О состоянии и задачах учения о магматических формациях. Геол. и геофиз., 1973, № 8.
9. В.А. Кузнецов. Рудные формации. Применение формационного анализа в изучении рудных месторождений. – Геол. и геофиз., 1972, № 6.
10. В.И. Смирнов. Геология месторождений полезных ископаемых. "Недра", 1969.
11. И.Н. Томсон, М.А. Фаворская. О типах очаговых структур и связи с ними оруденения. – В кн.: Закономерности размещ. полезных ископ., вып. 10. "Наука", 1973.
12. Ф.Н. Шахов. Принцип формаций в систематике месторождений, созданных горячими растворами. – В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. "Наука", 1966.

В. А. КУТОЛИН

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЛУБИННАЯ ЭВОЛЮЦИЯ БАЗАЛЬТОВ РАЗНЫХ ФОРМАЦИЙ

В настоящее время считается общепринятым, что базальтовая магма возникает за счет частичного плавления вещества верхней мантии. Поэтому для выяснения генезиса и характера эволюции базальтов необходимо рассмотреть: 1) состав верхней мантии Земли, 2) особенности механизма выплавления, отделения и подъема базальтовой магмы; 3) глубинная дифференциация базальтовой магмы.

Как известно, наиболее популярными являются сейчас представления А.Е. Рингвуда [23] о пиролитовом составе верхней мантии, который реализуется в форме разнообразных перидотитов. Однако в последние годы появилось много фактов, свидетельствующих о меньшей пропорции ультраосновного материала в валовом составе

подкорового субстрата по сравнению с оценкой А.Е. Рингвуда. Сюда относятся многочисленные данные о широком развитии пироксенитов в составе верхней мантии [2, 5, 6, 8, 16, 22], а также новые оценки валового состава верхней мантии, выполненные самыми различными методами, но неизменно оказывающиеся менее магнезиальными, чем пиролит А.Е. Рингвуда (табл. 1).

Следует указать еще на одно обстоятельство, ограничивающее применимость пиролитовой модели. Как показали многочисленные экспериментальные исследования, результатом частичного плавления пиролита при высоких давлениях в сухих условиях являются не базальты, а пикриты, что создает необходимость считать базальты продуктом сложной и многоступенчатой дифференциации исходного пикритового расплава [21]. Подобное допущение вступает в противоречие с рядом геологических фактов [6]. Частичное плавление пиролита при высоком давлении воды дает выплавку базальтового состава [20], однако требует таких содержаний воды в мантии, которые значительно превышают существующие оценки.

Такого противоречия можно избежать, если считать, что базальты являются продуктом частичного плавления не пиролита, а значительно менее магнезиального субстрата, который может быть представлен разнообразными пироксенитами, содержащими то или иное количество оливина, шпинели или граната. Нодули таких пироксенитов известны и в базальтах и в кимберлитах, а их ограниченная распространенность может быть объяснена их меньшей устойчивостью к агрессивному воздействию магматического расплава по сравнению с перидотитами [8]. Эти породы содержат около 20–25% MgO и могут рассматриваться как смесь 50–60% базальта с 8% MgO и 40–50% перидотита с 40% MgO. Очевидно, что частичное плавление такой смеси даже при высоком давлении в сухих условиях должно дать расплав не пикритового, а базальтового состава. Важно подчеркнуть также, что из подобной смеси может выплавляться значительно бóльше базальтовой магмы, чем из гранатового лерцолита или пиролита, что устраняет те трудности, которые возникают при рассмотрении вопроса о механизме отделения базальтовой магмы от исходного субстрата [10], и способствует объяснению геологических данных о громадном площадном распространении базальтов некоторых типов.

Как следует из общих геотектонических соображений, состав верхней мантии не может быть одинаковым в различных структурах, находящихся на разной стадии своего развития. По-видимому, сейчас можно говорить о типах верхней мантии [9], различных для разных структурно-тектонических зон. Нам представляется, что верхняя мантия состоит из сложного чередования различных перидотитов и пироксенитов, причем количественные соотношения этих типов пород неодинаковы для подкорового субстрата разных тектонических зон. Как следует из анализа сейсмических данных [8], содержание пироксенитов должно быть более высоким в верхней мантии срединно-океанических хребтов, островных дуг и рифтовых

Таблица 1

Валовой состав верхней мантии по данным разных авторов

Окислы	Пиролит [23]	[17]	[19]	[11]	[22]	[18]	[15]	
							НЕС	И7В3
SiO_2	45,16	48,09	45,1	42,86	43,03	48,2	49,90	47,02
TiO_2	0,71	0,13	0,5	0,33	0,60	0,34	–	–
Al_2O_3	3,54	3,02	4,1	6,99	4,34	6,1	10,40	6,64
Fe_2O_3	0,46	–	2,0	0,36	–	1,2	–	–
FeO	8,04	12,71	7,9	8,97	12,67	6,6	9,10	8,87
MnO	0,14	0,43	0,2	0,14	0,18	–	–	–
MgO	37,47	31,15	36,7	35,07	35,00	32,3	20,80	31,78
CaO	3,08	2,32	2,3	4,37	3,06	3,2	8,40	4,56
Na_2C	0,57	1,13	0,6	0,45	0,65	2,2	1,40	1,14
K_2O	0,13	0,13	0,02	0,003	0,10	0,07	–	–
P_2O_5	0,06	0,34	–	–	0,06	0,02	–	–
Cr_2O_3	0,43	0,55	0,3	0,18	0,31	0,30	–	–

зон. Видимо, оно минимально для древних платформ, которые уже лишились легкоплавких компонентов мантийного субстрата в процессе своей геологической эволюции.

Статистическое изучение химизма базальтов, относящихся к разным магматическим формациям [4], показало, что они отличаются некоторыми особенностями состава [6]. Эти различия могут быть объяснены как отмеченной выше неоднородностью верхней мантии, так и разницей в температуре, давлении и содержании летучих в подкоровом субстрате разных тектонических зон, которые определяют конкретные особенности механизма выплавления, отделения, подъема и глубинной дифференциации базальтовой магмы. В табл.2 рассмотрены условия выплавления базальтов в зависимости от всех возможных сочетаний этих трех факторов. В качестве наиболее важного свойства выбрано количество расплава, которое, как известно, определяет петрохимические особенности выплавляемой магмы, в том случае, если фиксирован состав исходного субстрата, температура, давление и содержание летучих. Суть использованных условных качественных оценок понятна из сравнения первой и второй строк таблицы. В четвертой строке дана характеристика тех особенностей химического состава, которыми должны обладать расплавы, образующиеся при данном фиксированном сочетании факторов. При составлении таблицы использованы результаты многочис-

ленных экспериментальных работ, краткая сводка которых приведена в статье А.Ф. Белоусова [3]. Наконец, в пятой строке указано, на какой из существующих в природе типов базальтоидов более всего походят эти расплавы. Несмотря на малую дробность классификации и приближенный качественный характер использованных оценок, получается вполне удовлетворительное совпадение как петрохимических, так и геологических данных. Из последних особенно показательны глубина образования и относительные объемы расплавов.

По глубине образования все базальтовые магмы разбиваются на две группы – толеитовые и щелочные. Толеитовые базальты океанов, траппы древних и молодых платформ и базальты андезитовой формации образуются на небольшой глубине, тогда как базальты трахиандезитовой формации, щелочные оливиновые базальты континентов и океанов, нефелиновые и лейцитовые базальтоиды, щелочно-ультраосновные базальтоиды являются глубинными образованиями. По-видимому, только для этих последних в полной мере применима идея П.Г. Гарриса [6, 14] о длительном взаимодействии с материалом мантии во время подъема, которое приводит к обогащению этих магм калием, фосфором и другими некогерентными элементами. Таким образом, в процессе подъема усиливаются характерные геохимические особенности этих пород. При этом происходит сокращение объема и глубинная дифференциация расплавов для того, чтобы восполнить энергетические затраты, необходимые для взаимодействия с материалом мантии [14]. Как известно, именно в базальтоидах этой группы обычно наблюдаются как мантийные, так и аккумулятивные ультраосновные нодули, а геологические объемы таких базальтоидов много меньше, чем для первой группы. Исключение составляют лишь щелочные оливиновые базальты, которые широко распространены в составе континентальной оливин-базальтовой формации, а также обычны на океанических островах. По-видимому, они поднимаются через мантийный субстрат, обладающий достаточно высокой температурой, что не приводит к значительному сокращению объема расплава [14].

Специальное изучение аккумулятивных нодулей в базальтах разных формаций показало (Кутолин, 1974), что глубинная дифференциация играет в образовании всего разнообразия пород базальтоидного состава значительно более скромную роль, чем предполагали Д.Х. Грин и А.Е. Рингвуд [12] и особенно М.Дж. О'Хара [21]. По мнению последнего, дифференциация родоначальной пикритовой магмы при различных условиях может дать широкую гамму пород от толеитовых базальтов, через щелочные оливиновые базальты, мелилитовые базальты, лейцитовые базальты до кимберлитов и даже карбонатитов. Нед надобности придумывать схемы столь сложной эволюции, поскольку хорошо известно, что такие наборы пород никогда не встречаются в генетически единых ассоциациях, но всегда принадлежат к разным магматическим формациям [4]. Анализ

Таблица 2 Условия выплавления базальтов разных типов

Условия выплавления	Высокое давление				Низкое давление			
	Высокая температура		Низкая температура		Высокая температура		Низкая температура	
	Много летучих	Мало летучих	Много летучих	Мало летучих	Много летучих	Мало летучих	Много летучих	Мало летучих
Влияние факторов на количество расплава	T увелич. P уменьш.	T уменьш. P. увелич.	T уменьш. P увелич.	f уменьш.	f увелич.	T увелич. P уменьш.	T увелич. P уменьш.	T уменьш. P увелич.
Количество расплава	Среднее	Малое	Малое	Очень малое	Большое	Среднее	Среднее	Малое
Глубина выплавления	Большая	Большая	Большая	Большая	Малая	Малая	Малая	Малая
Петрохимические особенности базальтоидного расплава	Высокоглиноземистый с повышенным содержанием K_2O и P_2O_5	Магнезиальный с высоким содержанием TiO_2, K_2O и P_2O_5	Недосыщенный высокоглиноземистый с высоким содержанием K_2O и P_2O_5	Высокомагнезиальный, высокоглиноземистый с высоким содержанием K_2O и P_2O_5	Толеитовый с повышенным содержанием MgO и Al_2O_3, но с очень низким содержанием K_2O и P_2O_5	Толеитовый с низким содержанием K_2O и P_2O_5	Высокоглиноземистый с низким содержанием TiO_2, MgO, K_2O, P_2O_5	Толеитовый с низким содержанием MgO и высоким содержанием K_2O и P_2O_5
Тип базальтоидов	Базальты трахиандезитовой формации	Щелочные оливиновые базальты континентов и океанов	Нефелиновые и лейцитовые базальтоиды	Щелочноультраосновные базальтоиды	Океанические толеитовые базальты	Траппы древних платформ	Базальты андезитовой формации	Траппы молодых платформ
	Щелочные базальтоиды				Толеитовые базальтоиды			

табл. 2 показывает, что они образуются при разных сочетаниях температуры, давления и содержания летучих.

Процесс глубинной дифференциации протекает неодинаково в базальтоидах разных формаций. Он совершенно отсутствует в траппах древних и молодых платформ, имеет весьма ограниченное распространение в толеитовых базальтах океанов и базальтах андезитовой формации, а наиболее полно проявлен в щелочных оливиновых базальтах континентальных и океанических областях [7]. По-видимому, это зависит от разницы в составе и физико-химических условиях образования, а также от особенностей механизма подъема разных базальтовых магм.

В базальтах андезитовой формации в качестве глубинных дифференциатов описываются алливалиты, реже габбро, анортозиты и эвкриты. Отсадка такого материала повышает содержание кремнезема и щелочей в остаточном расплаве, но уменьшает количество глинозема, магния и кальция. В щелочных оливиновых базальтах глубинные аккумулятивные нодули представлены черными шпинелевыми клинопироксенитами и верлитами, черными керсутитовыми клинопироксенитами, верлитами и габбро, магнетитовыми и оливин-магнетитовыми габбро, причем первая из этих серий является наиболее глубинной. Удаление аккумулятов такого типа приводит к увеличению щелочности остаточного расплава.

В заключение следует отметить, что петрологические построения должны опираться на реальные факты магматической геологии [1], в противном случае всегда имеется опасность схоластической интерпретации результатов без учета существующей действительности.

ABSTRACT

To understand the origin and nature of evolution of basalts from different formations one critically examined the recent data concerning the Upper Mantle composition, also some peculiarities in the mechanism of derivation, separation, ascent and deep-seated differentiation of basaltic magma. It is shown that the over-all composition of the Upper Mantle would contain less ultrabasic material than it woild from pyrolitic model of A.E. Ringwood. Hogh proportion of pyroxenites in the subcrustal is suggested.

Conditions of derivation of basalts of different types as a function of all possible combinations of temperature, pressure and volatile content are discussed. It is shown that some specific combinations of these factors define the amount of melt and its petrochemical peculiarities. All basalts can be subdivided into two groups by the depth of origin with alkaline basalts being deep-seated rocks, while tholeiitic basalts appear at low depth.

The study of accumulative nodules has shoen that the deep seated differentiation plays more subordinate role in creation of all the variety of basaltic rocks than anticipated by D.H. Green and A.E. Ringwood in their petrogenetic conceptions. It is displayed seldom in tholeitic basalts to

be common of alkaline basalts. This depends on the depth og origin of these rock types which is consistent with the difference in the time of ascending to the surface.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г.Д. Афанасьев. Проблемы магматической геологии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.
2. Р.Б. Баратов, И.В. Мушкин. Гипербазитовые включения в трубках взрыва и некоторые вопросы глубинного строения Южного Гиссара (юго-западный Тянь-Шань). – Докл. АН СССР, 1971, 201, № 6.
3. А.Ф. Белоусов. Проблема генезиса базитовых магм. – В кн.: "Геодинамика, магмообразование и вулканизм". Петропавловск-Камчатский, 1974.
4. Ю.А. Кузнецов. Главные типы магматических формаций. "Недра", 1964.
5. В.А. Кутолин. К вопросу о составе верхней мантии в связи с изучением ультраосновных включений в базальтах. – Докл. АН СССР, 1970, 194, № 2.
6. В.А. Кутолин. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. "Наука". Новосибирск, 1972.
7. В.А. Кутолин. К вопросу о глубинной дифференциации базальтов разных формаций. – Докл. АН СССР, 1974, 216, № 5.
8. В.А. Кутолин, В.М. Фролова. Пироксениты в верхней мантии. – Геол. и геофиз., 1974, № 2.
9. В.С. Соболев, Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев. Классификация глубинных ксенолитов и типы верхней мантии. – Геол. и геофиз., 1972, № 12.
10. Ю.М. Шейнманн. Заметки о развитии магмы. – Сов. геол., 1969, № 1.
11. J.L. Carter. Mineralogy and chemistry of the Earth upper mantle based on the patial fusion-partial crystallization model. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, v. 81.
12. D.H. Green, A.E. Ringwood. The genesis of basaltic magmas. Contr. Mineral. Petrol., 1967, v. 15.
13. P.G. Harris. Zone refining and the origin of potassic basalts. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1957, v. 12, N 3.
14. P.G. Harris. Geothermal environment and basalt magma type. – J. Earth Sci., Leeds, 1972, v. 8, part 2.
15. K. Ito. Analytical approach to estimating the source rock of basaltic magmas: major elements. – J. Geophys. Res., 1973, v. 78, N 2.
16. E.D. Jackson, T.L. Wright. Xenoliths in the Honolulu volcanic series, Hawaii. – J. Petrol., 1970, v. 11, N 2.
17. D. Mason. Composition of the Earth. – Nature, 1966, v. 211, N 5049.
18. T.R. McGetchin, L.T. Silver. A crustal-upper mantle midel for the Colorado plateau based on observations of crystalline rock fragments in the Moses Rock dike. – J. Geophys. Res., 1972, v. 77, N 3.
19. G.D. Nicholls. Geochemical studies in the ocean as evidence for the composition of the mantle. – In: "Mantles of the Earth and terrestrial planets", ed. S.K. Runcorn. New York, Interscience Pub., 1967.

20. J.A. Nicholls, A.E. Ringwood. Effect of water on olivine stability in tholeiites and the production of silica-saturated magmas in the island-arc environment. – J. Geology, 1973, v. 81, N 3.
21. M.J. O'Hara. Primary magmas and the origin of basalts. – Scottish J. Geology, 1965, v. 1, part 1.
22. J.B. Reid, F.A. Frey. Rare earth distributions in lherzolite and garnet pyroxenite and the constitution of the upper mantle. – J. Geophys. Res., 1971, v. 76, N 5.
23. A.E. Ringwood. The chemical composition and origin of the earth. – In: "Advances in Earth Science", ed. P.M. Hurley, M.I.T. Press, Cambridge, Mass., 1966.
24. T.L. Wright. Chemistry of Kilama and Mauna Loa lava in space and time. – U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1971, N 735.

В. Н. ШИЛОВ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ВУЛКАНИЗМА САХАЛИНСКОЙ И КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Проблема происхождения и развития островных дуг уже длительное время привлекает к себе внимание многих исследователей самых различных специальностей. В этой проблеме особый интерес представляют дальневосточные островные дуги, располагающиеся на границе континентальных и океанических структур и тем самым открывающие определенные перспективы для выяснения связей между ними. Из геологических процессов в островных дугах наибольшее впечатление производят процессы вулканизма: современного – по эффектности своего проявления и древнего – по его геологической роли в формировании рассматриваемых геологических структур. Недаром инициатор работ по проблеме островных дуг в нашей стране акад. А.Н. Заварицкий считал, что изучение вулканических явлений на этих структурах должно быть первостепенной задачей.

Ниже дается описание основных черт вулканизма Сахалина и Курильских островов, которые являются типичными представителями структур островных дуг в пределах Советского Дальнего Востока. Наиболее древние вулканические породы в пределах рассматриваемого региона известны лишь на Сахалине, где они входят в состав метаморфического комплекса. Возраст последнего до сих пор точно не установлен. Предположительно он является пермо-триасовым. Входящие в его состав вулканические образования обладают зеленокаменным обликом и относятся к метабазальтам и метадиабазам. Собственно палеозойские (пермские) отложения на Сахалине пользуются ограниченным распространением. Вулканогенные образования в них представлены спилитами и диабазами и в единичных случаях – породами, близкими к кератофирам. Спилиты и диабазы являются вулканическими породами, входящими и в состав нерасчле-

ненных мезозойских (доверхнемеловых) отложений Сахалина. Максимальным развитием эти образования пользуются в пределах Восточно-Сахалинских гор и Тонино-Анивского полуострова.

В позднем мелу, помимо Сахалина, вулканические породы известны и на ряде островов Малой Курильской гряды. Наиболее ранними районами проявления позднемелового вулканизма являются Восточно-Сахалинские горы (спилиты, базальтовые и трахиандезитовые порфириты, кварцевые порфиры и др.). Затем вулканизм проявляется на полуострове Шмидта (базальты, андезито-базальты, изредка андезиты) и на Курильских островах (базальты, андезито-базальты).

Предположительно палеогеновый возраст имеют вулканогенные образования некоторых островов Малой Курильской гряды, представленные базальтами и андезито-базальтами. В раннем миоцене районами проявления вулканизма являлись большинство крупных островов Большой Курильской гряды и отдельные участки западного побережья Сахалина. Вулканические породы представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитами и дацитами. На полуострове Шмидта широко развиты разности этих пород, обладающие повышенной щелочностью. В среднем и позднем миоцене, а также плиоцене основные проявления вулканизма отмечались на большинстве островов Большой Курильской гряды. На Сахалине среднемиоценовые проявления вулканизма были практически ограничены несколькими участками западного и восточного побережья южного побережья острова. В петрографическом отношении продукты среднемиоценового вулканизма сходны с таковыми предыдущего этапа, но щелочные разности среди них отсутствуют. В позднем миоцене – плиоцене места проявления вулканизма на Сахалине ограничены небольшими участками. Субщелочные разности пород известны только на Сахалине, на его восточном побережье и на полуострове Крильоне. Наконец, в антропогене процессы вулканизма в пределах региона были ограничены островами Большой Курильской гряды. Продукты вулканической деятельности сходны с таковыми неогенового возраста и вместе с ними носят ярко выраженный известково-щелочной характер.

В течение всей доступной для изучения длительной геологической истории изученного региона отчетливо распознаются два этапа вулканической деятельности: позднепалеозойско-мезозойский (допозднемеловой), близкий к площадному, и позднемеловой-кайнозойский, продолжающийся до наших дней и отличающийся центральным характером вулканизма.

В пределах всего региона во время первого этапа проявления вулканизма отличались основным составом и протекали в глубоководной морской обстановке. Вулканические аппараты представляли собой крупные пологие конусовидные постройки, на склонах которых нередко располагались коралловые рифы, а в непосредственной близости от этих построек и в их пониженных частях отлагались кремнистые илы, содержащие в своем составе значительные при-

меси железа и марганца. Начиная с позднего мела (второй этап), вулканизм проявлялся преимущественно в мелководно-морских условиях, которые из-за быстрого поступления в бассейн осадконакопления эндогенного материала часто сменялись прибрежно-морскими и субаэральными. Среди продуктов вулканической деятельности, наряду с основными породами, встречаются средние и кислые разности лав, вплоть до риолитов. Фациальным анализом нами только для дочетвертичной истории второго этапа выделено местоположение 94 самостоятельных вулканических центров.

В пределах изученного региона вулканическая деятельность проявлялась в самых разнообразных условиях и происходила очень длительное время. Здесь можно наблюдать практически полные переходы от современных и молодых лав к очень древним, испытавшим значительный метаморфизм. Все это позволяет коснуться двух вопросов палеовулканологии, решение которых при изучении процессов вулканизма сравнительно узкого возрастного диапазона очень затруднено. Здесь имеются в виду вопросы об условиях, в которых протекают извержения гиалокластического типа, и причины явлений спилитизации.

В связи с тем, что вулканические процессы в пределах Сахалина и Курильских островов протекали большей частью в подводных условиях, гиалокластитовые породы здесь пользуются очень широким распространением. Фаунистические остатки, обнаруженные среди пластов осадочных пород, разделяющих гиалокластитовые толщи, указывают на то, что образование слагающих их гиалокластолитов происходило как в глубоководных, так и в прибрежно-морских, самых мелководных условиях. Этим самым опровергается вывод некоторых исследователей, указывающих на то, что образование гиалокластолитов происходит только на глубинах, измеряемых в несколько километров, где гидростатическое давление воды может быть соизмеримо с давлением вулканических газов при извержениях.

С гиалокластолитами тесно связано и происхождение спилитов. Последние в пределах нашего региона распространены только среди древних отложений, включая сюда позднемеловые образования. Это обстоятельство, а также материалы по бурению дна глубоких частей океана указывают на то, что причиной спилитизации нельзя считать ни специфику состава изливавшейся магмы, ни собственно глубоководно-морские условия излияния. Наши материалы подтверждают то положение, что такой причиной является преобразование обычных вулканических пород в специфической обстановке геосинклинальных складчатых областей.

Из общетеоретических проблем, связанных с вулканизмом, наиболее важными являются проблемы связи тектоники и вулканизма, а также познания общего характера глубинных процессов в вулканических областях. Исключительная важность вопросов, разбираемых в рамках затрагиваемых нами общетеоретических проблем, потребовала для их удовлетворительного рассмотрения привлечения большого количества аналитического материала и принципиально новых

методических приемов его обработки. Всего нами было собрано 1438 полных силикатных анализов вулканических пород Сахалина и Курильских островов, т.е. значительно больше, чем у всех наших предшественников. Для анализа столь обширных петрохимических данных были применены методы математической статистики с использованием современной электронно-вычислительной техники (электронно-вычислительная машина "Наири-2"). Применение методов математической статистики дает возможность представлять имеющиеся данные без потери полноты информации в компактном виде и позволяет проводить более надежные объективные сравнения, которые ни в коей мере не сопоставимы с обычными визуальными сопоставлениями, базирующимися на различных графических построениях.

При рассмотрении проблемы связи тектоники и вулканизма особый интерес представляют вопросы магматической зональности, связи явлений магматизма с разрывными дислокациями, соотношения позднемеловых и кайнозойских вулканогенных образований региона с подобными образованиями типичных краевых вулканических поясов.

В пределах рассматриваемого региона наиболее отчетливо выступают проявления горизонтальной зональности магматических ассоциаций щелочного типа. Для четвертичных вулканических образований Курильской островной дуги они выражаются в последовательной смене при движении в сторону Азиатского материка крайне известковых серий субщелочными и носят асимметричный характер относительно общего простирания дуги. Для неогеновых вулканических образований Сахалина также устанавливаются проявления горизонтальной щелочной зональности, но, в отличие от таковой для Курильской островной дуги, они являются симметричными по отношению к общей структуре острова. Другим видом магматической зональности является кислотно-основная. Для Сахалина из-за относительно небольшого развития здесь кислых пород трудно говорить об отчетливом проявлении такого типа зональности, что же касается Курильской островной дуги, то тут о ее проявлениях можно утверждать более определенно. В неогене сравнительно повышенные количества кислых вулканических пород отмечаются на Кунашире, Симушире и Парамушире, а в антропогене эта особенность остается характерной только для Кунашира. Привлекает внимание тот факт, что для неогена аномальные в рассматриваемом отношении участки пространственно приурочены к блокам земной коры, обладающим неодинаковым строением и отстоящим на различном расстоянии от относительно стабилизированных в тектоническом отношении геологических структур.

В отношении связи явлений магматизма с разрывными дислокациями можно отметить следующее. Для Сахалина устанавливается тесная связь явлений вулканизма и интрузивного магматизма с разрывными нарушениями преимущественно меридионального и реже широтного и диагонального простираний. Особенно широко магматизм в эффузивной и интрузивной формах проявлялся на участках пере-

сечения разломов меридионального и широтного простираний. На Курильской островной дуге магмоконтролирующими структурами в основном являются продольные разломы северо-восточного простирания.

В настоящее время, помимо существования двух главных типов развития земной коры – платформенного и геосинклинального, – целым рядом исследователей выделяется третий тип, обусловленный процессами активизации. Следствием таких процессов, в частности, считается образование краевых вулканических поясов. Следует отметить, что позднемеловые и неогеновые образования нашего региона не обладают характерными чертами таких поясов: вулканическая деятельность в них начинается в подводных условиях, здесь наблюдаются согласные взаимоотношения вулканических пород с подстилающими их образованиями, для явлений вулканизма не характерно широкое площадное развитие и площадной тип извержений, наконец, кислые разности среди продуктов вулканической деятельности пользуются ограниченным распространением. Все это, а также то, что рассматриваемые вулканогенные образования относятся к орогенному классу, не позволяет исключить процесс их формирования из рамок обычного геосинклинального процесса.

При изучении общего характера глубинных процессов в вулканических областях большой интерес представляет выяснение количественного распространения пород различного состава и различной формационной принадлежности, их эволюция, а также генезис известково-щелочных пород, включая положение магматических очагов, родоначальных магм и роль земной коры в формировании пород андезитовой формации.

Наши данные, базирующиеся на большом аналитическом материале, опровергают широко распространенное мнение о том, что среди известково-щелочных пород Сахалина и Курильских островов наибольшим распространением пользуются андезиты. На долю последних среди неоген-четвертичных пород Курильских островов приходится всего 20–25%, а не 60–70%, как это считается некоторыми исследователями, опирающимися в своих выводах на ограниченные аналитические данные. На Сахалине количество андезитов среди верхнемеловых вулканических пород составляет 18%, а среди неогеновых – около 15%. В составе доверхнемеловых пород региона присутствуют только основные породы. Подчиненная роль андезитов по сравнению с основными породами, а также тесная (в пределах одного и того же вулканического аппарата) ассоциация базальтовых, андезитовых и других более кислых пород указывают на базальтовый состав родоначальной магмы известково-щелочных пород региона и на принадлежность их к базальтоидным генетическим сообществам вулканических пород.

Сравнение разновозрастных базальтов региона с "эталонными" базальтами ряда формаций по критерию Стьюдента обнаруживает, что наиболее древние базальтоиды (метаморфический комплекс Сахалина) близки к толеитам. Все остальные допозднемеловые по-

роды аналогичного состава в известной мере обладают переходными свойствами от толеитов к базальтам андезитовой формации. Наконец, позднемеловые и другие более молодые (включая антропогеновые) основные породы относятся к андезитовой формации. Степень сходства этих базальтоидов с "эталонным" базальтом андезитовой формации увеличивается по мере омоложения возраста вулканических комплексов.

Анализ петрохимических данных показал, что допозднемеловые вулканические образования, несмотря на обширную площадь их распространения, практически не обнаруживают существенных латеральных различий в своем составе. Допозднемеловые и все остальные более молодые вулканические образования даже на сравнительно небольших расстояниях обнаруживают весьма существенные латеральные различия. Степень этих различий сильно возрастает с ходом геологического времени. Последнее обстоятельство, а также корреляция упомянутых выше различий четвертичных лав со строением земной коры в местах расположения соответствующих вулканов указывают на то, что к антропогену на состав вулканических пород начинают оказывать влияние контаминация корового сиалического материала, хотя в целом характер различий вулканических пород по латерали определяется процессами, протекающими в более глубоких частях оболочки.

Все вулканические породы Курильских островов и преобладающая часть их на Сахалине относятся к известково-щелочному типу. Однако вопросы генезиса этих пород и, в частности, наиболее характерных их представителей, – андезитов, до настоящего времени остаются весьма проблематичными. Имеющиеся геологические, геохимические и геофизические данные в целом не противоречат представлениям о том, что глубинные процессы в областях островных дуг могут проходить как по конвективной схеме, так и по схеме зонной плавки; для получения однозначного вывода о характере этих процессов имеются основания отдать предпочтение гипотезе образования пород андезитовой формации, предполагающей частичное плавление океанической коры и верхней мантии на глубинах 100–150 км в районе сейсмофокальной зоны.

ABSTRACT

The author gives some information on distribution and composition of volcanic products within all stratigraphic subdivisions from the most ancient deposits of Sakhalin (metamorphic complex) to recent formations of Kurile islands. The geological history of the region can be devided into two main periods of volcanic activity: Late Paleozoic – Mesozoic (pre-Late Cretaceous) and Late Cretaceous-Cenozoic. The first one is very close to areal type of volcanism and basic composition of volcanic products; the second one to the central type of volcanism and not only basic but also middle and acidic compositions of products. The author comes to the conclusion that

area formation of hyaloclastites is not only in the deepest weter facies but should also be spread to all sea facies including the coastal one. In the course of the work it should be confirmed that the nature of processes of spilitization is essentially metamorphic. The author considers the following questions: magmatic zonation (alkaline and acid-basic), connection between magmatic processes and disjunctive dislocation, comparison of Late Cretaceous-Cenozoic volcanic formations of region with the similar formations of marginal volcanic belts, relative quantities of volcanic rocks of different composition and different formation, origin of calc-alkali lavs (the andesitic formation), which is typical for island arcs.

Г. Д. АЖГИРЕЙ

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СВЯЗИ С ЗОНАМИ БЕНЬОФА ДРЕВНИХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Некоторые петрологи в той или иной мере принимают связь метаморфизма с зонами Беньофа, однако ясности в характере и значении такой связи еще нет. Наша задача привлечь внимание к интереснейшим взаимоотношениям, существующим между процессами метаморфизма и деформациями в геосинклиналях, особенно в корневых зонах Беньофа, на определенных этапах развития.

Исследования метаморфических комплексов в 1970–1973 гг. в Гималаях нами и аспирантами Университета дружбы народов установили явления полиметаморфизма и его многостадийную эволюцию.

Между южной зоной Гималаев и северными, Тетис-Гималаями, располагается система огромных глубинных разломов, по всем признакам представляющих рифейскую и фанерозойскую "ископаемую" зону Беньофа. Вся южная часть Гималаев сложена шарьяжными пластинами. Снизу вверх они образуют шарьяжи разнообразных терригенных и карбонатных пород Джаунсар-Крол, датированных по микрофауне, как палеозой и мезозой. Выше залегает шарьяж Чейл, составленный зелеными метаморфическими сланцами и туфогенными песчаниками. Еще выше – пластина тонкозернистых кварцитов Джуток, метаморфизованных в гранато-амфиболитовой фации и самые верхние покровы Гарвал, сложенные кварц-гранатовыми, биотит-гранат-ставролитовыми сланцами, часто мигматизированными.

Все полого-лежащие покровы севернее переходят в круто рассланцованные породы тектонических корней, образующих систему зоны Беньофа.

Возраст тектонического смещения к югу шарьяжных пластин с амплитудами до 50–100 км – послесреднеэоценовый, который

устанавливается по налеганию шарьированных пород на автохтонные отложения с нуммулитами лютетского века. Верхняя граница возраста главных движений – олигоцен, что датируется наиболее молодым максимумом абсолютного возраста минералов метаморфических пород Чейл, Джуток и Гарвал. По данным калий-аргонового метода распознаются три максимума метаморфизма в Гималаях: 30–40, 80–100, 120–130 млн. лет; определения сделаны в лабораториях Советского Союза.

Изучение метаморфических пород Гималаев под микроскопом обычно не показывает катаклаза и выявляет высокую степень перекристаллизации и приспособления новообразующихся минералов к происходившим деформациям. Следовательно, было три стадии тектонической эволюции Гималайского метаморфического пояса – в олигоцене, верхнем мелу и, возможно, в средней юре.

Чрезвычайно важно, что все три стадии регионального метаморфизма и деформаций пород, образующих шарьяжи, происходили задолго до превращения Гималайской геосинклинали в горное сооружение в конце неогена. Таким образом, не может быть речи о гравитационном происхождении системы шарьяжей в Гималаях, путем растекания горных пород от центральных зон пояса к периферии.

Единственной альтернативой может быть пластическое течение метаморфизуемых пород от периферии будущего горного сооружения в сторону корневой структурной зоны Беньофа. Эта идея не оригинальна – геологи, изучавшие Альпы, за малым исключением, давно пришли к выводу, что главным механизмом образования шарьяжей было пододвигание пород фундамента (в Альпах кристаллический фундамент находится сравнительно не глубоко) в направлении к центру складчатого сооружения на той стадии, когда геосинклинальное прогибание еще продолжалось и зоны Беньофа представляли осевые структуры прогибов.

Новизна нашей концепции заключается в доказательстве на примере гималайского материала, что тектонические шарьяжные перемещения всегда совпадали по времени с фазами резких усилений потоков метаморфизующих флюидов по зонам Беньофа. Кроме OH и CO_2, в составе флюидов, как предположил А. Маракушев, могли принимать участие галоиды. Действительно, произведенные анализы биотитов и амфиболов из пород Чейла и Джутока установили в них содержание фтора до 0,25%.

В эпохи, когда уменьшалась интенсивность притока флюидов по зонам Беньофа, прекращались не только явления регионального метаморфизма, но и большие деформации, вызывавшие образование шарьяжей. Этот вывод может иметь очень большое значение для разработки синтетических представлений о связях, существующих между петрологическими и тектоническими процессами в геосинклинальных поясах.

A B S T R A C T

Some hot fluids (OH, CO_2, F) ascending along Benioff zones and spred towards layered rocks. Such processes had its period of maximum and in that span of time regional metamorphism developed in favourable rocks. Structural petrological investigation revealed, that with the periods of maximum fluids ascending along Benioff zones coincided the tectonic plastic flow metamorphosed rock layers towards the roots i.e. the Benioff zones. Thus mechanism formed properly nappe tectonic structurs. Such processes discussed on the examples of the old Island arches of the Himalayas.

П. П. СМОЛИН

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕЗИТА, ТАЛЬКА И БРУСИТА В ЭВОЛЮЦИИ МАГНЕЗИАЛЬНО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩ

В результате односторонней интерпретации метасоматических форм и приуроченности месторождений магнезиальных полезных ископаемых к регионально- и контактно-метаморфизованным породам иногда выдвигаются ортодоксально-плутонические представления, объясняющие их образование привносом магния из магмы или при региональном метасоматозе. Несостоятельность первого мнения доказывается петрографическими и экспериментальными данными о неизменном вхождении магния в минералы ранних этапов кристаллизации магм, а также обычным отсутствием пространственных связей месторождений магнезита и талька с интрузивами. Вместе с тем теснейшая связь рассматриваемых полезных ископаемых лишь с исходно магнезиальными формациями горных пород гипогенного (гипербазиты) и гипергенного (магнезиально-карбонатные и эвапоритовые осадки) циклов свидетельствует об ошибочности концепции основного фронта гранитизации и ей подобных, в которых подчиненные метасоматические взаимоотношения, обусловленные локальной метаморфической дифференциацией, приводятся как доказательства регионального или даже глобального метасоматоза с массовым привносом магния извне. Приуроченность наиболее ценных месторождений магнезиальных ископаемых к карбонатным толщам, подвергшихся метаморфизму нижних этажей складчатых систем (особенно докембрийских ядер), обусловлена преобладанием магнезиально-карбонатного седиментогенеза в древние эпохи, а для талька – также проявлением порождающих его условий метаморфизма именно в такой геоструктурной обстановке. Изохимизм в широком смысле слова, а также изофациальность магнезиальных полезных ископаемых и вмещающих толщ позволяют рассматривать их в рамках концепции метаморфических фаций. Такой подход и, в частности,

оценка предельных и переломных ("геологически экстремальных") условий метаморфизма при формировании месторождений позволяют намечать важные поисковые предпосылки. Различия условий образования обусловливают неизменную разновозрастность магнезиальных ископаемых, хотя приуроченность к одним формациям приводит к наложенным ассоциациям магнезита с тальком или бруситом.

Магнезит, по термодинамическим характеристикам, должен быть стабилен в стандартных условиях и, по геолого-петрографическим данным, несомненно кристаллизуется в гипергенной обстановке (древние и современные морские и континентальные эвапориты, кора выветривания гипербазитов и метамагнезиальных пород). Однако генезис промышленных его месторождений, приуроченных лишь к метаморфизованным карбонатным толщам, является спорным между сторонниками осадочного и гидротермально-метасоматического их происхождения. На месторождениях магнезита СССР выявляется все больше фактов, подтверждающих параметаморфическую их природу. Намечается стратиграфическая приуроченность регионально распространенных магнезитов к определенным частям толщ, тогда как другие, подвергшиеся метаморфизму той же интенсивности, сложены одними доломитами. Так, в рифее Башкирского антиклинория продуктивная пятая подсвита саткинской свиты, в рифее Енисейского кряжа – аладьинская свита (тогда как доломиты присутствуют еще в трех свитах комплекса), в протерозойской толще Онотского поля (Восточный Саян) магнезитоносна лишь одна полоса доломитов из двух, выделяемых иногда в самостоятельные свиты. В опорных разрезах мощной (около 4000 м) горанской свиты докембрия Юго-Западного Памира пластообразные тела магнезитов приурочены лишь к средней амфиболитово (вулканогенно) – карбонатно-гнейсовой (терригенной) подсвите, но отсутствуют в доломитах двух других карбонатно-гнейсовых подсвит. На Памире магнезиты макроскопически неотличимы от доломитов, что надолго задержало их открытие. Такие же соотношения двух карбонатов частично проявляются и на остальных месторождениях магнезита. Это лишает ценности относительную крупнозернистость магнезитов в качестве признака их гидротермальной природы. Наиболее убедительные признаки осадочного происхождения имеют магнезиты рифейской доломитовой толщи Малого Хингана, подвергшейся лишь слабому метаморфизму – ступени аспидных сланцев. Эти магнезиты представлены в основном пелитоморфной разностью, аналогичной так называемому "аморфному магнезиту" коры выветривания гипербазитов и часто слагают явно седиментационные и диагенетические брекчии. В сильно перекристаллизованных магнезитах Башкирского антиклинория (зеленосланцевая фация) при слабой дислоцированности наблюдается шестоватость, поперечная к слоистости, но в интенсивно-складчатой толще Восточного Саяна (роговообманково-амфиболитовая фация) местами проявляется продольно плойчатая линейность магнезита. Эти признаки деформации свидетельствуют о доскладчатом возрасте магнезита. Наиболее четкая

линейная ориентировка возникла в магнезитовых мраморах внешней зоны контактных ореолов Малого Хингана при механическом воздействии насильственно внедрившихся интрузивов. Можно полагать, что приуроченность некоторых тел магнезита на Восточном Саяне и Малом Хингане к отжатым ядрам и ундуляциям складок обусловлена преимущественно дифференциальным пластическим течением. Так частично интерпретируется контроль складчатостью, используемый в качестве одного из аргументов гипогенного происхождения магнезита, тогда как предположения о приуроченности его месторождений к крупным разломам сугубо гипотетичны. Частные метасоматические взаимоотношения магнезитов иногда можно истолковывать как унаследованные диагенетические, но относительно редкие явно секущие, хотя и локальные, формы их залегания следует объяснить эпигенетическим перераспределением вещества. Иногда неправильную форму тел магнезита можно предположительно связывать с наложенной доломитизацией в коре выветривания (Енисейский кряж). Месторождения магнезита на территории СССР установлены в регионально-метаморфических толщах от ступени аспидных сланцев до пироксен-амфиболитовой (дистеновых гнейсов) фации, но пока не встречены в гранулитовой фации. Очевидно, магнезит термодинамически устойчив во всех фациях регионального метаморфизма и разлагается с образованием периклаза или брусита лишь при наложенном контактном метаморфизме в условиях резко уменьшившейся глубинности ($P > 3$ кбар, $T > 600^{\circ}$). Эпигенетические формы залегания крупнокристаллических магнезитов наиболее характерны для промежуточных условий зеленосланцевой (Башкирский антиклинорий) и роговообманково-амфиболитовой (Восточный Саян) фаций. В этом сказывается "экстремальное" проявление дифференциальной миграции мантия в метаморфической эволюции магнезиально-карбонатных толщ.

Тальк, по экспериментальным данным, может кристаллизоваться в диапазоне условий от стандартных при повышенной щелочности среды (что подтверждается присутствием его аутигенных чешуек в эвапорита) до высоких PT (900°; 2,5 кбар). Однако в петрографической литературе он рассматривается как типичный минерал фаций зеленых сланцев и мусковитовых (альбит-эпидотовых) роговиков, тогда как при оценке его месторождений преимущественно лишь подчеркивается привнос кремнезема из гранитной магмы в магнезиальные породы. В результате изучения тальконосности СССР отчетливо выявилось, что источником SiO_2 на большинстве месторождений служили силикатные парапороды. Гранитоиды, ассоциирующиеся с тальковыми месторождениями регионально-метаморфизованных толщ, иногда резко моложе (Горная Шория), а в других случаях – древнее (Восточный Саян) талькообразования и подобно парапородам играли роль пассивно десилицирующейся среды. Все это позволило автору предположить концепцию массового талькообразования в результате контактово-реакционного метасоматоза при региональном метаморфизме, определить соответствующие фак-

торы локализации месторождений и дать прогноз тальконосности СССР [3]. Важнейшим подтверждением справедливости критериев, положенных в основу этого прогноза, было открытие в пределах априорно намеченного благоприятного региона крупнейшей тальконосной провинции Западного Прибайкалья, в которой вообще отсутствуют магматические породы. Регионально-метаморфические месторождения талька приурочены к интервалу условий от ступени аспидных сланцев до пироксен-амфиболитовой фации и отсутствуют в наименее (цеолитовая фация) и наиболее (гранулитовая фация) глубинных комплексах. Мелкие месторождения известны также в относительно глубинных контактово-метаморфических фациях амфиболовых и мусковитовых роговиков. Такое распределение месторождений талька подтверждает теоретическое положение Д.С.Коржинского [1] о кристаллизации талька на умеренных глубинах. Наибольший интерес представляют предельные условия формирования месторождений, выходящие за принятые рамки стабильности талька при метаморфизме. В миогеосинклинальной рифейской толще Западного Прибайкалья (ступень аспидных сланцев), на расстояние около 500 км прослежены горизонты черных талькитов мощностью до 70 м, приуроченные к окремненным онколитовым доломитизированным известнякам [5]. По предположению автора, массовая кристаллизация в этих минимальных условиях метаморфизма стимулировалась протеиновым веществом онколитов, при денитрификации которого мог выделяться щелочной аммоний, что и способствовало кристаллизации талька при необычно низких температурах. Это предположение подтвердилось при определении спектров связанных аминокислот органического вещества онколитов, апоонколитовых кремней и талька (фиг.). Сбалансированные реакции, связывающие спектры продуктов двух последовательных стадий изменения онколитов, фиксируют усиление полимеризации аминокислот с выделением O, H (удаление летучих) и C (усиление углефикации), что соответствует обычным изменениям органического вещества по мере его метаморфизма. Выделение иона аммония может прямо свидетельствовать о возникновении местной самоподдерживающейся щелочности в процессе начавшейся кристаллизации талька. Максимально метаморфические месторождения талька выявлены в пироксен-амфиболитовой фации докембрия Юго-Западного Памира. В сланцеватом гигантокристаллическом тальке здесь встречаются реликты непсевдоморфно замещаемого энстатита, но вместе с тем в краевых частях крупных включений незатронутые замещением призмы ортопироксена приобретают ориентировку, параллельную границам с тальковым агрегатом. Эти соотношения свидетельствуют о совместной кристаллизации энстатита и талька при интенсивном направленном давлении. Частичное замещение энстатита тальком обусловлено не термодинамическим неравновесием, а химическими градиентами между магнезитовым мрамором и гнейсом, т.е. энстатит (прилегающий к магнезиту) и тальк (прилегающий к гнейсу) слагают зоны метасоматической колонки. Этот парагенезис близок

Аминокислоты	Он	Кр	Тл
Треонин (Тр) $H_9C_4NO_3$	—		
Глицин (Ги) $H_5C_2NO_2$	—		
Аланин (Ал) $H_7C_3NO_2$	—		
Серин (Ср) $H_7C_3NO_3$		—	
Валин (Вл) $H_{11}C_5NO_2$		—	
Аспаргиновая кислота (Ас) $H_7C_4NO_4$		—	
Лизин (Лз) $H_{14}C_6NO_2$		—	
Глутаминовая кислота (Гт) $H_9C_5NO_4$			—
Лейцин (Лц) $H_{13}C_6NO_2$			—

(1) Он → Кр:
$5Тр \rightarrow Ср+Вл+Ас+Лз+3H_2O+O+2C$

(2) Кр → Тл:
$Ас+2Лз \rightarrow Гт+Лц+2H_2O+5C+3NH_3$

Спектры связанных аминокислот органического вещества онколитов (*Он*), окремненных (*Кр*) и оталькованных онколитов (*Тл*) улунтуйской свиты рифея З.Прибайкалья. Определения Т.В. Дроздовой, ГЕОХИ АН СССР. Внизу приведены сбалансированные реакции, отражающие соотношения между специфическими соединениями исходных онколитов и двух стадий их изменения

к установленному экспериментально верхнему пределу устойчивости талька форстерит+тальк⇄энстатит+пар и тальк ⇄ энстатит+кварц+пар, который казался не отвечающим проявлениям талька в природе. Синкинематичность памирских талькитов – аргумент в пользу их формирования у максимума метаморфизма, поскольку на месторождениях ступени аспидных сланцев и частично фации зеленых сланцев тальк также слагает синкинематичные сланцеватые агрегаты и не содержит реликтов высокотемпературных силикатов, кристаллизуясь очевидно, соскладчато на прогрессивной ветви метаморфизма. Для талькитов роговообманково–амфиболитовой фации характерны псевдоморфозы по диопсиду и уменьшительная грануляция неориентиро-

ванного крупночешуйчатого агрегата, что свидетельствует о кристаллизации направленного давления. Характерно сужение области составов пород, замещаемых реакционно-метасоматическими талькитами, по мере перехода от фаций низкого к фациям высокого метаморфизма.

В фациях зеленых (и аспидных) сланцев (Енисейский кряж) и мусковитовых роговиков (Малый Хинган) талькиты замещают доломиты и магнезиты (также по силикатной среде), в роговообманково-амфиболитовой фации (Восточный Саян) замещаются магнезиты (меньше по силикатной среде), тогда как доломиты подвергаются лишь слабому сопряженному окварцеванию. Наконец, в пироксен-амфиболитовой (Юго-Западный Памир) и амфибол-роговиковой [2] фациях талькиты кристаллизуются лишь в апомагнезитовых зонах магнезиальных скарнов. В первых трех фациях этого ряда тальк прогрессивен, а в остальных (кроме Памира)- регрессивен. Таким образом, наблюдения на промышленных месторождениях показывают, что в качестве максимального минерала тальк действительно наиболее типичен для фации зеленых сланцев (где он также частично регрессивен), хотя крупные его скопления при дополнительных благоприятных факторах возникают прогрессивно на ступени аспидных сланцев (и в фации мусковитовых роговиков), а регрессивно - в роговообманково-амфиболитовой фации (и амфиболовых роговиков). В максимальных условиях (пироксен-амфиболитовая фация) метаморфизма установлен наиболее упорядоченный тальк (модификация I ТК), близкий по составу к идеальной стехиометрии $Y_3[Si_4O_{10}] \cdot (OH)_2$, тогда как в остальных случаях метасоматический тальк неизменно бывает полубеспорядоченным (псевдомоноклинным) и характеризуется избытком октаэдрических катионов и воды, вероятно, связанным со смешанно-слойной примесью пакетов монтмориллонитового и хлоритового типов. Величина этой примеси, возможно, обратно пропорциональна температуре кристаллизации. Тальки прогрессивной ветви метаморфизма более упорядочены по сравнению с регрессивными [7].

Брусит легко получается в лаборатории при небольших температурах гидратацией периклаза и прямым осаждением из водных растворов, но в равновесной системе с карбонатами располагается в относительно высокотемпературном поле. В природе он установлен в скелетах некоторых современных карбонатных организмов, однако его месторождения приурочены лишь к контактным ореолам малой глубинности. Мономинеральные брусититы иногда связывают с привносом магния из магмы. При этом неизменная ассоциация брусититов и магнезитов объясняется или одновременным их образованием соответственно во внутренней и внешней зонах или ремагнезитизацией брусита во внешней зоне. Однако на месторождениях Малого Хингана бруситы и перемежающиеся с ними пенкатиты (брусит-кальцитовые мраморы) в пределах единых разрезов переходят во внешнюю сторону контактных ореолов в магнезитовые и доломитовые мраморы, а затем - в неперекристаллизованные кар-

бонатные породы, в том числе очень характерные пелитоморфные магнезиты, широко распространенные здесь и вне пространственной связи с интрузивами. Эти и другие наблюдения свидетельствуют об изохимическом характере контактного метаморфизма с образованием брусититов по магнезитам, а пенкатитов – по доломитам [4, 6]. В спуррит-мервинитовой и пироксен-роговиковой фациях брусит образуется при гистерогенезе псевдоморфно по периклазу и лишь спорадически во внешней зоне контактных ореолов – в результате прямого разложения карбонатов (протобрусит). В контактных ореолах амфибол-роговиковой фации (Сатка и Бакал в Башкирском антиклинории) периклаз не образуется и возникают лишь маломощные зоны протобруситовых пород. В условиях большей глубинности при контактном метаморфизме полностью термодинамически устойчивы магнезиальные карбонаты.

Таким образом, в складчатых зонах магнезиальные полезные ископаемые укладываются в обобщенный возрастной ряд: доскладчатый параметаморфический магнезит – преимущественно соскладчатый регионально-метаморфический тальк – послескладчатый контактово-метаморфический брусит. Последний возникает и в недислоцированных верхних этажах при контактном метаморфизме доломитов (пенкатиты Алдана) и эвапоритовых формаций (пенкатиты с мелкими телами брусититов на Таймыре).

ABSTRACT

Deposits of magnesian industrial minerals are localized predominantly in dolomitic strata of the lower levels of folded systems and, with a few exceptions, fit into a summarized age series: prefolding parametamorphic magnesite – synfolding regionally-metamorphic talc – postfolding contact-metamorphic brucite.

Magnesite is thermodynamically stable in all the facies of a regional metamorphism and becomes decayed with the formation of a periclase or brucite only during a superimposed contact metamorphism at a small depth.

Talc deposits are formed mostly as a result of a reaction metasomatosis in metamorphic facies of a moderate depth with a successive shrinking of the composition area of rocks replaced progressively (p) or regressively (r) along with a higher grade of metamorphism: 1) dolomites, magnesites, silicates (facies of slates (p), green schists and muscovite(alvite-epidotic) hornfels (p, r), 2) magnesites and silicates (facies of hornblende amphibolites (r)), 3) apomagnesite silicates (facies of pyroxene amphibolites (p) and amphibole hornfels (r)), Judging by the established spectra of fixed amino acids in the organic matter of oncolites, of silicified and talc-replaced oncolites, a mass talc formation at unusually low temperatures of the slates has been sometimes stimulated by a higher alkalinity (ammonia), determined by a denitrification of the organic matter during

the talc replacement. Under maximum conditions of the pyroxene amphibolite (disthen gneisses) facies an ordered talc (1 Tk) closest to the ideal stoichiometry has been established which replaces enstatite in its thermodynamical equilibrium. In other cases metasomatic talcs are semi-random (pseudomonoclinic) and are characterized by an excess of octahedral cations and of water, this being, probably, associated with a mixed-layer admixture of chloritic and montmorillonitic type layers, the amount of which is in a reverse proportion to the crystallization temperature. The progressively metamorphic talcs are somewhat better ordered than the regressive varieties.

Apomagnesitic brucitites and apodolomitic pencatites (brucitecalcitic marbles) in the spurrite-merwinitic and pyroxene hornfels facies are formed with an intermediary stage of periclase, while in the amphibole hornfels facies – directly after carbonates. Under the conditions of a great depth magnesian carbonates are completely stable thermodynamically. Contrary to the magnesite and to talc, particularly, apodolomitic pencatites and pencatites with minor accumulations of a monomineral brucite (at the expense of evaporites) have been established in contact aureoles of the nondislocated platform cover as well.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д.С. Коржинский. Минеральные парагенезисы системы $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ и режим воды и углекислоты при метаморфизме. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, № 14.
2. А.А. Маракушев, Ким Мин Себ, Ким Хак Дзе. Фациально-парагенетический анализ месторождений талька и флогопита, связанных с докембрийскими магнезиальными мраморами Северной Кореи. – В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 6, М., Изд-во АН СССР, 1962.
3. П.П. Смолин. Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного безжелезистого талька. – В кн.: Закономерности размещ. полезн. ископ., т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1962.
4. П.П. Смолин. Структурная эволюция и условия формирования брусититов в метамагнезиально-карбонатных породах. – Докл. АН СССР, 1970, 193, 1970, № 4.
5. П.П. Смолин. Апоонколитовые талькиты Предбайкалья и схема классификации регионально-метаморфических тальконосных провинций. – Докл. АН СССР, 1971, 199, № 3.
6. П.П. Смолин. Эволюция и минеральные фации глубинности контактово-метамагнезиальных пород Хингана, Хабаровский край. – В кн.: Петрология, МГК, серия XXIV, проблема 2, докл. совет. геологов. М., "Наука", 1972.
7. П.П. Смолин, Б.Б. Звягин, В.А. Дриц, О.В. Сидоренко, В.А. Александрова. Структурная идентификация и вариации структурной упорядоченности природных разновидностей талька. – Докл. АН СССР, 1974, 218, № 4.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОХИМИЯ

А.И. Тугаринов. Эволюция свинцового рудообразования в истории Земли 4

И.Д. Рябчиков, Н.А. Дурасова, В.Л. Барсуков. Факторы миграционной способности олова в кислых магматических системах 13

Л.Н. Когарко. Физико-химические условия формирования апатитовых месторождений Хибин 18

В.Г. Моисеенко, В.Г. Сахно. Эволюция глубинных флюидов, магматизма и золотой минерализации Тихоокеанского пояса. . . . 25

В.В. Щербина. Химические процессы зоны окисления сульфидных месторождений 37

Л.Н. Овчинников, С.В. Григорян. О методике литохимических поисков рудных месторождений в аридных районах. 45

А.П. Соловов. Прогноз масштаба оруденения при геохимических поисках. 50

Ф.В. Чухров, Л.П. Ермилова, В.С. Чуриков. О возможном значении изотопного состава серы для фито-геохимических поисков сульфидных руд. 55

Ю.Е. Сает. Геохимические методы поисков сульфидных месторождений, перекрытых аллохтонными отложениями, по эпигенетическим ореолам рассеяния 62

Е.П. Акульшина. Эволюция состава глинистого вещества осадочных пород от рифея до мезозоя 78

С.Л. Шварцев. Геохимия процессов латеритного выветривания. 89

С.Б. Брандт, В.Н. Борисов, В.С. Лепин, И.С. Ломоносов, Е.В.Пиннеккер, В.И.Писарский, Ю.П.Ржечицкий, В.Н.Солодянкина. Изотопные отношения стронция Sr^{87}/Sr^{86} в некоторых природных водах Сибири 98

В.В. Добровольский. Генезис и спектрометрический эффект сорбированной окиси железа 106

Ш.Ф. Мехтиев. Геохимическая характеристика нефтей среднеплиоценовых отложений Азербайджана 114

А.А. Ярошевский. Модель геохимического цикла и эволюция состава пород земной коры 124

И.Н. Говоров, Э.Д. Голубев, Е.П. Денисов. Геохимия глубинных ксенолитов и конвекция в верхней мантии Сихотэ-Алиньской складчатой области 128

В.И. Герасимовский. Геохимические особенности и генезис базальт-андезит-риолитовой серии пород в зоне океанического рифта (на примере Исландии) 135

В.И. Коваленко. Геохимическая специфика редкометальных гранитоидов и их положение в общей схеме эволюции континентального магматизма 144
А.С. Павленко. Эволюция вещества современных материков и зон рифтообразования 153
Л.С. Бородин, Г.Н. Мухитдинов, А.А. Ганзеев. Формационные типы щелочно-гранитоидных пород и некоторые характерные особенности их геохимии 164
Б.Г. Лутц, Е.В. Францессон. Геохимическая характеристика кимберлитов и их сравнение с ультраосновными и основными породами 170

МИНЕРАЛОГИЯ

В.С. Балицкий, Н.Н. Мозгова, Н.А. Озерова, Б.А. Дороговин, В.В. Комова. Условия образования самородной сурьмы и антимонита и их срастаний в сурьмяных месторождениях (по анализу включений и экспериментальным данным). 182
О.А. Богатиков, Р.В. Боярская. Выявление неоднородности титаномагнетитов методами просвечивающей и сканирующей электронной микроскопии 194
А.Г. Жабин. Стереологические закономерности строения зернистого мономинерального агрегата, достигшего равновесия границ зерен 204
Д.В. Калинин, Н.Г. Стенина, Н.Д. Денискина. Природные и синтетические амфиболовые асбесты (срастания, дислокационная структура, кинетика и механизм роста волокон, генезис) 210
Н.Н. Мозгова. Закономерные микросрастания как характерный признак гомологических рядов сульфосолей 222
А.П. Хомяков. Типы закономерных срастаний минералов группы келдышита 233
Н.П. Юшкин, А.М. Асхабов, А.Ф. Кунц. Регенерация деформированных кристаллов минералов (онтогенетические и кинетические аспекты). 241
Ю.А. Долгов, Л.Ш. Базаров, И.Т. Бакуменко, Н.А. Гибшер, В.П. Чупин, Л.Ю. Чупина, С.А. Вишневский, Н.А.Шугурова. Газово-жидкие и расплавные включения в минералах и их генетическое значение 251
А.И. Захарченко. О переходах гранитных расплавов во флюиды, о их характере и металлоносности (по включениям в минералах) 261
Ю.В. Казицын. Элементы-примеси и включения в минералах измененных пород медно-молибденовых месторождений 274
Т.М. Сущевская, Н.Н. Баранова, С.В. Козеренко, В.Л. Барсуков. Состав гидротермальных растворов, формировавших касситерит-сульфидное и золото-серебряное оруденения (по данным анализа включений). 285
А.С. Марфунин, Л.В. Бершов. Дефекты и электронно-дырочные центры в минералах 292
И.Я. Некрасов. Фазовые соотношения в оловосодержащих сульфидных системах и их геологическая интерпретация 297

ПЕТРОЛОГИЯ

Г.С. Дзоценидзе. Нижнемезозойский вулканизм альпийской складчатой области 308

Г.Д. Афанасьев, Л.А. Кондаков. О реликтовых структурах перехода континент–палеотетис новейшего этапа развития Кавказа. 316

Д.С. Коржинский. Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами 320

Г.И. Горбунов. Базит–гипербазитовый магматизм и металлогения никеля Кольского полуострова 328

Т.Ю. Базарова, И.Т. Бакуменко, В.П. Костюк, Л.И. Панина, В.С. Соболев. Температурные условия кристаллизации главнейших типов изверженных горных пород (по данным гомогенизации включений расплавов в минералах) 340

А.А. Маракушев. Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг 353

Л.Л.Перчук. Термодинамический режим магматизма и метаморфизма на ранних стадиях развития островных дуг 363

О.А. Богатиков. Докембрийские анортозитовые ассоциации СССР и их генезис 373

Л.С. Бородин. Проблема генезиса миаскитовых и агпаитовых магм (геологические и геохимические аспекты) 381

И.В. Белько в. Происхождение и геологическая роль древнейших гранитоидов на ранних этапах эволюции земной коры 392

И.Д. Батиева. Петрология и генезис щелочных гранитов . . . 398

Р.Б. Баратов. Особенности петрологии магматических формаций Таджикистана 406

С.П. Соловьев. Основные черты эволюции петрохимических циклов в СССР 414

Э.П. Изох. Типы гранитоидных формаций с разной рудоносностью 425

В.А. Кутолин. Происхождение и глубинная эволюция базальтов разных формаций 435

В.Н. Шилов. Основные черты вулканизма Сахалинской и Курильской островных дуг 442

Г.Д. Ажгирей. Региональный метаморфизм и деформации земной коры в связи с зонами Беньофа древних островных дуг 448

П.П. Смолин. Условия формирования месторождений магнезита, талька и брусита в эволюции магнезиально–карбонатных толщ . . . 450

CONTENTS

GEOCHEMISTRY

A.I. Tugarinov. Evolution of lead mineralization in the Earth history by isotopic data 4
I.D. Ryabchikov, N.A. Durasova, V.L. Barsukov. Factors of of tin migration in acid magmatic systems 13
L.N. Kogarko. Physico-chemical condition of the formation of the Khibina apatite deposits 18
V.C. Moiseenko, V.G. Sakhno. Evolution of abyssal fluids, volcanicity and gold minerallization of the Pacific belt. 25
V.V. Shcherbina. Chemical processes in the oxidation zone of sulfide deposits 37
L.N. Ovchinnikov, S.V. Grigorjan. On the method of lithochemical prospecting of ore deposits in aridic areas 45
A.P. Solovov. Prediction of scale of lodes at geochemical prospecting 50
F.V. Chukhrov, L.P. Jermilova, V.S. Churikov. A possible role of sulfure isotopic composition in phythogeochemical prospecting of sulfide ore deposits 55
Yu. Ye. Saet. The methods of geochemical prospecting of sulfide ore deposits overlapped by allochtonous deposits from epigenetic aureole data 62
H.P. Akulshina. Evolution of clay matter composition of sedimentary rocks from Rifean to Mezozoic 78
S.L. Shvartzev. Geochemistry of lateritic weathering 89
S.B.Brandt, V.I.Borisov, V.S.Lepin, I.S.Lomonosov, E.V. Pinnecker, B.I.Pissarsky, Yu.P. Rzhechitsky, V.N. Solodyankin a. Strontium isotopic ratios Sr^{87}/Sr^{86} in some natural waters in Siberia 98
V.V. Dobrovolsky. Genesis and spectrometric effects of sorbed ferric oxide 106
Sh. F. Mekhtijev. Geochemistry of oil Middle Pliocene deposits in Azerbajdjan 114
A.A. Yaroshevsky. Geochemical cycle and Earth's crust evolution 124
I.N. Govorov, E.D. Golubeva, E.P. Denisov. Abyssal geochemistry and convection on the upper mantle of the Sikhote-Alin folf area. 128

V.I. Gerasimovsky. Geochemical features and genesis of basalt-andesitephyolite series in the zone of ocean rift (Iceland as a example). 135
V.I. Kovalenko. Geochemistry of rare metal granites and there position on continental magmatism evolution 144
A.S. Pavlenko. Evolution of modern continents and rift zones matters 153
L.S. Borodin, G.N. Mokhitdinov, A.A. Ganzeev. Series of alkaline granitoides and main features of there geochemistry 164
B.G. Lutz, H.V. Frantsesson. Geochemistry of kimberlite and there comparison with ultrabasic and basic rocks 170

MINERALOGY

V.S. Balitski, N.N. Mozgova, N.A. Ozerova, B.A. Dorogovin, V.V. Komova. Conditions of natural antimony and stibnite formation and their interrelation in the antimony deposits (from the experimental data and the results of inclusions investigation). 182
R.V. Boyarskaya, O.A. Bogatikov. The investigation of inhomogeneities of titanomagnetites by the method of traslucent and scanming electron-microscopy 194
A.G. Zhabin. Stereological regularities of structure of grained monomineral aggregates with grain boundaries being in eguilirium 204
D.V. Kalinin, N.G. Stenina, N.D. Deniskina. Natural and synthetic amphibole asbestos (intergrowths, dislocations structure, kinetics and mechanism of fibre growth, genesis in nature) 210
N.N. Mozgova. The regular microintergrowths as the characteristic feature of homologous series of sulfasalts 222
A.P. Khomyakov. Types of regular intergrowths in the keldyshite group minerals 233
N.P. Yushkin, A.M. Askhabov, A.F. Kuntz. Regeneration of deformed crystals of minerals: ontogenetic and kinetic aspects 241
Yu. A. Dolgov, L.Sh. Bazarov, I.T. Bakumenko, N.A. Gibsher, V.P. Chupin, L.Yu. Chupina, S.A.Vishnevsky, N.A. Shugurova. Fluid and melt inclusions in minerals and their genetic significance 251
A.I. Zakharchenko. On transitions of granite melts into fluids, their character and ore capacity (as inferred from the fluid and melts inclusions) 261
Yu. V. Kazitsyn. Trace elements and fluid inclusions in minerals of altered rocks of Cu–Mo deposits 274
T.M. Sushchevskaya, N.N. Baranova, S.N. Kozerenko, V.I. Barsukov. The composition of hydrothermal solutions, forming cassiterite-sulphide and gold-silver ores (from fluid inclusions data) 285
A.S. Marfunin, L.V. Bershov. Point defects and electron-hole centers in minerals 292
I.Ta. Nekrasov. Phase relations on tin-bearing sulfide systems and the geological interpretation 297

PETROLOGY

G.S. Dzotsenidze. Lower mesozoic volcanism of the Alpine folde region 308

G.D. Afanass'ev, L.A. Kondakov. On the relic structures within the transitional territory between the continent and Paleothetis in recent stage of Caucasus's geological history 316

D.S. Korzhinskii. Acid-base interaction of magma with transmagmatic fluids 320

T. Yu. Basarova, I.T. Bakumenko, V.P. Kostyuk, L.I. Panina, V.S. Sobolev. Temperature conditions of cristallization of main types of volcanic rocks 340

A.A. Marakushev. Evolution of magmatism and metamorphism of island arcs 353

L.L. Perchuk. Thermodynamic regime of metamorphism and magmatism in the early stages in the evolution of island arcs 363

O.A. Bogaticov. Precambrian anorthosite association of the USSR and their genesis. 373

L.S. Borodin. On the problem of miascitic and agpaitic magmas (some geologycal and geochemical aspects of origin) 381

I.V. Belkov. Origin and geological role of oldest granitoids at early stages of the earth's crust evolution 392

I.D. Batiyeva. Petrology and genesis of alcali granites . . . 398

R.B. Baratov. Some peculiarties of petrology of magmatic formations of Tadjikistan 406

S.P. Soloviev. Main features of the evolution of petrogeochemical cycles in the USSR 414

E.P. Izokh. The thypes of varyous ore-bearing Granitoid associations 425

V.A. Kutolin. Origin and deep-seated differentiation of basalts from different formations 435

V.N. Shilov. The main features of volcanism of Sakhalin and Kuril island arcs. 442

G.D. Ashgirei. Regional metamorphism, tectonic deformations and its interrelation with the Benioff zones of the old island arches . . . 448

P.P. Smolin. Formation conditions of magnesite, talc and brucite deposits in the evolution of magnesian-carbonate strata 450

ГЕОХИМИЯ. МИНЕРАЛОГИЯ.
ПЕТРОЛОГИЯ

Утверждено к печати
Национальным комитетом
геологов Советского Союза

Редактор издательства
Н.В. Знаменская

Художественный редактор
В.А. Чернецов

Технический редактор
Г.В. Лазарева.

Подписано к печати 26/V-76 г.
Т-10824. Усл.печ.л. 29 + 0,1 вкл.
Уч.-изд.л. 32,2. Формат 60x90 1/16
Бумага офсетная № 1. Тираж 1350 экз.
Тип. зак. 1087 Цена 3 р. 45 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука".
199034, Ленинград, В-34,
9-я линия, 12.

35.43k.

1712