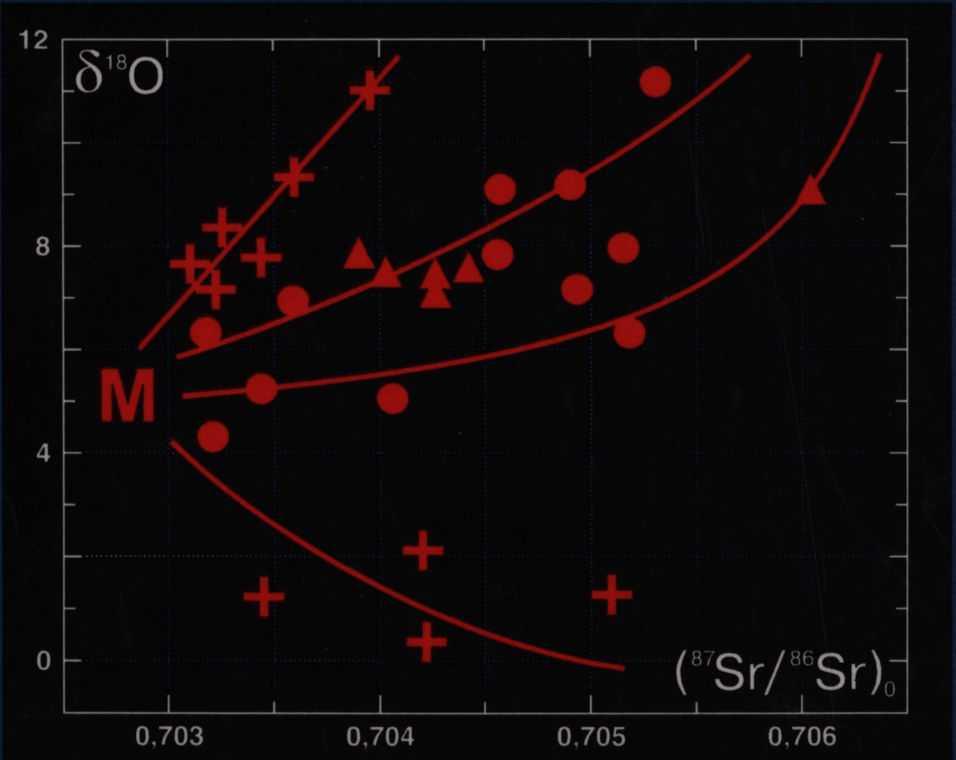
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ISSN 0002-3272

Б. Г. Покровский

КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ по данным изотопной геохимии



B.G.Pokrovsky

CRUSTAL CONTAMINATION OF MANTLE MAGMAS
on evidence of isotope geochemistry

Transactions, vol. 535

Founded in 1932

Responsible editor
V.I.VINOGRADOV

MOSCOW
«NAUKA»
MAIK «NAUKA/INTERPERIODICA»
2000

Б. Г. Покровский

КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ
по данным изотопной геохимии

Труды, вып. 535

Основаны в 1932 году

Ответственный редактор
В.И.ВИНОГРАДОВ

МОСКВА
«НАУКА»
МАИК «НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА»
2000

УДК 550.4
ББК 26.30
П 48

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,*
Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов

Покровский Б.Г.

Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. – М.: Наука, 2000. – 228 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 535)
ISBN 5-02-002549-6 ("Наука")
ISBN 5-7846-0045-1 (МАИК "Наука/Интерпериодика")

В монографии изложены результаты изучения изотопного состава стронция, кислорода, водорода, углерода и серы в эффузивах Курило-Камчатской островной дуги, щелочных породах и карбонатитах Северной Евразии. Обсуждаются условия контаминации мантийных магм веществом земной коры и влияние контаминации на различные изотопные системы. Наряду с авторскими, в том числе и не публиковавшимися ранее, результатами монография содержит раздел, посвященный принципам интерпретации изотопных данных и изотопным характеристикам основных резервуаров земной коры и мантии, а также краткие литературные обзоры изотопных исследований щелочных и известково-щелочных магматических серий.

Для геохимиков и петрологов-магматистов.

ТП-2001-1-196

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin,*
S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov

Pokrovsky B.G.

Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotope geochemistry. – M.: Nauka, 2000. – 228 p. (Transaction of GIN RAS; Vol. 535)
ISBN 5-02-002549-6 ("Наука")
ISBN 5-7846-0045-1 (МАИК "Наука/Интерпериодика")

The results of strontium-, oxygen,- hydrogen-, carbon- and sulfur-isotope studies of volcanic rocks of Kurile-Kamchatka island-arc, as wall as alkalic rocks and carbonatites of Northern Euro-Asia, are presented. The main subjects under discussion are conditions of mantle magmas contamination by earth's crust material and influence of contamination on different isotope systems. Along with original data, the book contains chapter, devoted to the princeps of isotope data interpretation and isotope characterization of main geochemical reservoirs of earth's crust and mantle, as well as short reviews of isotope investigations of alkaline and calc-alcaline rocks.

This book is of interest for isotope geochemists and magmatic petrologists.

ISBN 5-02-002549-6 ("Наука")

ISBN 5-7846-0045-1
(МАИК "Наука/Интерпериодика")

© Издательство "Наука", 2000

© МАИК "Наука/Интерпериодика", 2000

ВВЕДЕНИЕ

Проблема контаминации мантийных магм веществом земной коры имеет длительную историю. В начале XX в. вовлечение осадочных пород и продуктов их дегидратации в процессы магмогенерации рассматривалось как одна из важнейших причин разнообразия изверженных пород. В дальнейшем интерес к этой идее был отчасти утрачен. Лишь в 70-е годы она стала интенсивно разрабатываться вновь на основе изотопных данных, неопровержимо доказывающих участие корового вещества в формировании магм не только на континентах и зонах перехода океан–континент, но и в чисто океанических обстановках. С развитием новой глобальной тектоники наряду с собственно "коровой" контаминацией – взаимодействием магм с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах, важнейшее значение приобрела гипотеза "мантийной" контаминации, которая связывается с субдукцией пород океанической коры в мантию в зонах конвергенции литосферных плит.

На Земле, однако, не существует объектов, которые позволяли бы изучать процессы, происходящие в мантии, в чистом виде. Даже примитивная океаническая кора заключает в себе мощные гидротермальные системы поверхностного питания и тела гидротермально-преобразованных пород, в результате взаимодействия с которыми исходные изотопные характеристики мантийных магм могут быть в той или иной степени модифицированы. Вероятность такой модификации резко увеличивается в зонах перехода океан–континент и на континентах, где магмы, поднимаясь к поверхности, проходят не менее 30–40 км сквозь резко контрастные по отношению к ним толщи. Очевидно, что пренебрежение этим обстоятельством мешает не только правильной оценке истинных масштабов первичной мантийной гетерогенности и "мантийной" контаминации, но и определению условий дифференциации магмы в промежуточных очагах.

В какой мере разброс изотопных отношений отражает первичную гетерогенность мантии и в какой – коровую контаминацию магм? Был ли коровый материал субдуцирован в мантию или мантийные магмы претерпели контаминацию в промежуточных очагах и подводящих каналах? От чего зависит степень контаминированности? Как отличить изотопные эффекты, связанные с контаминацией, от постмагматических изменений? Почему однотипные изверженные породы нередко имеют существенно разные изотопные характеристики, а породы с совершенно различной петрохимией – почти идентичный изотопный состав? Вот лишь некоторые вопросы, возникающие при интерпретации изотопных данных. В прямой зависимости от их решения складываются как общие представления об источниках магм так и конкретные модели формирования вулканических центров, интрузий и связанных с ними рудных месторождений.

Монография основана главным образом на авторском опыте изучения изотопного состава стронция, кислорода, водорода, углерода и серы в щелочных и известково-щелочных породах и не претендует на исчерпывающее освещение проблемы взаимодействия коры и мантии. Каждый из перечисленных выше элементов может иметь собственную, отличную от других, домагматическую, магматическую и постмагматическую историю, что делает такого рода комплексные исследования особенно информативными. Центральное место в работе занимают данные по изотопному составу кислорода – наиболее распространенного на Земле элемента, содержащегося примерно в равных количествах во всех горных породах. Круг проблем, который может быть решен с помощью изотопно-кислородных данных, чрезвычайно широк: температуры образования пород и степень нарушения термодинамического равновесия между сосуществующими минералами; источники магм, условия и степень их контаминированности; роль коровых флюидов в постмаг-

УДК 550.4
ББК 26.30
П 48

Редакционная коллегия:

Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов,*
Ю.В. Карякин, С.А. Куренков, М.А. Семихатов

Покровский Б.Г.

Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии. – М.: Наука, 2000. – 228 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 535)
ISBN 5-02-002549-6 ("Наука")
ISBN 5-7846-0045-1 (МАИК "Наука/Интерпериодика")

В монографии изложены результаты изучения изотопного состава стронция, кислорода, водорода, углерода и серы в эффузивах Курило-Камчатской островной дуги, щелочных породах и карбонатитах Северной Евразии. Обсуждаются условия контаминации мантийных магм веществом земной коры и влияние контаминации на различные изотопные системы. Наряду с авторскими, в том числе и не публиковавшимися ранее, результатами монография содержит раздел, посвященный принципам интерпретации изотопных данных и изотопным характеристикам основных резервуаров земной коры и мантии, а также краткие литературные обзоры изотопных исследований щелочных и известково-щелочных магматических серий.

Для геохимиков и петрологов-магматистов.

ТП-2001-1-196

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin,*
S.A. Kurenkov, M.A. Semikhatov

Pokrovsky B.G.

Crustal contamination of mantle magmas on evidence of isotope geochemistry. – M.: Nauka, 2000. – 228 p. (Transaction of GIN RAS; Vol. 535)
ISBN 5-02-002549-6 ("Наука")
ISBN 5-7846-0045-1 (МАИК "Наука/Интерпериодика")

The results of strontium-, oxygen,- hydrogen-, carbon- and sulfur-isotope studies of volcanic rocks of Kurile-Kamchatka island-arc, as wall as alkalic rocks and carbonatites of Northern Euro-Asia, are presented. The main subjects under discussion are conditions of mantle magmas contamination by earth's crust material and influence of contamination on different isotope systems. Along with original data, the book contains chapter, devoted to the princeps of isotope data interpretation and isotope characterization of main geochemical reservoirs of earth's crust and mantle, as well as short reviews of isotope investigations of alkaline and calc-alcaline rocks.

This book is of interest for isotope geochemists and magmatic petrologists.

ISBN 5-02-002549-6 ("Наука")
ISBN 5-7846-0045-1
(МАИК "Наука/Интерпериодика")

© Издательство "Наука", 2000
© МАИК "Наука/Интерпериодика", 2000

ВВЕДЕНИЕ

Проблема контаминации мантийных магм веществом земной коры имеет длительную историю. В начале XX в. вовлечение осадочных пород и продуктов их дегидратации в процессы магмогенерации рассматривалось как одна из важнейших причин разнообразия изверженных пород. В дальнейшем интерес к этой идее был отчасти утрачен. Лишь в 70-е годы она стала интенсивно разрабатываться вновь на основе изотопных данных, неопровержимо доказывающих участие корового вещества в формировании магм не только на континентах и зонах перехода океан–континент, но и в чисто океанических обстановках. С развитием новой глобальной тектоники наряду с собственно "коровой" контаминацией – взаимодействием магм с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах, важнейшее значение приобрела гипотеза "мантийной" контаминации, которая связывается с субдукцией пород океанической коры в мантию в зонах конвергенции литосферных плит.

На Земле, однако, не существует объектов, которые позволяли бы изучать процессы, происходящие в мантии, в чистом виде. Даже примитивная океаническая кора заключает в себе мощные гидротермальные системы поверхностного питания и тела гидротермально-преобразованных пород, в результате взаимодействия с которыми исходные изотопные характеристики мантийных магм могут быть в той или иной степени модифицированы. Вероятность такой модификации резко увеличивается в зонах перехода океан–континент и на континентах, где магмы, поднимаясь к поверхности, проходят не менее 30–40 км сквозь резко контрастные по отношению к ним толщи. Очевидно, что пренебрежение этим обстоятельством мешает не только правильной оценке истинных масштабов первичной мантийной гетерогенности и "мантийной" контаминации, но и определению условий дифференциации магмы в промежуточных очагах.

В какой мере разброс изотопных отношений отражает первичную гетерогенность мантии и в какой – коровую контаминацию магм? Был ли коровый материал субдуцирован в мантию или мантийные магмы претерпели контаминацию в промежуточных очагах и подводящих каналах? От чего зависит степень контаминированности? Как отличить изотопные эффекты, связанные с контаминацией, от постмагматических изменений? Почему однотипные изверженные породы нередко имеют существенно разные изотопные характеристики, а породы с совершенно различной петрохимией – почти идентичный изотопный состав? Вот лишь некоторые вопросы, возникающие при интерпретации изотопных данных. В прямой зависимости от их решения складываются как общие представления об источниках магм так и конкретные модели формирования вулканических центров, интрузий и связанных с ними рудных месторождений.

Монография основана главным образом на авторском опыте изучения изотопного состава стронция, кислорода, водорода, углерода и серы в щелочных и известково-щелочных породах и не претендует на исчерпывающее освещение проблемы взаимодействия коры и мантии. Каждый из перечисленных выше элементов может иметь собственную, отличную от других, домагматическую, магматическую и постмагматическую историю, что делает такого рода комплексные исследования особенно информативными. Центральное место в работе занимают данные по изотопному составу кислорода – наиболее распространенного на Земле элемента, содержащегося примерно в равных количествах во всех горных породах. Круг проблем, который может быть решен с помощью изотопно-кислородных данных, чрезвычайно широк: температуры образования пород и степень нарушения термодинамического равновесия между сосуществующими минералами; источники магм, условия и степень их контаминированности; роль коровых флюидов в постмагматических процессах и др. Большое внимание уделено геохимии изотопов стронция и стронций-кислородной изотопной систематике, которая рассматривается как наиболее достоверный индикатор процессов взаимодействия различных природных резервуаров. Область применения изотопного состава водорода неизмеримо у́же, однако он является незаменимым индикатором источников воды, участвующей в магматических и постмагматических процессах. Там, где это представлялось возможным и целесообразным, проводилось изучение изотопного состава углерода и серы, также дающих важную информацию об источниках летучих компонентов.

За пределами работы остаются вопросы, касающиеся роли контаминации в формировании петрохимического состава магматических пород, который контролируется иными, нежели изотопный состав, законами. По крайней мере два обстоятельства делают малоэффективным применение петрологических критериев при оценке влияния коровой контаминации магм на изотопные системы. Первое заключается в том, что изотопы, в отличие от элементов, практически не разделяются в системе флюид–расплав–куммулят, а второе – в возможности селективной контаминации, которая находит в последнее время природные и экспериментальные подтверждения. Из сказанного не следует, что между петрологией и геохимией изотопов нет точек соприкосновения. Как отмечал еще Р. Дэли (1936), каждый петролог более или менее бессознательно основывает свои рассуждения о генезисе изверженных пород на общих гипотезах строения мантии, а важнейшим элементом этих гипотез в настоящее время являются изотопные данные. В некоторых случаях изотопные исследования выявляют в изверженных породах столь заметную долю корового материала, что контаминация не может не рассматриваться и как фактор петрогенезиса, однако рассуждения по этому поводу сведены в работе к минимому.

Монография состоит из трех частей, которые подразделяются на главы. В первой части рассмотрены общие закономерности разделения изотопов в природе и изотопные характеристики основных резервуаров земной коры и мантии. Вторая часть посвящена вулканическим породам зон перехода океана–континент. Центральное место в ней занимают изотопные данные, полученные в результате работ в Курило-Камчатском регионе, проводившихся автором на протяжении последних 15 лет совместно с В.И. Виноградовым, О.Н. Волынцом, Ю.А. Тараном и др. Наряду с плейстоценовыми вулканическими породами рассмотрены результаты изучения пород, вмещающих активные гидротермальные системы, и доплейстоценовых щелочных базальтов и карбонатитов Восточной Камчатки. Начинается часть главой, в которой дан краткий литературный обзор изотопных исследований в Тихоокеанском вулканическом поясе, а завершается главой, посвященной силурийским островодужным эффузивам Тагильского прогиба на Урале.

В третьей части собраны результаты изучения различных щелочных пород и карбонатитов Северной Евразии: Меймеча-Котуйской провинции щелочных–ультраосновных пород и массива Томтор на севере Сибирской платформы; мелилит-нефелиновых пород, приуроченных к экзоконтактной зоне крупного габброидного Патынского массива в Горной Шории; щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау, Витимской и Северо-Монгольской магматических провинций; Сыннырского, Южно-Сакунского и Мурунского К-щелочных массивов Байкальской рифтовой зоны; Хибинского и Ловозерского нефелин-сиенитовых массивов; плейстоценовых щелочных базальтоидов и трахитов Удоканского хребта, входящего в систему Станового нагорья.

Исследования, положенные в основу данной работы, были частью возглавляемой В.И. Виноградовым многолетней программы по комплексному изучению геохимии изотопов в изверженных породах. Искреннюю признательность за помощь в проведении аналитических работ автор выражает сотрудникам Лаборатории геохимии изотопов и геохронологи ГИН РАН Л.Д. Сулержицкому, М.И. Буякайте, Т.А. Драгавцевой, Н.И. Макаровой, В.С. Григорьеву, А.Л. Рябинину, В.Н. Кулешову, Д.И. Головину, Д.О. Герцеву. Особая благодарность – геологам, без знаний и коллекций которых данная работа не могла бы быть выполнена: Е.Д. Андреевой, О.Н. Волынцу, Ю.А. Тарану, С.М. Кравченко, В.В. Врублевскому, О.М. Гриневу, А.Я. Жидкову, В.С. Селиверстову, А.Ю. Белякову, Р.М. Яшиной.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-05-64673, № 99-05-64026).

1. ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСНОВНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ

Геохимия изотопов разделяется на два основных направления: геохимию стабильных изотопов и геохимию радиогенных изотопов. Первое объединяет изучение изотопных систем легких элементов: водорода, кислорода, углерода, серы и др. Разделение стабильных изотопов происходит в ходе некоторых химических и изотопно-обменных реакций и контролируется термодинамическими и кинетическими факторами (температура, характер химических связей, скорость реакции и пр.). Концентрации радиогенных изотопов (стронция, неодима, свинца и др.) не меняются в химических реакциях и фазовых превращениях, точнее, такие изменения не регистрируются в силу особенностей аналитической техники. Они зависят от относительной концентрации материнских и дочерних элементов и времени изоляции объекта с данным отношением Rb/Sr, Sm/Nd, U/Pb от объектов с другими отношениями этих элементов.

Очевидно,что методология этих разделов геохимии совершенно различна. Достаточно проиллюстрировать это тем, какой смысл вкладывается в такие важнейшие понятия, как кора и мантия. С позиций геохимии радиогенных изотопов континентальная кора – это обогащенный подвижными компонентами дифференциат мантии (причем чрезвычайно важное значение имеет время, прошедшее с момента дифференциации, и почти не имеет значения способ, которым она осуществлялась), а океаническая кора вообще не является принципиальным резервуаром и несет "коровые" метки лишь постольку, поскольку загрязнена веществом континентальной коры. С позиций геохимии стабильных изотопов решающее значение имеет то, что земная кора, в отличие от мантии, подвергается воздействию живого вещества и жидкой воды при низких температурах – является, по определению В.И. Вернадского (1989), "биосферами прошлого".

Приведенный ниже краткий очерк геохимии изотопов не претендует на полноту и тем более не может служить библиографическим указателем. В нем изложены основные принципы интерпретации изотопных данных и точки зрения автора на некоторые спорные вопросы.

1.1. КИСЛОРОД

Изотопный состав кислорода принято выражать в промилле относительно стандарта SMOW (Стандартная средняя океаническая вода):

$$\delta^{18}O = (^{18}O/^{16}O_{обр} : {}^{18}O/^{16}O_{smow} - 1) \cdot 1000.$$

Изотопный состав кислорода в осадочных карбонатах дается в некоторых работах по отношению к стандарту PDB. Пересчет может быть сделан по формуле (Friedman, O'Neil, 1977):

$$\delta^{18}O_{smow} = 1{,}03086 \cdot \delta^{18}O_{PDB} + 30{,}86.$$

Точность (воспроизводимость) определения изотопного состава кислорода в большинстве лабораторий составляет ±0,1 – 0,2‰.

Степень разделения изотопов кислорода (как и других стабильных изотопов) между теми или иными субстанциями (А и Б) характеризуется фактором фракционирования:

$$\alpha = R_А/R_Б, \text{ где } R = {}^{18}O/{}^{16}O \text{ (или } D/H;\ {}^{34}S/{}^{32}S;\ C^{13}/{}^{12}C).$$

Для небольших (менее 20‰) различий в изотопном составе справедливы приблизительные равенства: $\Delta_{А-Б} = \delta_А - \delta_Б \cong 1000\ln\alpha_{А-Б}$; $1000\ln\alpha_{А-Б} \cong \cong (\alpha-1) \cdot 1000$.

В космохимии наряду с отношением $^{18}O/^{16}O$ исследуется отношение $^{17}O/^{16}O$. Трехизотопная систематика позволила выявить значительную вещественную гетерогенность метеоритного вещества, по-видимому, унаследованную со времени формирования солнечной системы (Clayton et al., 1973; Clayton, 1986; Halbout et al., 1986, 1990). Эта гетерогенность проявляется в нарушении закона массзависимого изотопного фракционирования, который характеризует все обычные физико-химические реакции: $\delta^{17}O = 0{,}52 \cdot \delta^{18}O$.

На Земле отношения трех изотопов кислорода изучались в осадочных и изверженных породах разного возраста, начиная с 3,5 млрд лет, и ни разу не было зафиксировано нарушения массзависимого фракционирования (Rogbert et al., 1992): не вызывает сомнений, что на самом раннем этапе существования Земля испытала полное переплавление и гомогенизацию.

Важнейшее значение в геохимии изотопов кислорода имеют изотопно-обменные реакции в системе минерал–вода и между сосуществующими минералами. Для многих породообразующих минералов они исследованы теоретически и экспериментально в широком интервале температур; существует ряд работ, в которых содержатся обзоры этих результатов (Friedman, O'Neil, 1977; O'Neil, 1977, 1986; Фор, 1989).

На рис. 1.1.1 показаны температурные зависимости факторов фракционирования между водой и наиболее распространенными минералами от температур, а на рис. 1.1.2 – аналогичные зависимости фракционирования между сосуществующими минералами. Отметим важнейшие особенности этих зависимостей: 1) при температурах < 500°С все породообразующие силикаты и карбонаты обогащены по отношению к воде тяжелым изотопом кислорода ^{18}O; 2) величины изотопного фракционирования имеют максимальные значения (20–40‰) при низких температурах (< 50°С) и минимальные (0–2‰) при высоких температурах (> 800°С). Из этого следует ряд важных в геохимическом отношении выводов: 1) плавление мантии и дифференциация высокотемпературных магм не может сопровождаться значи-

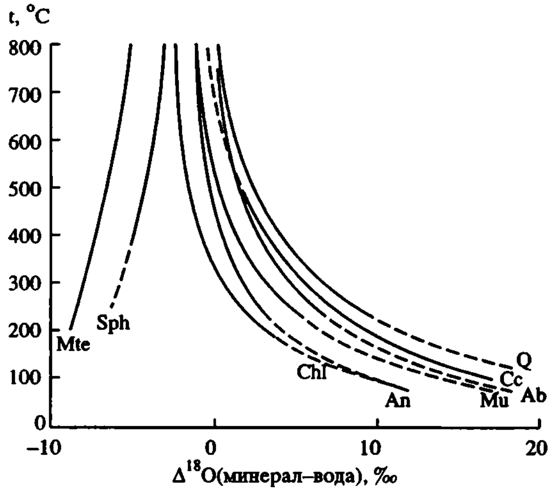


Рис. 1.1.1. Фракционирование изотопов кислорода между некоторыми минералами и водой

Q – кварц, Ab – альбит, An – анортит (Cole et al., 1987 по экспериментальным данным Matsuhisa et al., 1975); Cc – кальцит (O'Neil et al., 1969), Mu – мусковит (Cole et al., 1987 по экспериментальным данным O'Neil, Taylor, 1969), Chl – хлорит (Cole et al., 1987), Sph – сфен (Cole et al., 1987 по экспериментальным данным Wesolovsky, 1984), Mte – магнетит (Cole et al., 1987 по экспериментальным данным Becker, Clayton, 1976) тельными изотопно-кислородными эффектами; 2) наиболее сильное изотопное фракционирование происходит в гидросфере, прежде всего на стадии осадконакопления; 3) условия метаморфизма высоких степеней неблагоприятны для появления тех или иных изотопных аномалий; возникшее на стадии осадконакопления разнообразие при метаморфизме в основном сглаживается.

Охарактеризованные выше особенности разделения изотопов кислорода (они справедливы и для других стабильных изотопов) лежат в основе выделения трех важнейших природных резервуаров, взаимодействию которых и посвящена эта работа: мантии, гидросферы и осадочных пород. Прежде чем перейти к их более детальному рассмотрению, отметим, что некоторые расхождения, которые существуют между калибровками изотопных термометров различными авторами, не носят принципиального характера. Пренебрежимо малы изотопные эффекты, связанные с кристаллической структурой минералов и давлением; при интерпретации изотопных данных их можно не принимать во внимание (O'Neil, 1977, 1986).

Магматические породы мантийного генезиса. Базальты срединно-океанических хребтов, которые рассматриваются как наиболее адекватные представители неконтаминированных мантийных расплавов, отличаются во всех океанах исключительно однообразным изотопным составом кислорода: $\delta^{18}O = 5,7\pm0,2‰$ (Ito et al., 1987). Мантийные перидотиты различного состава также имеют чрезвычайно однообразный изотопный состав кислорода, характеризующийся средними величинами $\delta^{18}O = 5,5\pm0,4‰$, и устойчивое фракционирование между пироксенами и оливином на уровне 0,4–0,5‰, соответствующее температурам 1200 ± 100°C (Mattey et al., 1994). Отметим, что породы офиолитовых комплексов, представляющих собой фрагменты древней океанической коры, по изотопному составу также неотличимы от современных океанических базальтов, исключая, конечно, гидротермально-измененные разности (Геохимия..., 1983). Эти факты, безусловно, указывают на существование в верхней мантии обширного резервуара с очень однообразным изотопным составом кислорода, а также на то, что частичное плавление мантии не сопровождается значительными изотопными эффектами. Следует также отметить, что изотопный состав кислорода в породах мантии, лунных базальтах и наиболее распространенном типе метеоритов – обычных хондритах практически идентичен.

Наиболее распространенное объяснение разнообразия магматических пород – кристаллизационная дифференциация магм, в связи с чем представляется этих факторов является структура химических связей (O'Neil, 1977, 1986; Javoy, необходимым рассмотреть факторы, контролирующие разделение изотопов кислорода между

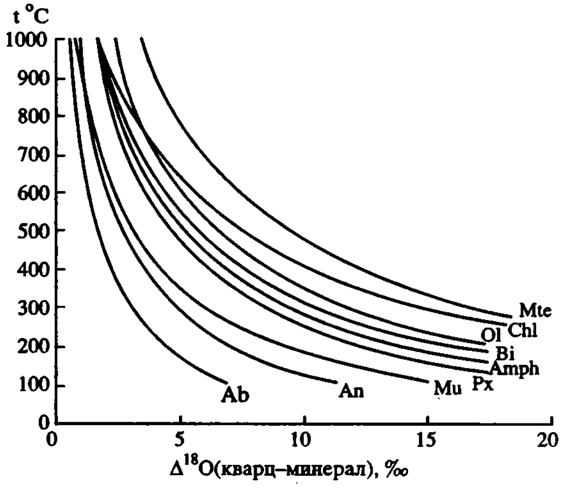


Рис. 1.1.2. Фракционирование изотопов кислорода между кварцем и некоторыми минералами (Javoy, 1977)

Ab – альбит, An – анортит, Mu – мусковит, Px – пироксен, Amph – амфибол, Bi – биотит, Ol – оливин, Chl – хлорит, Mte – магнетит сосуществующими минералами в равновесной ассоциации, и изотопные эффекты, которые могут сопровождать дифференциацию магмы в закрытой системе. Важнейшим из 1977): кислород, связанный с ионами с высоким ионным потенциалом и малой атомной массой, такими, как Si^{4+} или C^{4+}, обогащается ^{18}O по сравнению с кислородом, связанным с тяжелыми и относительно слабо заряженными ионами, такими, как Fe^{2+}. В соответствии с этим правилом, способность концентрировать ^{18}O уменьшается в ряду: кварц, доломит, ангидрит – щелочные полевые шпаты, кальцит, арагонит–лейцит, мусковит, нефелин, кианит–анортит, глаукофан, ставролит–лавсонит – гранат – обычные пироксены, амфиболы – биотит – оливин – сфен – хлорит – ильменит, рутил – магнетит, гематит – пирохлор (О'Нейл, 1984). Нетрудно заметить, что тугоплавкие породообразующие минералы – оливин, пироксены, основной полевой шпат – находятся в конце, а легкоплавкие – кварц, щелочные полевые шпаты – в начале этого ряда, в связи с чем можно ожидать, что фракционная кристаллизация будет сопровождаться некоторым обогащением остаточного расплава тяжелым изотопом кислорода. Такой эффект действительно может иметь место, однако его величина очень невелика. Оценки изотопного фракционирования в системе кристаллы–расплав, сделанные различными авторами на основании экспериментальных данных, а также путем прямых измерений изотопного состава в минералах-вкрапленниках и вмещающей массе, мало различаются между собой. По данным А.Т. Андерсона с соавторами (Anderson et al., 1971), наиболее распространенные кристалл-вкрапленники – плагиоклаз и пироксен – обеднены ^{18}O по отношению к вмещающей массе не более чем на 0,2‰, а оливин – не более чем на 0,4‰, что при кристаллизации 80% магмы (примерно соответствующей началу кристаллизации дацита) дает обогащение остаточного расплава ^{18}O на 0,15–0,25‰.

По мнению большинства исследователей (Taylor, 1977; Matsuhisa, 1979; Muehlenbachs, Bierly, 1982; Ito, Stern, 1986; Taylor, Sheppard, 1986; Woodhead et al., 1987). обогащение остаточного расплава ^{18}O при кристаллизации в закрытой системе (Релеевском процессе) не превышает 0,3‰ $\delta^{18}O/10\%SiO_2$; на уровне риолита обогащение, таким образом, может достигать 0,6–0,8‰.

Отметим, что более реалистичной моделью является не кристаллизация в закрытой системе, а кристаллизация, сопровождающаяся периодическим поступлением в камеру новых порций магмы (O'Hara, Mathews, 1981). В этом случае (при отсутствии контаминации) процесс может быть уподоблен дистилляции при постоянном объеме, а максимально достижимый эффект, согласно А.И. Бродскому (1957), не будет превышать величины фракционирования – в данном случае 0,3‰. Наблюдения природных неконтаминированных дифференцированных серий хорошо согласуются с этим выводом.

Осадочные и метаосадочные породы. Все осадочные и метаосадочные породы обогащены тяжелым изотопом кислорода по отношению к мантии. Наиболее высокими величинами $\delta^{18}O$: 25 ÷ 42‰ характеризуются современные хемогенные и органогенные морские осадки и раннедиагенетические образования, формирующиеся в равновесии с морской водой при низких температурах. В пределах этого интервала они располагаются в соответствии с термодинамическими свойствами и температурой образования, выстраиваясь примерно в следующий ряд (в порядке убывания величин $\delta^{18}O$): диагенетические кремни-биогенные силикаты (радиолярии и диатомовые водоросли) – диагенетические карбонаты и глинистые минералы богатые алюминием – органогенные и хемогенные карбонаты – фосфаты и глинистые минералы богатые железом (Savin, Epstein, 1970а,б; Kolodny, Epstein, 1976; Moper, Garlick, 1971; Laberie, 1974; О'Нейл, 1984). Продукты субаэрального выветривания, образующиеся в равновесии с изотопно-легкими атмосферными водами (см. следующий раздел) в среднем имеют величины $\delta^{18}O$ ниже на 5–10‰ по сравнению с аутигенными морскими минералами.Терригенные осадки характеризуются очень широким диапазоном величин $\delta^{18}O$ в зависимости от содержания в них обломочного и аутигенного материала; наиболее характерный для них интервал

$\delta^{18}O$ от 10 до 15‰ (Magaritz, Taylor, 1976; Longstaffe, Schwarz, 1977). Близкие величины характерны для выветрелых и гидротермально-измененных океанических базальтов, слагающих слой 2 океанической коры.

В ходе эпигенеза и метаморфизма, в результате декарбонатизации, дегидратации и обмена с поровыми растворами при повышенных температурах величины $\delta^{18}O$ снижаются, причем разница между зеленосланцевой и амфиболитовой фациями метаморфизма достаточно значительна, тогда как между амфиболитовой и относительно "сухой" гранулитовой фациями почти не ощутима. Характерные для высокометаморфизованных кристаллосланцев и гранито-гнейсов величины $\delta^{18}O \approx \approx 10\pm2$‰ свидетельствуют, что породы, слагающие кристаллический фундамент континентов, имеют в основном осадочное происхождение.

Важная роль в постмагматических изменениях изверженных пород и контаминации самих магм принадлежит флюидам, важнейшим компонентом которых является вода. Вариации изотопного состава кислорода в природных водах, однако, целесообразно рассмотреть совместно с данными по изотопному составу водорода, которому посвящен следующий раздел.

1.2. ВОДОРОД. ПРИРОДНЫЕ ВОДЫ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ВОДА–ПОРОДА

Изотопный состав водорода, как и таковой кислорода, выражается в промилле по отношению к стандарту SMOW. Относительная разница масс между дейтерием и протием примерно на порядок выше, чем разница между изотопами ^{18}O и ^{16}O, и, соответственно, природные вариации величин δD примерно на порядок выше, чем вариации величин $\delta^{18}O$, а точность изотопных анализов водорода – на порядок ниже. В силу ряда причин, на которых мы остановимся далее, однозначная интерпретация данных по изотопному составу водорода нередко оказывается невозможной. Теоретически фракционирование изотопов водорода может зависеть не только от температуры, но и от давления (Поляков, Харлашина, 1991), что, впрочем, пока не доказано ни экспериментально, ни на природном материале. Однако, несмотря на все эти объективные трудности, изотопный состав водорода остается незаменимым индикатором генезиса вод, участвующих в геологических процессах.

Магматические породы мантийного генезиса. Определение изотопного состава мантийного водорода связано с большими трудностями, ввиду его очень низких концентраций в мантийных породах. Метеориты и лунные породы, подверженные влиянию солнечного ветра, обнаруживают не сопоставимый с земными породами разброс величин – 400÷9000‰ (Francois, Epstein, 1982) и не могут помочь в решении этой проблемы. Флогопиты и амфиболы из кимберлитов и ультраосновных пород в основном не выходят за пределы интервала δD от –40 до –80‰ (Boetcher, O'Neil, 1980; Kuroda, Suzuoki, 1977). Общий разброс величин δD в свежих стеклах базальтов срединно-океанических хребтов охватывает интервал от –40 до –90‰, при концентрации H_2O в пределах 0,1–0,5% (рис. 1.2.1). Поскольку этот разброс отчасти может быть связан с дегазацией и контаминацией, мнения исследователей по поводу того, какие значения δD наиболее адекватно отражают состав первично-магматической воды, несколько расходятся. Х. Крейг и Н. Лаптон (Craig, Lupton, 1976) получили по стеклам из толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов Атлантического и Тихого океанов разброс величин δD от –71,1 до –84,2‰ (средняя $\delta D = -77$‰) и пришли к выводу, что более высокие величины δD связаны либо с дегазацией, либо с контаминацией морской водой. Очень близкие значения $\delta D = = -80\pm5\%$ дают для первично-магматической воды БСОХ некоторые другие авторы (Kyser, O'Neil, 1984; Poreda et al., 1986). Отклонения от приведенных значений могут быть связаны либо с дегазацией, либо с контаминацией, либо с постмагматическими изменениями, как это показано на рис. 1.2.1.

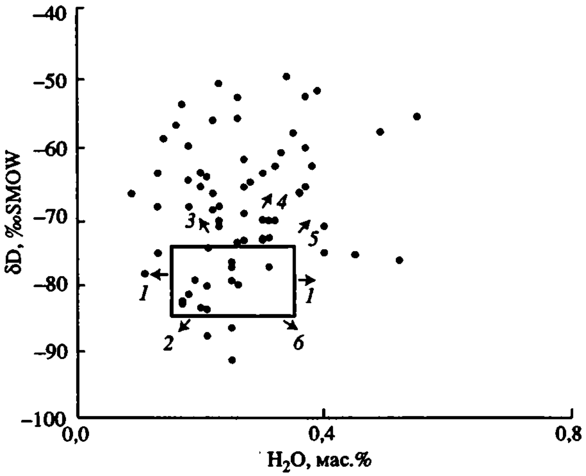


Рис. 1.2.1. Изотопный состав водорода и концентрации воды в стеклах БСОХ (Craig, Lupton, 1976; Kyser, O'Neil, 1984; Poreda, 1986; Chaussidon et al., 1991)

Прямоугольник – предполагаемая область первичных значений, векторы – влияние различных факторов на изотопный состав и концентрации воды в БСОХ (Kyser, O'Neil, 1984): 1 – дифференциация или различная степень частичного плавления, 2 – дегидратация, 3 – дегазация с участием H_2, CH_4 и H_2S, 4 – прямое проникновение морской воды в магму, 5 – высокотемпературные гидротермальные изменения, 6 – низкотемпературная гидратация

В дальнейшем (Javoy, Pineau, 1991; Chaussidon et al., 1991; Pineau, Javoy, 1994) на Восточно-Тихоокеанском поднятии и Срединно-Атлантическом хребте были обнаружены базальты без явных признаков дегазации или контаминации, но с несколько более высокими величинами δD – до 45‰. Высказывалось мнение (Chaussidon et al., 1991), что разброс δD в стеклах БСОХ, как и вариации δD в гидроксилсодержащих минералах ультраосновных пород, отражают реальную гетерогенность мантии в отношении изотопного состава водорода. Отметим, что обогащенные дейтерием (δD < –60‰) базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия обнаруживают по сравнению с относительно обедненными дейтерием (δD = = –70 ÷ –80‰) также небольшое (на 1–2‰) обогащение тяжелым изотопом серы, из чего можно заключить, что разброс все-таки связан с той или иной формой контаминации.

Важнейшим фактором, контролирующим фракционирование изотопов водорода в системе минерал–вода, является соотношение ионов Fe, Mg и Al. Бóльшая часть гидроксилсодержащих минералов обеднена по отношению к воде дейтерием (рис. 1.2.2), причем минералы богатые алюминием и магнием характеризуются в равновесной ассоциации более высокими δD по сравнению с минералами богатыми железом (мусковит > амфибол > биотит).

В изверженных и высокометаморфизованных породах фракционирование между мусковитом и амфиболом, амфиболом и биотитом не превышает 10–15‰. При снижении температуры фракционирование увеличивается. Для некоторых минералов, например эпидота, зависимость фракционирования изотопов водорода от температуры имеет сложный характер. Значительных величин достигает фракционирование изотопов водорода между водой и силикатным расплавом, что более подробно рассмотрено ниже.

Наряду с водой в вулканических газах в заметных количествах могут присутствовать восстановленные соединения водорода: H_2S, CH_4, H_2. Все они резко обеднены по отношению к воде дейтерием, что в целом соответствует термодинамическому равновесию. Наиболее сильное фракционирование изотопов водорода происходит между водой и молекулярным водородом – при 1000°С оно может достигать 100‰, а при температурах 100°С превышает 1000‰ (Friedman, O'Neil, 1977); изотопное равновесие между водородом и водой устанавливается даже при низких температурах в течение нескольких часов.

Нет оснований полагать, что частичное плавление мантии или фракционная кристаллизация магмы может сопровождаться значительным изменением изотопного состава водорода, однако он может существенно меняться при дегазации магмы,

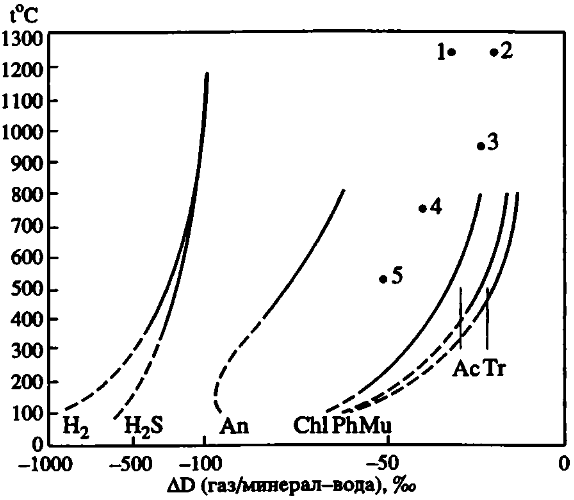


Рис. 1.2.2. Фракционирование изотопов водорода между некоторыми газами, минералами, расплавами и водой

An – аннит, Ph – флогопит, Mu – мусковит (Cole et al., 1987 по экспериментальным данным Suzuoki, Epstine, 1976); Chl – хлорит (Cole et al., 1987, по экспериментальным данным Taylor, 1979); Ac – актинолит, Tr – тремолит (Graham et al., 1984); 1 – андезито-базальтовый расплав при 0,5 кбар, 2 – то же при 3 кбар (Pineau et al., 1998): 3 – риолит (Taylor, Westrich, 1985); 4, 5 – риолит – OH (Dobson et al., 1989)

причем изотопные эффекты, сопровождающие дегазацию расплавов основного и кислого составов, могут сильно различаться. Рассмотрим вначале данные по риолитовым расплавам, которые изучены более детально.

Впервые обеднение дейтерием в результате дегазации риолитовых расплавов было обнаружено Б.Е. Тэйлором с соавторами (Taylor et al., 1983). В дальнейшем сходная положительная корреляция величин δD и концентраций H_2O, свидетельствующая о том, что вулканический флюид обогащен дейтерием по отношению к воде, растворенной в кислой магме, отмечалась еще рядом авторов (Taylor, 1986; Newman et al., 1988). Эксперименты в целом подтверждают этот вывод, хотя между результатами, полученными разными авторами, имеются некоторые расхождения. Б. Тэйлор и Х. Уэстрич (Taylor, Westrich, 1985) определили величину фракционирования ΔD (риолит–вода) = 23,6‰ при 950°С и Р = 50 мра. Вода в риолитовой магме может находиться в двух различных формах: в виде молекулярной H_2O и в виде связанной с кремнием OH-группы. (Newman et al., 1988; Dobson et al., 1989). Фракционирование изотопов водорода между молекулярной H_2O и расплавом не превышает 10–15‰ (возможно, вообще отсутствует), а между OH-группой и расплавом достигает 40‰ при 750°С и 51‰ при 530°С. Суммарный эффект в среднем близок к 20‰, хотя в ходе дегазации относительная роль OH-группы (и, следовательно, фракционирование в системе флюид–магма) может несколько увеличиваться. Следует отметить, что приведенные выше соображения о формах воды в расплаве основаны на данных ИК-спектроскопии. Попытки разделить воду на две фракции с помощью ступенчатого нагрева базальтовых и риолитовых стекол не имели успеха (Taylor, 1986), из чего можно заключить, что вряд ли они разделяются и в природной обстановке. Ф. Пино с соавторами (Pineau et al., 1998) обнаружили зависимость изотопного фракционирования между расплавом андезито-базальтового состава и водой от давления: при увеличении давления от 0,5 до 3 кб, при 1250 °С величина ΔD (вода–расплав) уменьшалась с 32 до 20‰. Эти изменения также связываются с увеличением доли молекулярной воды, которая повышается по отношению к гидроксильной с увеличением давления и растворимости воды в расплаве (при 0,5 кб она составляет 2,32 и при 6 кбар – 6,96 мас.%). Минимальное фракционирование ΔD (базальт–вода), отвечающее высоким давлениям H_2O, оценивается (путем экстраполяции) в 16‰ (Pineau et al., 1998, 1999).

Обычно рассматриваются два типа дегазации (Taylor, 1986; Pineau et al., 1999): в закрытой и открытой системах. В первом случае продукты дегазации не удаляются из системы и происходит равновесное перераспределение изотопов между расплавом и флюидной фазой. Смещение изотопного состава водорода в расплаве при этом ограничено фактором фракционирования, т.е. 20–25‰. Во втором случае флюид удаляется из системы и процесс описывается уравнением Рэлеевской дистилляции. На поздних стадиях (когда удалено более 95% воды, первоначально содержащейся в расплаве) такая дегазация может привести к значительно более сильному смещению изотопного состава водорода – на 100‰ и более.

Очевидно, что изотопный состав водорода в расплаве (стекле) зависит не только от степени дегидратации, но и от стартовых условий (концентрации H_2O и изотопного состава). В рассмотренных выше риолитах исходные содержания H_2O, по-видимому, были близки к 3%, и исходные величины $\delta D = -50 \pm 10‰$, а в максимально дегазированных образцах $H_2O = 0{,}1–0{,}2\%$ и $\delta D = -120‰$. Среди вулканических пород западной части США (Taylor, 1986) и Камчатки (Taran et al., 1997; Pineau et al., 1999) были обнаружены, однако, образцы с существенно более низкими величинами δD – до –200‰, что допускает альтернативные объяснения: либо исходные концентрации воды были очень высокими – в некоторых случаях более 10%, либо магмы изначально были существенно обеднены дейтерием.

Следует отметить, что экспериментальные данные по изотопному обмену между водой и расплавом не могут быть безоговорочно использованы для объяснения природных явлений – во-первых, потому, что при катастрофической дегазации расплавов при быстром подъеме к поверхности изотопное равновесие между водой и расплавом может не устанавливаться, и, во-вторых, потому, что во флюиде в значительных количествах могут присутствовать восстановленные формы водорода. Об этом свидетельствует отрицательная корреляция величин δD и содержаний H_2O, отмеченная в базальтовых стеклах серии последовательных извержений вулкана Килауэа о. Гавайи в 1959–1960 гг. (Friedman, 1967), а также в базальтах, драгированных в районе Галапагосского поднятия (Kyser, O'Neil, 1984). Такая зависимость (обратная наблюдавшейся в риолитах и ожидаемой, исходя из экспериментов по изотопному обмену между базальтовым расплавом и водой) могла возникнуть в случае, если отделявшийся флюид был обеднен дейтерием по отношению к магме примерно на 30‰ (Craig, Lupton, 1976). Учитывая изложенное, можно предположить, что наряду с водой во флюиде в заметном количестве содержался водород, который может образовываться в результате взаимодействия воды с восстановленным железом:

$$2Fe_3O_4 + H_2O = 3Fe_2O_3 + H_2.$$

При величинах фракционирования $\Delta D(H_2–H_2O) = -150‰$ (что примерно соответствует 800 °С) и ΔD (H_2O – расплав) = 20‰ можно получить для флюида соотношение $H_2/H_2O \approx 1/2{,}4$. Присутствие в продуктах дегазации других восстановленных соединений водорода, таких, как CH_4 и H_2S, будет давать аналогичный эффект.

Сходные процессы, по-видимому, имеют место при дегазации богатых железом минералов, таких, как амфибол и биотит, в которых также иногда наблюдается обратная корреляция δD и H_2O (Покровский, 1991). В риолитовом расплаве этот эффект может не проявляться ввиду низкого содержания железа. В экспериментах по растворению воды в базальтовом расплаве он подавляется, так как они про-

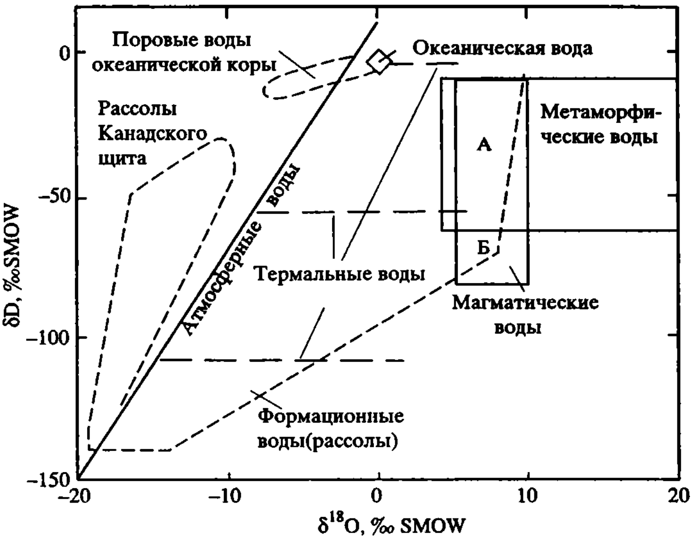


Рис. 1.2.3. Изотопный состав кислорода и водорода в основных типах природных вод (Sheppard, 1986; Kharaka, Thordsen, 1992)

Горизонтальные пунктирные линии показывают "изотопно-кислородный сдвиг" в термальных водах атмосферного и морского питания; в поле магматических вод: А – "андезитовые" воды зон перехода океан–континент, Б – магматические воды БСОХ

водятся при пятикратном избытке воды по отношению к расплаву, что очень далеко от реальной природной ситуации.

Осадочные и метаосадочные породы. В осадочных породах, образованных при температуре ниже 50 °С в изотопном равновесии с морской водой ($\delta D = 0 \pm 10‰$), богатые железом глинистые минералы, такие, как аннит, нонтронит, глауконит, характеризуются величинами $\delta D = -100 \div -110‰$, а богатые алюминием – гиббсит, каолинит – $\delta D = -10 \div -20‰$. Между ними располагаются хлорит, иллит, монтмориллонит, серпентин и др. (Savin, Epstein, 1970; Покровский, Головин, 1989; Покровский, Ивановская, 1996). Величины δD в валовых пробах наиболее распространенных морских осадков, которые обычно содержат смесь различных глинистых минералов, лежат в интервале от –40 до –80‰.

Природные воды. На рис. 1.2.3 показаны изотопные характеристики основных типов природных вод в тех пределах, в которых они даются во многих обобщающих работах (Taylor, 1977; Sheppard, 1986; Kharaka, Thordsen, 1992).

Изотопный состав океанической воды в настоящее время колеблется в очень узких пределах – $\delta^{18}O$ от – 1 до 0,5‰ и δD от – 7 до 5‰ (Craig, Gordon, 1965). О его изменении в геологическом прошлом можно судить лишь по косвенным признакам, к каковым относятся данные по осадочным и раннедиагенетическим образованиям – карбонатам, фосфатам, кремням, глауконитам и т.д.; данные по древним гидротермальным системам океанического и атмосферного питания. Данные по осадочным породам показывают, что изотопный состав кислорода в океанической воде безусловно не испытывал направленной эволюции с позднего докембрия. Небольшие ($\delta^{18}O \approx 1 \div 1,5‰$ и $\delta D \approx 10–15‰$) периодические изменения состава океанической воды в кайнозое (Sheckleton, Kennett, 1975), а также, по-видимому, в фанерозое и венде (Покровский, 1996; Покровский и др., 1999), происходили только в связи с изменением объема ледниковых покровов, в которых накапливается вода, обедненная тяжелыми изотопами ^{18}O и D. Раннедокембрийские карбонаты и кремни в среднем обеднены ^{18}O по сравнению с фанерозойскими на 10‰. Это обстоятельство дало основание некоторым авторам (Perry, 1967; Perry, Tan, 1972) предположить, что архейский океан был заметно обеднен ^{18}O по сравнению с современным. Более вероятной причиной обеднения древних осадочных пород ^{18}O, однако, являются постседиментационные процессы, рассмотренные в предыдущем разделе. По той же причине представляются маловероятными рассчитанные для океанической воды прошлого очень высокие температуры – выше 40 °C (Shemesh et al., 1983). Не позволяют говорить о направленной эволюции изотопного состава океанической воды и вариации δD в осадочных породах. Отметим, в частности, данные по глаукониту, величины δD в котором не менялись с раннего рифея (Savin, Epstein, 1970; Покровский, Головин, 1989; Покровский, Ивановская, 1996).

Результаты изучения изотопного состава кислорода и водорода в породах, образованных в результате деятельности термальных вод, также не дают оснований предполагать существенных изменений изотопного состава океанической воды по крайней мере с протерозоя. По мнению большинства исследователей (Taylor, 1977; Beaty, Taylor, 1982; Costa et al., 1983), последние 2500 млн лет он находился в пределах $\delta^{18}O = 0 \div -3$ и $\delta D = 0 \div -25‰$.

Ввиду огромного объема Мировой океан является, несомненно, весьма инерционной системой, однако не только это обстоятельство обеспечивает постоянство его изотопного состава. Решающее значение имеет круговорот элементов в системе кора–мантия и изотопный обмен между океанической водой и изверженными породами, слагающими слои 2 и 3 океанической коры. Ниже эти вопросы будут рассмотрены более подробно.

Испарение с поверхности океана сопровождается изотопным фракционированием, в результате которого атмосферная влага обогащается легкими изотопами по отношению к океанической. Изотопное фракционирование происходит также при конденсации атмосферной влаги. Следствием этих процессов является то, что величины $\delta^{18}O$ и δD в атмосферных осадках уменьшаются от низких широт к высоким и по мере увеличения высоты местности над уровнем моря, причем существует корреляция $\delta^{18}O$ и δD, выражающаяся эмпирической формулой (Craig, 1961; Dansgaard, 1964): $\delta D = 8\delta^{18}O + 10‰$. Вариации изотопного состава кислорода и водорода в поверхностных материковых водах охватывают интервал от значений $\delta^{18}O = 0 \div -5‰$ и $\delta D = 0 \div -30‰$ в прибрежных экваториальных и тропических районах до $\delta^{18}O = -55‰$ и $\delta D = -440‰$ в центральной части Антарктиды (Epstein et al., 1965, 1970). Для большей части территории России и других районов с умеренным климатом характерен интервал $\delta^{18}O = -8 \div -14‰$ и $\delta D = -60 \div -110‰$.

Очевидно, что изотопный состав атмосферных и океанических вод тесно связан и, коль скоро нет оснований предполагать значительные изменения величин $\delta^{18}O$ и δD в океанической воде в последние 2,5 млрд лет, нет оснований предполагать такие изменения и для атмосферных вод. Следует, однако, помнить, что климат и изотопный состав атмосферных осадков на данной территории в прошлом могли сильно отличаться от современных. Для атмосферных осадков Западной Европы и Северной Америки установлена зависимость: величина $\delta^{18}O$ увеличивается на 0,7‰ с увеличением среднегодовой температуры местности на 1 °C (Dansgaard, 1964).

В изотопном составе термальных вод областей современного вулканизма, как правило, прослеживается тесная связь с местными поверхностными водами – океаническими или атмосферными. Характерной особенностью термальных вод, впервые отмеченной Х. Крэйгом более 40 лет назад (Craig et al., 1956), является широкий разброс отношений $^{18}O/^{16}O$ при относительно постоянном (на данной территории) отношении D/H. Величина "изотопно-кислородного сдвига" в термальных водах зависит от состава вмещающих пород и эффективного отношения вода/порода. В "молодых", с высоким отношением вода/порода системах, дренирующих исключительно вулканические породы, таких, например, как Вайракей в Новой Зеландии, Крафла в Исландии и Мутновская на Камчатке, величина изотопно-кислородного сдвига не превышает 2–3‰. В "старых", с низкими, как правило, отношениями вода/порода системах, особенно если они вмещаются карбонатными толщами, изотопно-кислородный сдвиг может достигать 15–20‰. Рекордно высокая величина $\delta^{18}O$ = 14,7‰ зарегистрирована в трехсотградусном источнике района Ланцароте на Канарских островах (Arana, Panichi, 1974).

Значительные изменения изотопного состава кислорода и водорода в термальных водах могут происходить вследствие выпаривания. В бессточных кипящих котлах кальдеры Узон и в кратере Мутновского вулкана на Камчатке обогащение воды тяжелым изотопом кислорода в результате выпаривания достигает 5–8‰ и водорода – 30–50‰ (Таран, 1988; Есиков, 1989).

Пресные подземные воды, залегающие на небольших (до 500 м) глубинах, по изотопному составу, как правило, близки местным атмосферным водам. В отличие от них, воды, залегающие в осадочных чехлах на глубинах более 500 м и обычно относимые к разряду формационных, отличаются повышенной минерализацией (в некоторых случаях до 600 г/л) и очень широкими вариациями $\delta^{18}O$ и δD (Sheppard, 1986a; Kharaka, Thordsen, 1992). Основным компонентом формационных вод, которые, по мнению многих исследователей (Hall, Friedman, 1963; Ohmoto, 1986), играют важнейшую роль в формировании стратиформных месторождений свинца, цинка и некоторых других полезных ископаемых, являются, как правило, воды атмосферного происхождения. Наряду с ними в изотопном составе формационных вод нередко удается установить примесь захороненных морских и метаморфогенных вод, которые высвобождаются при дегидратации глинистых минералов; значительно реже – обедненных дейтерием "органогенных" вод (Sheppard, 1986). Важную роль в формировании изотопного и солевого состава формационных вод играют процессы растворения, выпаривания и изотопного обмена с вмещающими породами при повышенных температурах, которые ведут к изотопно-кислородному сдвигу – смещению "вправо" относительно линии атмосферных вод. С глубиной минерализация и изотопно-кислородный сдвиг в формационных водах, как правило, увеличиваются. В высококонцентрированных рассолах, залегающих на глубинах более 3 км в карбонатных коллекторах, величины $\delta^{18}O$ достигают 6–8‰, что примерно соответствует изотопному равновесию с вмещающими породами при 100–150 °С.

Известно несколько случаев проявления в подземных водах "отрицательного изотопно-кислородного сдвига" (см. рис. 1.2.3). Такого рода сдвиг установлен в высококонцентрированных (10–330 г/л) Ca–Na–Cl рассолах, залегающих в кристаллических породах Канадского (Frape et al., 1984) и Балтийского (Nurmi et al., 1988) щитов; в богатых вулканогенным материалом глубоководных морских осадках на глубинах более 100 м (Lawrence, Gieskes, 1981); в грунтовых водах, дренирующих молодой пепловый чехол вулкана Эль-Чичон в Мексике (Taran et al., 1996, 1998); в некоторых термальных источниках (Goff et al., 1995; Adams, 1996). В первых трех случаях причиной отрицательного изотопно-кислородного сдвига, как полагают, является низкотемпературный (ниже 25 °С) изотопный обмен воды с породой, характеризующейся относительно низкими величинами $\delta^{18}O$ = 6–10‰, и при условии относительно низких отношений вода/порода. Аналогичный механизм, по-видимому, лежит в основе отрицательного сдвига и в гидротермах Галапагосских островов с той разницей, что в этом случае роль буфера играют не породы, а CO_2, концентрации которого в источниках с отрицательным сдвигом необычно высоки.

Важную роль в геологических процессах играют метаморфические или метаморфогенные воды, которые могут высвобождаться при дегидратации осадочных пород или уравновешиваться с ними в ходе регионального или контактового метаморфизма. Изотопный состав кислорода в метаморфических водах может изменяться в очень широких пределах в зависимости от состава пород и температуры. Вода, высвобождающаяся при дегидратации метабазальтов, слагающих слой 2 океанической коры, очевидно, будет иметь более низкие величины $\delta^{18}O$ (в среднем 10 ± 5‰), чем вода, высвобождающаяся при дегидратации метаосадков (15 ± 5‰). В изотопном составе водорода между различными типами метаморфических пород существенной разницы нет; учитывая фракционирование в системе вода–порода и средний состав метаморфических пород, рассмотренные выше, интервал δD в метаморфических породах обычно принимают от 0÷10 до –70÷ –80‰.

Магматической принято называть воду, уравновешенную с магмой, независимо от ее первоначального происхождения. Эту воду не следует путать с ювенильной, которая, по определению, никогда не была частью гидросферы и не вступала с ней в контакт. Изотопный состав кислорода в магматических водах определяется составом собственно магмы и изменяется в довольно широких пределах. В среднем вода, связанная с палингенными или существенно контаминированными коровым материалом гранитами, имеет более высокие величины $\delta^{18}O$, чем вода, связанная с магмами основного состава.

Как видно на рис. 1.2.3, по изотопному составу водорода магматические воды практически не отличимы от метаморфогенных вод. В отношении гранитов, большая часть которых образуется при несомненном участии метаосадочных пород, такое совпадение не вызывает вопросов. Не может вызвать в настоящее время удивления и то, что не являются ювенильными "андезитовые" воды зон перехода океан–континент. Неоднократно обсуждавшаяся ранее (Magariz, Taylor, 1976; Taylor, Sheppard, 1986; Giggenbach, 1992) проблема источника воды в базальтах срединно-океанических хребтов, которые отличаются минимальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, максимальными $^{143}Nd/^{144}Nd$, мантийными $^{3}He/^{4}He$ и рядом других характеристик, как будто исключающих коровую контаминацию, остается, однако, дискуссионной.

Поскольку различные резервуары земной коры являются, в конечном счете, дифференциатами первичной мантии, в отношении стабильных изотопов легких элементов должно выполняться равенство: $\delta_{\text{коры}}$ (средневзвешенная) = $\delta_{\text{мантии}}$. В отношении водорода такое равенство заведомо не выполняется: в земной коре, основным резервуаром водорода в которой является океан, средневзвешенная величина δD = –15 ÷ –20‰, что значительно выше величин δD в стеклах БСОХ (–60 ÷ –85‰).

Нельзя исключить, что этот сдвиг обусловлен изотопным фракционированием при диссипации свободного водорода из атмосферы в космос, хотя теоретические расчеты не дают оснований говорить о высокой эффективности такого процесса (Ферронский, Поляков, 1983). В этом случае идентичность изотопного состава водорода в мантийном и осадочном материале должна быть признана случайной. Современная тектоника плит, важнейшими элементами которой являются спрединг океанического дна, субдукция океанической коры в зоне перехода океан–континент и конвекция верхней мантии, предлагает другое решение: вода в стеклах БСОХ и верхней мантии не является ювенильной, но имеет исключительно субдукционное происхождение. Погружающийся в мантию коровый материал непосредственно в зоне субдукции, вероятно, испытывает лишь частичную дегидратацию. Поскольку удаляющийся флюид обогащен по отношению к связанной воде дейтерием, остаток, растворяющийся в мантии и вовлекаемый в мантийную конвекцию, должен обедняться этим изотопом, чем и объясняется отличие "базальтовых" магматических вод типа БСОХ от "андезитовых" вод зон перехода океан–континент.

Если направление, в котором будет изменяться изотопный состав кислорода в породе зависит от температуры и изотопного состава воды, то его величина – от эффективного отношения вода–порода (рис. 1.2.4). При расчете этого параметра обычно используются две модели, отвечающие условию открытой или "закрытой" системы (Taylor, 1977; Gregory, Taylor, 1981; Gregory, Griss, 1986). "Закрытой" называется система, в которой вода и порода обмениваются между собой при постоянных относительных объемах (отсутствии подтока новых порций воды). Она описывается простым уравнением материального баланса:

$$В\delta^{18}O_{нв} + П\delta^{18}O_{нп} = В\delta^{18}O_{кв} + П\delta^{18}O_{кп},$$

где В и П – количества атомов кислорода, соответственно, в воде и породе, $\delta^{18}O_{нв}$ и

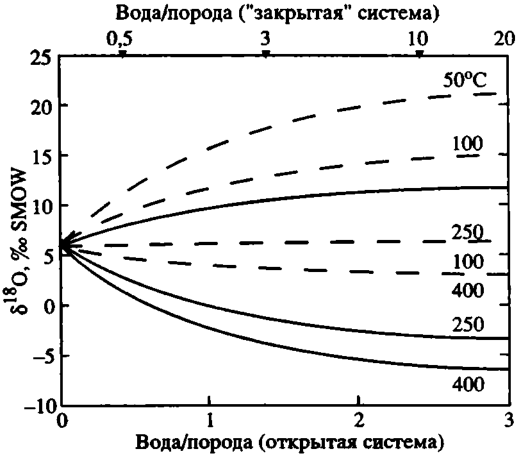


Рис. 1.2.4. Зависимость изотопного состава кислорода в гидротермально измененной породе от температуры, отношения вода/порода и изотопного состава воды

Исходное значение $\delta^{18}O$(порода) = 6; пунктирные линии – исходное значение $\delta^{18}O$(вода) = 0; сплошные линии – исходное значение $\delta^{18}O$(вода) = −10. Фракционирование рассчитано по формуле для альбита (Cole et al., 1987); $\Delta^{18}O$(альбит–вода) = $= -2{,}99\,(10^3/T) + 3{,}26\,(10^6/T^2)$

$\delta^{18}O_{нп}$ – начальные составы воды и породы, а $\delta^{18}O_{кв}$ и $\delta^{18}O_{кп}$ – конечные составы воды и породы. Для закрытой системы

$$В/П = (\delta^{18}O_{кп} - \delta^{18}O_{нп})/(\delta^{18}O_{нв} - \delta^{18}O_{кв})$$

или, если допустить, что в ходе реакции было достигнуто равновесие,

$$В/П = (\delta^{18}O_{кп} - \delta^{18}O_{нп})/(\delta^{18}O_{нв} - \delta^{18}O_{кп} + \Delta^{18}O_{п-в}),$$

где $\Delta^{18}O_{п-в}$ – фракционирование изотопов кислорода между породой и водой при данной температуре.

Чтобы перевести атомные отношения в объемные, величину В/П необходимо умножить на 5/8, поскольку в воде содержится 80 мас.% атомов кислорода, а в обычной породе – приблизительно 50.

Для простейшей безразмерной модели открытой системы, в которой через блок породы вода фильтруется таким образом, что каждая ее новая порция имеет начальный состав, Х.П. Тэйлор (Taylor, 1977) предложил следующую формулу:

$$В/П \text{ (открытая система)} = \ln В/П \text{ (закрытая система)}.$$

Ни та ни другая модель не описывает реальные процессы взаимодействия вода–порода вполне адекватно, однако они вполне пригодны для приблизительных оценок. Очевидно, что для того, чтобы достигнуть той же степени изменения породы в открытой системе, необходимо меньше воды, чем в "закрытой" системе (см. рис. 1.2.4). При низких отношениях (В/П < 1) разница, однако, незначительна.

Впервые изотопные данные, свидетельствующие о высокотемпературном взаимодействии подземных вод атмосферного происхождения с изверженными породами, были получены при изучении крупного Скъергардского расслоенного плутона в Гренландии (Taylor, Epstein, 1962, 1963). В настоящее время можно утверждать, что мощные и долгоживущие гидротермальные системы атмосферного питания возникают при внедрении практически всех эпизональных гранитных интрузий (Taylor, 1968, 1977, 1978). В несколько меньшей степени они характерны для интрузий основного состава, которые внедряются на больших глубинах. Всего на континентах и океанических островах обнаружено более 50 зон, в пределах которых породы обеднены изотопом ^{18}O в результате высокотемпературного воздействия вод атмосферного происхождения (Criss, Taylor, 1986). В большинстве из них средние величины $\delta^{18}O$ находятся в пределах 0 ÷ −4‰. Наиболее интенсивные характеризуются отрицательными величинами $\delta^{18}O$. Породы с рекордно низкими величинами $\delta^{18}O$ (−7,5 ± 2,3‰) разбурены в районе вулкана Крафла в Исландии (Hattory, Muehlenbachs, 1982).

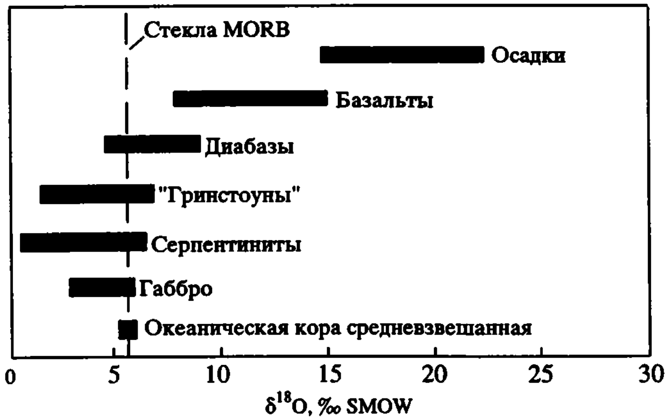


Рис. 1.2.5. Изотопный состав кислорода в породах океанической коры (Muehlenbachs, 1986; Muehlenbachs, Clayton, 1972a, 1972б; Wenner, Taylor, 1973; Gregory, Taylor, 1981)

Еще более благоприятные условия для конвективной циркуляции поверхностных вод складываются в зонах спрединга океанического дна, где термический градиент повышен, а породы сильно дислоцированы и, следовательно, отличаются высокой проницаемостью. В зависимости от температуры постмагматические изменения на дне океана могут вести как к обеднению, так и к обогащению изверженных пород изотопом ^{18}O. В первом приближении изотопно-кислородный профиль океанической коры разделяется на две части (рис. 1.2.5): базальты, слагающие верхний структурный этаж, подвергаются, главным образом, низкотемпературному (ниже 100 °C) воздействию океанической воды и характеризуются повышенными величинами δ^{18}O: обычно до 9...12‰, в отдельных, сильно выветрелых образцах пиллоу-лав – до 20‰ (Muehlenbachs, Clayton, 1972a; Muehlenbachs, 1979, 1986). Габбро, слагающие нижний структурный этаж океанической коры (наиболее представительные ее разрезы в офиолитовых комплексах), изменены при высоких (до 600 °C) температурах и, соответственно, обеднены изотопом ^{18}O на 2–3‰ по сравнению с исходными магмами.

Чрезвычайно важным обстоятельством является то, что "средневзвешенный" изотопный состав кислорода в океанической коре характеризуется примерно теми же величинами δ^{18}O = 5,8 ÷ 6,1‰, что и исходные мантийные магмы (Criss, Taylor, 1986; Muehlenbachs, 1986). Из этого следует, что взаимодействие изверженных пород с океанической водой является важнейшим фактором, обеспечивающим постоянство изотопного состава последней во времени. Подсчитано, что время, необходимое для достижения изотопно-кислородного равновесия в системе океаническая вода – океаническая кора, не превышает 250 млн лет, а при умеренной скорости спрединга составляет около 60 млн лет (Gregory, Taylor, 1981; Muehlenbachs, 1986; Gregory, 1991).

Постмагматические изменения, связанные с воздействием поверхностных вод, проявляются не только в общем смещении изотопного состава кислорода, но и в нарушении изотопно-кислородного равновесия между сосуществующими минералами. Индикаторными минералами в этом смысле являются полевые шпаты, наименее устойчивые в гидротермальных условиях и поэтому испытывающие наибольшие смещения в изотопном составе кислорода. Нарушение изотопного равновесия часто сопровождается петрографическими свидетельствами постмагматических изменений: развитием вторичных минералов (амфибола, хлорита, эпидота и др.), зональностью кристаллов и т.д. В некоторых случаях, однако, породы с нарушенными изотопными системами не несут явных петрографических следов постмагматических изменений. Особенно характерно это для габбро, измененных при очень высоких температурах (500–600 °С) (например в офиолитах Семайл, Оман). Предполагается, что амфиболизация в этом и некоторых других случаях не наблюдается потому, что изменения происходят при относительно низких давлениях – вне поля устойчивости амфибола (Gregori, Taylor, 1981).

1.3. УГЛЕРОД

Мантийный углерод. Точное определение изотопного состава "ювенильного" мантийного углерода затруднено в связи с теми же проблемами, что и определение изотопного состава ювенильного водорода. Традиционно для этой цели использовались алмазы из кимберлитовых трубок, карбонатиты, вулканические газы и газовые включения в породах предположительно мантийного генезиса. В настоящее время, однако, становится все более очевидным, что контаминация коровым углеродом не может быть заведомо исключена ни для одного из этих объектов. Основная группа алмазов из кимберлитовых трубок, карбонатитов (кроме заведомо контаминированных), вулканических газов и газовых включений в БСОХ лежит в интервале $\delta^{13}C$ от –5 до –8‰, который обычно и принимается в качестве мантийного. Вариации в пределах этого интервала могут быть связаны с контаминацией и дегазацией магм; за пределами этого интервала – в подавляющем большинстве случаев с контаминацией.

Результатам изучения изотопного состава углерода в алмазах посвящены специальные работы (Галимов, 1984, 1993; Галимов и др., 1994). Подробно их рассматривать представляется излишним. Данные по вулканическим газам обсуждаются несколько ниже, а по карбонатитам – в части, посвященной щелочным породам. Остановимся вкратце на последних работах, посвященных базальтам срединно-океанических хребтов. С этими породами связываются надежды наиболее адекватного определения изотопно-углеродного "мантийного интервала".

В стеклах БСОХ углерод содержится в двух, резко отличающихся по изотопному составу формах. "Низкотемпературная", по-видимому, восстановленная форма, экстрагируемая при низких (600 °С) температурах путем сжигания, содержится в стеклах в небольших количествах (менее 80 ppm) и характеризуется очень низкими величинами $\delta^{13}C = -22 \div -30‰$. Содержание "высокотемпературной" формы, представленной углекислым газом, изменяется в очень широких пределах – от 70 до 3850 ppm С, причем наблюдается корреляция содержания и изотопного состава углерода: образцы с относительно низким содержанием С (менее 90 ppm) имеют низкие величины $\delta^{13}C = -10 \div -11‰$, образцы с высоким содержанием С (более 2000 ppm) – высокие $\delta^{13}C = -3 \div -4‰$, а основная группа с концентрациями $C \simeq$ 100–120 ppm С характеризуется величинами $\delta^{13}C = -6 \div -8‰$. Эта зависимость обычно связывается с дегазацией – удалением относительно обогащенного ^{13}C флюида и накоплением в расплаве углерода, обедненного ^{13}C. Соответственно, предполагается, что наименее дегазированные образцы ($\delta^{13}C = -3 \div -4‰$) дают наиболее адекватное представление об изотопном составе мантийного углерода, тогда как основная группа ($\delta^{13}C = -6 \div -8‰$) дегазирована на 90% (Pineau et al., 1976; Pineau Javoy, 1983; Taylor, 1986; Javoy, Pineau, 1991).

Значительное (4–4,5‰) фракционирование изотопов углерода между CO_2 флюида и CO_2, растворенном в расплаве при температурах выше 1100 °С, установленное экспериментально (Javoy et al., 1978; Holloway, Blank, 1994), хорошо согласуется с моделью дегазации. Тем не менее, следует отметить, что влияние дегазации, насколько нам известно, ни разу не было продемонстрировано на продуктах одного извержения или серии последовательных извержений одного вулкана. Рассмотренные выше образцы базальтов собраны со всего Мирового океана и вполне могли иметь разные начальные характеристики. С этой точки зрения формирование очень редких, обогащенных углекислым газом изотопно-тяжелых разновидностей БСОХ можно связать с контаминацией морской водой в магматических камерах или субдуктированными карбонатными осадками. Не до конца решенной проблемой является и природа изотопно-легкого "восстановленного" углерода в стеклах БСОХ. Он может отражать как разделение изотопов в процессе дегазации, так и контаминацию магм углеродом биогенного происхождения.

Осадочные и метаосадочные породы. В земной коре углерод распределен в соотношении примерно 1/4 между двумя резервуарами: изотопно-легким органическим ($\delta^{13}C = -20 \div -25‰$) и изотопно-тяжелым карбонатным ($\delta^{13}C = 0 \pm 2 \div 4‰$). В объеме, близком к современному, эти резервуары существовали уже в раннем архее и никакой направленной эволюции изотопного состава биосферного углерода до настоящего времени не установлено (Крейг, 1954; Shidlovsky et al., 1983; Галимов, 1968, 1973). Вместе с тем в отдельные эпохи были сформированы мощные толщи осадочных карбонатов с резко аномальным изотопным составом углерода. На причинах возникновения таких аномалий останавливаться в данной работе не имеет смысла (Покровский, Герцев, 1993; Покровский, Мележик, 1995; Покровский, 1996; Покровский и др., 1999), однако при обсуждении проблем, связанных с контаминацией, их существование необходимо принимать во внимание. Одна из наиболее крупных аномалий такого рода обнаружена в верхнедокембрийских отложениях на юге Сибирской платформы (Покровский, Герцев, 1993), где мощность аномально легких карбонатов ($\delta^{13}C = -10 \div -5‰$) достигает 2000, местами, возможно, 3000 м. Подстилаются аномально легкие карбонаты никольской и хопычской свит почти столь же мощной толщей карбонатов с аномально высокими величинами $\delta^{13}C = 6 \div -8‰$ (баракунская и валюхтинская свиты).

Важную роль в поведении изотопов углерода осадочных пород играют постседиментационные процессы. В результате реакций декарбоксилизации органическое вещество в осадках обедняется изотопом ^{13}C до величин $\delta^{13}C = -25 \div -35‰$. Близкие значения $\delta^{13}C$ в целом характерны и для нефтей (Галимов, 1973). Метан, который формируется в ходе микробиологических процессов, характеризуется наиболее низкими значениями $\delta^{13}C$ (до –80‰). Осадочные карбонаты в ходе диагенеза и катагенеза обычно обедняются изотопом ^{13}C в результате обмена с растворами, обогащенными углекислотой органического происхождения. С деятельностью диагенетических и катагенетических растворов связано образование карбонатных конкреций с очень широким спектром величин $\delta^{13}C$ от –60 до +20‰ (Покровский, 1980). Углекислота, участвующая в формировании изотопно-легких конкреций, образуется, очевидно, в результате окисления органического вещества или метана (нередко пришедшего в данный горизонт извне). Необходимым условием образования изотопно-тяжелых конкреций является не окисление метана, а изотопный обмен в системе $CH_4–CO_2$ или бактериальное восстановление CO_2 до метана. Иногда большой разброс в изотопном составе углерода диагенетических карбонатов проявляется на расстоянии нескольких сантиметров: в палеогеновых отложениях Западного Сахалина, например, встречаются псевдокристаллы генойше с $\delta^{13}C \sim -20‰$, которые обрастают шарообразными конкрециями с $\delta^{13}C \sim +10‰$ (неопубликованные данные автора). Объемы изотопно-тяжелых эпигенетических карбонатов, конечно, очень невелики, однако ответственные за образование таких карбонатов растворы могут, как мы увидим в дальнейшем, играть определенную роль в преобразовании изверженных пород.

Преобразование карбонатов богатых органическим веществом при высоких температурах в условиях контактового или регионального метаморфизма гранулитовой фации сопровождается изотопным обменом между карбонатным и органическим углеродом, в результате чего графит может приобрести несвойственные органическому веществу "нулевые" значения $\delta^{13}C$. Декарбонатизация, дегидратация, обмен с флюидом и органическим веществом при высоких температурах ведет к обеднению осадочных карбонатов изотопами ^{13}C и ^{18}O. В результате этих процессов при контактовом метаморфизме нередко образуются метаосадочные мрамора и кальцифиры с изотопным составом, близким к "карбонатитовому" (Deines, Gold, 1969; Shieh, Taylor, 1969; Valley, O'Neil, 1984; Valley, 1986). Для условий регионального метаморфизма столь сильные изменения в целом не характерны (Кулешов, 1986).

Природные воды и флюиды земной коры. В океанической воде углерод содержится главным образом в форме CO_2 и HCO_3, которые находятся в изотопном равновесии с CO_2 атмосферы ($\delta^{13}C \approx -7$‰) и характеризуются относительно небольшими вариациями $\delta^{13}C = 0 \pm 2$–3‰ (Крэйг, 1954; Галимов, 1968). В карбонатном углероде почвенных и неглубоко залегающих грунтовых вод величины $\delta^{13}C$ могут очень сильно меняться в зависимости от состава вмещающих пород и роли углекислоты органического происхождения. В почвенных водах Центральной Европы средние значения $\delta^{13}C = -10 \pm 2$ (Salomons, 1975). По-видимому, они более или менее типичны для умеренных широт в целом. Относительно низкие величины $\delta^{13}C < -5$‰ характерны также для карбонатного углерода рек и небольших проточных озер. В крупных озерах изотопный состав углекислоты в значительной мере определяется обменом с атмосферой и обычно более или менее сходен с морским (Talbot, 1990).

Сведения об изотопном составе углерода в углекислоте, растворенной в формационных водах, можно получить на основании прямых измерений и в результате изучения широкого класса диагенетических и катагенетических карбонатов. Решающую роль в их образовании играют процессы окисления органического вещества. Разброс $\delta^{13}C$ в формационных водах чрезвычайно велик: от –80 до +25‰. Наиболее низкие величины $\delta^{13}C < -40$‰, как уже отмечалось ранее, характерны для углекислоты, образованной в результате окисления метана. При участии растворов, обогащенных такой углекислотой, образуются аномально легкие ($\delta^{13}C$ до –50‰) карбонаты в кровлях соленых куполов (Werner et al., 1988) и в местах скопления газовых гидратов – "метанового льда" – на дне океана (Леин и др., 1989). Изотопно-тяжелая углекислота отмечалась в поровых водах океанических осадков (Nissenbaum et al., 1972), в газовых залежах (Wasserburg et al., 1963), в грязевых вулканах (Валяев и др., 1985). Как отмечалось выше, ее образование связывают с изотопным обменом в системе CO_2–CH_4 или с частичным восстановлением CO_2 до метана. Аномально легкие и аномально тяжелые катагенетические карбонаты (и рассолы) встречаются, очевидно, не столь часто. Обычные для них величины $\delta^{13}C$ лежат в пределах $-10 \div -20$‰.

Углекислота вулканических газов и термальных вод по изотопному составу углерода в большинстве случаев попадает в "мантийный" интервал $\delta^{13}C = -4 \div -8$‰, хотя нередки отклонения в сторону более низких и более высоких значений. Очень низкие величины $\delta^{13}C$ (до –22‰), свидетельствующие об органическом происхождении углерода, отмечены в углекислоте вулканических газов и гидротермальных карбонатах подводного вулкана Пийпа в Беринговом море (Торохов и др., 1992; Taran et al., 1999). Не столь низкие, но также пониженные ($-9 \div -10$‰) – в вулканических газах вулкана Эль-Чичон в Мексике (Taran et al., 1996, 1998). Повышенные значения $\delta^{13}C$ (до $0 \div -2$‰) обнаружены в вулканических газах Апеннинского полуострова (Allard et al., 1997). Сравнительно низкие (по отношению к мантийным) концентрации ^3He и характерная корреляция изотопного состава углерода и гелия позволяют предположить, что здесь наряду с собственной магмой важным источником углекислоты являются осадочные карбонаты, слагающие стенки магматических камер и погруженные в магму в виде крупных блоков-ксенолитов.

1.4. СЕРА

Мантийная сера. Свежие стекла базальтов срединно-океанических хребтов обычно содержат 600–800 ppm серы (общей), изотопный состав которой не отличим от метеоритной : $\delta^{34}S = 0 \pm 0{,}5‰$ (Sakai et al., 1982, 1984; Taylor, 1986). Отмечена лишь одна региональная аномалия в районе островов Хуан-де-Фука, где величины $\delta^{34}S$ несколько выше (0,5 ÷ 1,0‰). Средние значения $\delta^{34}S = -0{,}7‰$ в восстановленной сере из стекол БСОХ ниже, чем в общей сере, но это отличие очень невелико. Между величинами $\delta^{34}S$ и концентрациями общей серы в стеклах БСОХ (исключая отмеченную аномалию) наблюдается корреляция, которая может быть связана с удалением обогащенного изотопом ^{34}S флюида при фракционировании $\Delta^{34}S$ в системе флюид–расплав порядка 1–1,5‰ (Taylor, 1986). Из этого следует, что окисленная сера во флюиде преобладает над восстановленной.

С дегазацией обычно связывают и небольшое различие в изотопном составе и содержании серы в подводных ($\delta^{34}S = 0{,}5 \pm 0{,}5‰$ при 535–841 ppm $S_{общ}$) и субаэральных ($\delta^{34}S = -0{,}8 \pm 0{,}8‰$ при 30–170 ppm $S_{общ}$) базальтах вулкана Килауэа на Гавайских островах (Sakai et al., 1982), хотя это различие может быть связано, на наш взгляд, и с контаминацией подводных базальтов сульфатной (SO_4^{2-}) серой морской воды. В пользу последнего предположения говорит то, что сульфидная (S^{2-}) сера в подводных и надводных лавах имеет практически идентичный изотопный состав ($\delta^{34}S = -1{,}1 \pm 1‰$), тогда как изотопный состав сульфатной серы резко различен: $\delta^{34}S = 1{,}0 \pm 1{,}8‰$ в надводных и $\delta^{34}S = 5{,}5 \pm 2{,}1‰$ в подводных лавах. В целом величины $\delta^{34}S$ в щелочных базальтах океанических островов на 0,5–1,0‰ выше, чем в БСОХ. Это различие, как и отмеченная выше аномалия БСОХ в районе островов Хуан-де-Фука, может быть связано с разными причинами: неоднородностью мантии, разделением изотопов между окисленными и восстановленными формами серы, контаминацией морской водой. Решить этот вопрос в настоящее время не представляется возможным.

Величина фракционирования между сульфатной и сульфидной серой в океанических базальтах колеблется в очень широких пределах: от –2 до 12‰ и, по-видимому, за редким исключением отвечает изотопному равновесию. Среди причин нарушения равновесия обычно называют ретроградный изотопный обмен между окисленными и восстановленными формами серы при низких температурах (в уже раскристаллизованной породе), а также окисление сульфидов до сульфатов, которое не сопровождается изотопным фракционированием (Taylor, 1986).

Дегазация магм с повышенным содержанием воды при соотношении во флюиде $H_2S/SO_2 \geqslant 1$ теоретически может сопровождаться некоторым обогащением остаточного расплава тяжелым изотопом серы. Нам, однако, не известны вулканические серии, где этот эффект был бы реально продемонстрирован. В андезитах Японских островов (Ueda, Sakai, 1984; Taylor, 1986) отмечалось небольшое уменьшение значений $\delta^{34}S$ от слабодегазированных (с относительно высокими содержаниями воды) к сильнодегазированным образцам, в целом сходное с тем, которое наблюдается в океанических базальтах, хотя, возможно, имеющее совершенно иную природу. В целом эффузивы островных дуг и активных окраин континентов отличаются от океанических базальтов очень большим разбросом изотопного состава серы и общим обогащением изотопом ^{34}S (до +20,7‰), которое, безусловно, не может быть результатом дегазации.

Осадочные и метаосадочные породы. Важнейшей причиной разделения изотопов серы в осадочном цикле является их перераспределение между окисленными и восстановленными соединениями (Гриненко, Гриненко, 1974; Виноградов, 1980). Основным резервуаром изотопно-тяжелой сульфатной серы является Мировой океан. Данные, полученные по эвапоритам, показывают, что с раннего архея и на протяжении всей дальнейшей геологической истории изотопный состав серы в сульфатионе морской воды сравнительно мало отклонялся от современных значений $\delta^{34}S \approx$ $\approx 20‰$. Восстановление сульфат-иона в ходе бактериальной сульфатредукции в осадках сопровождается очень сильным изотопным фракционированием, в результате которого диагенетические сульфиды обедняются изотопом ^{34}S (обычно до величин $\delta^{34}S = -20 \div -30‰$, но встречаются в них существенно более низкие значения – до $-50 \div -60‰$ (Виноградов и др., 1962; Гриненко, Гриненко, 1974; Виноградов, 1980). Богатые органическим веществом терригенные осадки, в которых процессы сульфатредукции протекают особенно интенсивно, иногда содержат изотопно-легкие сульфиды в значительном количестве. В целом можно заключить, что терригенные породы являются источником изотопно-легкой, а карбонатные и карбонатно-сульфатные толщи – преимущественно изотопно-тяжелой серы, хотя окислительно-восстановительные процессы на стадии катагенеза нередко существенно искажают эту закономерность.

Природные воды и флюиды земной коры. Сульфат-ион современной океанической воды, как отмечалось выше, характеризуется очень однообразными величинами $\delta^{34}S = 20{,}3 \pm 0{,}3‰$. В прошлом изотопный состав серы в океанической воде, возможно, испытывал небольшие колебания, которые не представляют интереса в контексте данной работы. В поровых водах богатых органическим веществом осадков количество сульфат-иона в результате сульфатредукции быстро уменьшается с глубиной, а величины $\delta^{34}S$ в них увеличиваются до $30 \div -40‰$ (Nissenbaum, 1972). Изотопный состав и концентрации образующегося в осадках сероводорода изменяются в очень широких пределах. Основная его масса отличается низкими величинами $\delta^{34}S$ $(-20 \div -30‰)$. В некоторых специфических водоемах, таких, как Черное море, сероводородом (с близким к указанному выше изотопным составом) может быть заражена и бóльшая часть водной толщи, однако концентрации его на два–три порядка ниже, чем концентрации изотопно-тяжелого сульфата.

В поверхностных водах континентов сера также содержится главным образом в форме сульфат-иона. Его изотопный состав меняется в очень широких пределах величин: $\delta^{34}S$ от –22,4 до 20,7‰ в зависимости от особенностей территории; среднее значение $\delta^{34}S$ в речном стоке 6,5‰ (Рабинович, 1969; Гриненко, Гриненко, 1974).

Основные источники серы в формационных водах – гипсы и ангидриты эвапоритовых отложений и, в меньшей степени, диагенетические сульфиды. Кинетика восстановления сульфатов в условиях катагенеза имеет (по сравнению с ранним диагенезом) определенную специфику, останавливаться на которой в данной работе не имеет смысла – детально этот вопрос рассмотрен В.И. Виноградовым (1980). Отметим лишь, что на стадии катагенеза, в отличие от диагенеза, сероводород с высокими значениями $\delta^{34}S = 10–20‰$ нередко образуется в очень больших количествах. Именно в этом интервале располагается основная масса сероводорода крупнейших газовых залежей и значительная часть сульфидов стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Вместе с тем общий диапазон колебаний $\delta^{34}S$ в формационных водах и связанных с ними рудах очень широк. Сульфиды крупнейших месторождений медистых песчаников, такие, как Удоканское и Джезказганское, характеризуются, в частности, относительно низкими значениями $(\delta^{34}S < -10‰)$. Нельзя исключить, что на их изотопном составе сказывается выщелачивание диагенетических сульфидов из вмещающих терригенных пород.

В вулканических газах и термальных водах областей современного вулканизма нередко сосуществуют восстановленные и окисленные формы серы, резко различающиеся по изотопному составу. Соотношение концентраций разных форм серы и изотопное фракционирование между ними лишь в редких случаях отвечает термодинамическому равновесию (Виноградов, 1980; Таран, 1988). Термохимическое восстановление сульфата, которое сопровождается трудноопределимым кинетическим изотопным фракционированием, и обратный процесс – окисление сероводорода без изменения изотопного состава – делают, как правило, крайне ненадежными расчеты изотопного состава серы общей и суждения о ее истинном генезисе.

Изотопный состав сероводорода и сульфидов, связанных с термальными источниками в субокеанических центрах спрединга – "черных курильщиках", располагается в интервале $\delta^{34}S = 0 \pm 7‰$ (Woodruff, Shancs, 1988). Близкие величины характерны для сульфидных руд офиолитовых комплексов, сформированных аналогичным путем в прошлом (Zierenberg et al., 1988). Не вызывает сомнений, что значительная часть сульфидной серы черных курильщиков – продукт термохимического восстановления сульфата океанической воды, а некоторое ее количество выщелачивается термальными водами из вмещающих пород. Установить количественные соотношения этих источников не представляется возможным по причинам, упомянутым выше. Вблизи подводных источников нередко располагаются массивные залежи баритов и ангидритов, осаждающихся из холодной океанической воды, как полагают, при ее "засосе" в гидротермальную систему (Woodruff, Shanks, 1988).

Большой объем работ по изучению геохимии изотопов серы выполнен в вулканических районах зон перехода океан–континент. На Камчатке и Курилах, по данным В.И. Виноградова (1980), средняя величина фракционирования $\Delta^{34}S$ между сульфатной и сульфидной серой близка к 20‰. В прибрежных термах, например на Горячем пляже о. Кунашир, величины $\delta^{34}S$ в сульфатной сере изменяются в пределах 17–23,6‰, причем не остается сомнений в ее океаническом происхождении; сероводород ($\delta^{34}S$ = –0,3‰), присутствующий в сравнительно небольшом количестве, является, очевидно, продуктом восстановления сульфата. В удаленных от берега океана источниках значения $\delta^{34}S$ в целом заметно ниже. Там, где удается сбить приблизительный баланс сульфидной и сульфатной серы, изотопный состав серы общей характеризуется значениями $\delta^{34}S = 5 \div 10‰$; ее основным источником, по всей видимости, служат вмещающие породы. Наиболее высокотемпературные (выше 400 °С) газы активных вулканических очагов также отличаются широкими вариациями значений $\delta^{34}S$ – иногда в пределах одной воронки, в струях, отстоящих друг от друга не более чем на 20–30 м. Низкие величины $\delta^{34}S$ (до –7,4‰) в сульфатной сере, отмеченные, в частности, в кратере Мутновского вулкана, свидетельствуют о том, что она является продуктом окисления сероводорода вблизи поверхности.

Отмечались резкие изменения концентраций и изотопного состава серы в вулканических гидротермальных системах в течение очень непродолжительных промежутков времени. В сульфате горячего кратерного озера вулкана Эль-Чичон в Мексике непосредственно после его извержения в 1982 г. было определено значение $\delta^{34}S$ = 17,0‰ при концентрации сульфата 3550 ppm (Casadeval et al., 1984), а через 13–14 лет концентрации сульфата в озере упали до 400–670 ppm, а значения $\delta^{34}S$ – до 0,5–4,2‰ (Taran et al., 1998). Формальная близость изотопного состава серы из озера к изотопному составу метеоритной серы в последнем случае не свидетельствует о магматическом происхождении серы, так как магматический ангидрит, содержащийся в лавах вулкана, характеризуется существенно более высокими значениями $\delta^{34}S$ = +9‰ (Rye et al., 1984). Очевидно, сульфат кратерного озера на данном этапе образуется путем окисления сероводорода воздушным кислородом.

1.5. СТРОНЦИЙ И НЕОДИМ

Изотопы стронция и неодима в силу ряда причин чаще других радиогенных изотопов используются для определения генезиса изверженных пород и создания общих моделей эволюции земного вещества.

Напомним основные характеристики Rb–Sr и Sm–Nd изотопных систем, детально описанные в ряде специальных обзоров (Балашов, 1985; Фор, 1989; Азбель, Толстихин, 1988, 1990; Пушкарев, 1990).

Радиогенный изотоп стронция – ^{87}Sr образуется в результате β-распада изотопа рубидия – ^{87}Rb с периодом полураспада $4{,}89 \cdot 10^{10}$ лет и константой распада $\lambda = 1{,}42 \cdot 10^{-11}$ год$^{-1}$; радиогенный изотоп неодима – ^{143}Nd – в результате α-распада изотопа самария ^{147}Sm с периодом полураспада $1{,}06 \cdot 10^{11}$ лет и константой распада $\lambda = 6{,}54 \cdot 10^{-12}$ год$^{-1}$. Концентрации материнских и дочерних изотопов представляют в виде изотопных отношений: ^{87}Sr/^{86}Sr и ^{87}Rb/^{86}Sr; ^{143}Nd/^{144}Nd; ^{147}Sm/^{144}Nd.

Rb-Sr и Sm-Nd системы используются для определения возраста горных пород, а начальные отношения $(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_0$ и $(^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd})_0$ – для получения сведений генетического характера. В магматических породах эти величины служат источником информации о домагматической истории этих элементов, и в дальнейшем именно они будут интересовать нас в первую очередь.

Существует три способа определения начальных отношений $(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_0$ в древних породах. Наиболее надежным из них, несомненно, является получение статистически достоверной Rb-Sr изохроны. Это, однако, весьма трудоемкий процесс. Кроме того, построение изохроны нередко оказывается невозможным вследствие нарушенности Rb-Sr систем.

Если возраст породы известен, начальные отношения $(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_0$ можно рассчитать, вычитая радиогенную добавку, по формуле:

$$(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_0 = (^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_{\text{изм}} - (^{87}\mathrm{Rb}/^{86}\mathrm{Sr})\lambda t,$$

где λ – константа распада, t – возраст.

Очевидно, что надежность определения начального отношения $(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr})_0$ по единичному анализу существенно зависит от отношения (^{87}Rb/^{86}Sr), возраста и точности, с которой он определен. Для пород, возраст которых $t < 500$ млн лет, а отношения $^{87}\mathrm{Rb}/^{86}\mathrm{Sr} < 0{,}1$, радиогенная добавка не превышает аналитической ошибки. Следует уточнить, что необходимым в данном случае условием (которое обычно трудно проконтролировать) является то, что проанализированный образец в течение времени t оставался закрытой системой в отношении Rb и Sr.

Наиболее простой способ определения начального отношения $(^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{St})_0$ – измерение ^{87}Sr/^{86}Sr в породе или минерале с низкими отношениями ^{87}Rb/^{86}Sr. В щелочных породах и карбонатитах это минералы – концентраторы стронция, такие, как апатит, мелилит, кальцит, пирохлор, в которых ^{87}Rb/^{86}Sr не более 0,001.

Для определения начальных отношений изотопов неодима используются только два первых способа, так как минералов с пренебрежимо малыми отношениями ^{147}Sm/^{144}Nd в природе не существует. Широко распространенной практикой является представление начальных отношений изотопов неодима в относительных единицах:

$$\varepsilon\mathrm{Nd} = (^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd}_{\text{обр}} \cdot {}^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd}_{\mathrm{CHUR}} - 1) \cdot 10000,$$

где $^{143}\mathrm{Nd}/^{144}\mathrm{Nd}_{\mathrm{CHUR}}$ – изотопный состав неодима в однородном хондритовом резервуаре (который отождествляется с примитивной мантией, см. ниже) в момент времени, соответствующий возрасту породы. Изотопный состав стронция в аналогичных единицах выражается значительно реже.

Рубидий и стронций принадлежат к числу весьма подвижных элементов, интенсивно мигрирующих в различных магматических, метаморфических, гидротермальных и осадочных процессах. Следствием этого являются широкие колебания их концентраций в горных породах – от 1 и менее до сотен (рубидий) и десятков тысяч г/т (стронций) и, соответственно, очень широкий спектр рубидий-стронциевых отношений в горных породах: от 0,0001 и менее до 100 и более. Отношения ^{87}Sr/^{86}Sr, в свою очередь, прямо пропорциональны отношению Rb/Sr и возрасту данной породы. Очевидно, что с течением времени разброс изотопных отношений в земном веществе и контраст между различными природными резервуарами увеличивается. В ходе фракционного плавления или кристаллизационной дифференциации рубидий накапливается в расплаве в большей степени, чем стронций, что, в конечном счете, проявляется в общем обогащении радиогенным стронцием сложенной легкоплавкими породами земной коры по сравнению с мантией.

Концентрации самария и неодима в породах и минералах также изменяются в очень широких пределах – от менее 1 в оливинах до сотен и тысяч г/т в некоторых разновидностях карбонатитов. При этом отношения Sm/Nd испытывают очень слабые колебания – от 0,1 до 0,5, поскольку по химическим свойствам эти элементы очень близки. В магматических породах с увеличением концентраций самария и неодим, отношения Sm/Nd, как правило, уменьшаются, так как в расплавах неодим концентрируется по отношению к самарию. Соответственно, земная кора в целом обеднена радиогенным изотопом неодима по сравнению с мантией.

Магматические породы мантийного происхождения. На Земле не известны объекты, которые могли бы однозначно представлять исходный протопланетный субстрат. Все породы, включая наиболее древние, являются продуктами дифференциации этого субстрата. Поэтому начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и $(^{143}Nd/^{144}N)_0$ в исходном земном веществе не могут быть строго установлены. Обычно эти величины принимаются равными начальным отношениям $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и $(^{143}Nd/^{144}N)_0$ в наиболее распространенных, древних (4,55–4,6 млрд лет) хондритовых и ахондритовых метеоритах, в которых они находятся в интервале 0,698990 ± 0,000047 и 0,506736 ± 0,000093, соответственно (Фор, 1989). Большинство исследователей признает, что в первичном веществе Земли изотопный состав стронция и неодима был вполне однороден. Фактов, противоречащих этому предположению, в данный момент не существует.

Не вызывает сомнений, что уже на ранних стадиях существования (3,5–3,8 млрд лет назад) на Земле сформировалась континентальная кора и комплементарная к ней в отношении подвижных компонентов деплетирования мантия, о чем свидетельствует значительная дисперсия изотопных отношений стронция и неодима, проявляющаяся уже в древнейших городах. Ряд вопросов, связанных с глобальной дифференциацией земного вещества, остается, однако, остро дискуссионным: была ли земная кора сформирована в результате кратковременного события или она формировалась постепенно; в результате сильного обеднения небольшого объема мантии или умеренного обеднения большого объема и т.д.? Непосредственного отношения к проблемам генезиса изверженных пород эти дискуссии не имеют. Не вызывает сомнений, что резко преобладающая часть магм основного и ультраосновного составов формируется в деплетированном мантийном резервуаре, на изотопных характеристиках которого есть смысл остановиться подробнее.

Среди продуктов деплетированной мантии наиболее распространены БСОХ, объем которых в мезозое и кайнозое составлял не менее 95% общего объема вулканических пород. Неизмененные БСОХ характеризуются весьма однообразным изотопным составом стронция и неодима: $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7023 \div 0{,}7031$ и $\varepsilon Nd = 7 \div 12{,}5$. В пределах этих интервалов установлены небольшие, но статистически значимые различия между БСОХ Тихого, Атлантического и Индийского океанов (Ito et al., 1987), для которых средние отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ оцениваются, соответственно, величинами: 0,70254 ± 0,00012; 0,70267 ± 0,00025; 0,70292 ± 0,00018, а средние εNd: 9,8 ± 0,8; 10,8 ± 1,6 и 8,2 ± 1,1. Предполагается, что БСОХ Индийского океана, которые заметно отличаются от таковых других океанов концентрациями всех радиогенных изотопов (включая изотопы свинца), контаминированы рециклированным осадочным материалом; природа гетерогенности источников БСОХ в других океанах остается неясной. Следует подчеркнуть, что масштабы этой гетерогенности очень невелики по сравнению с той, с которой приходится сталкиваться при изучении других разновидностей изверженных пород.

Отношение Rb/Sr в БСОХ обычно не более 0,05. В мантийном источнике, продуктом плавления которого являются БСОХ, содержания рубидия ~0,04 и стронция ~5,5 г/т (Рябчиков, 1988), а отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ ~0,03. Давно отмечено несоответствие предполагаемого возраста деплетированного источника и отношений в нем $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Геохимия..., 1983). При столь низких отношениях Rb/Sr, какие реально наблюдаются в деплетированном источнике, даже за 4,5 млрд лет не могли накопиться регистрируемые количества радиогенного стронция и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нем не должны были бы превышать 0,701. Аналогичное несоответствие существует между отношениями Sm/Nd и εNd в БСОХ: при наблюдающихся отношениях Sm/Nd ≈ 0,32 значения εNd в них должны были бы превышать 60, тогда как на самом деле они не более 12–13. В качестве возможной причины отмеченного несоответствия, а также разброса изотопных отношений стронция и неодима в БСОХ обычно рассматривается контаминация деплетированного источника рециклированным коровым материалом либо веществом недеплетированного мантийного источника. И в обоих случаях неясно, почему изменения изотопного состава не сопровождаются пропорциональными изменениями в соотношении материнских и дочерних элементов.

Масс-баланс некогерентных элементов между континентальной корой и мантией, а также Sr-Nd изотопная систематика изверженных пород основного и ультраосновного составов и метеоритов, дают основание многим исследователям предполагать, что деплетированный резервуар занимает не более 1/2 объема мантии, и наряду с ним существует недеплетированная (примитивная) или частично деплетированная мантия. Современные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в примитивной мантии принимаются равными 0,7045, отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ – 0,0816, а отношения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$, соответственно, 0,512638 и 0,1967 (De Paolo, Wasserburg, 1979; Фор, 1989). За последние 500 млн лет отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в примитивной мантии должны были увеличиться на 0,00058, а $^{143}Nd/^{144}Nd$ на 0,000643.

Примитивная мантия (так же как и близкое по смыслу понятие "Bulk Silicate Earth") является внутренне-противоречивой конструкцией: балансовые расчеты, используемые для ее обоснования, опираются на хондритовую модель Земли, в то время как предполагаемый изотопный состав стронция в ней заведомо не отвечает хондритовому. Несмотря на полную гипотетичность примитивной мантии и отсутствие каких-либо геохимических доказательств ее реальности (детально этот вопрос рассмотрен в работе Ю.Д. Пушкарева, 1990), во многих геохимических моделях принимается следующее положение: нижняя мантия сложена неистощенным веществом, а истощенная мантия образует второй резервуар, расположенный над первым, и в соответствии с этими моделями интерпретируются изотопные данные.

Тем не менее, ни один из известных типов магматических пород не может рассматриваться как адекватный представитель недеплетированной мантии. Все большее количество исследователей склоняется в настоящее время к тому, что относительно обогащенные подвижными компонентами мантийные резервуары обязаны своим происхождением субдукционным процессам. На основании изучения радиогенных изотопов в базальтах океанических островов и внутриокеанических островных дуг, которые, как полагают, не могут контаминироваться коровым материалом в подводящих системах, было выделено два типа обогащенной мантии (Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988): EM-I ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ≈ 0,7055 и εHd ≈ –6,5) и EM-II ($^{87}Sr/^{86}Sr$ ≈ 0,7075 и εNd ≈ –1), отличающихся особенностями состава рециклированного корового материала и временем его изоляции от конвектирующей мантии. Высказывалось также предположение о существовании мантийного источника, обозначаемого "Prema" (Prevalent Mantle), который проявляется в высокой частоте встречаемости основных и ультраосновных пород с отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ ≈ 0,7033 и εNd ≈ 7, хотя эти значения могут отражать и смешение материала из различных источников (при преобладании источника типа БСОХ). На континентах вариации изотопного состава стронция и неодима в изверженных породах основного и ультраосновного составов распространяются далеко за пределы EM-I и EM-II.

Участие в их формировании материала древней континентальной коры, как правило, не вызывает сомнений. Дискуссионным остается, однако, вопрос о способе вовлечения этого материала в процессы магмообразования. Этот вопрос для каждого конкретного объекта может быть решен индивидуально.

Породы земной коры. В геохимических моделях, описывающих общую эволюцию системы кора-мантия, в качестве принципиального корового резервуара обычно рассматривается кора континентального типа, сложенная преимущественно древними гранито-гнейсовыми породами, для которых характерны очень высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr > 0{,}715$ и низкие $\varepsilon Nd < -10$. В контексте данной работы важно однако подчеркнуть, что на самом деле земная кора сложена очень пестрым комплексом пород с широчайшими вариациями изотопного состава. Поднимаясь к поверхности, магма взаимодействует не с корой "в среднем", а с совершенно конкретным комплексом пород, причем переходить в расплав могут породы, не занимающие в разрезе земной коры значительных объемов (Meen, 1988).

В строении континентальной коры можно выделить три основных типа пород, различающихся по изотопным характеристикам: 1) нижняя (метабазитовая) кора, 2) верхняя (сиалическая) кора, 3) хемогенные и органогенные осадочные породы. Точных сведений о составе базитового слоя, слагающего нижнюю часть коры континентального типа, в настоящее время нет. Предполагается, что он примерно соответствует метаморфизованным базальтоидам или основным гранулитам с относительно низкими (по сравнению с верхним сиалическим слоем) отношениями $^{87}Rb/^{86}Sr \approx 0{,}2$ (Rb ~ 14; Sr ~ 370 г/т) и высокими отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd \approx 0{,}15$ (Sm ~ 6,1; Nd ~ 32 г/т); соответственно, средние величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ и εNd принимаются равными ~0,7045 и ~–10 (Азбель, Толстихин, 1988, 1990). Вариации $^{87}Sr/^{86}S$ и εNd в верхней континентальной коре очень велики. Они зависят от возраста и отношений Rb/Sr и Sm/Nd в том или ином объекте. Согласно названным выше авторам, в среднем в верхней континентальной коре содержится: Rb ~ 88, Sr ~ 510, Sm ~ 6,0, Nd ~ 32 г/т, а отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и εNd (при среднем возрасте 2,2 млрд лет) равны, соответственно, 0,717 и –26. На континентах, однако, не столь редки породы с отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr > 0{,}75$ и даже $>0{,}8$, равно как известны и практически не отличимые петрографически от пород древнего сиалического фундамента молодые гранито-гнейсы, в которых отношения $^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}705$. Такие породы слагают, в частности, сиалический фундамент Камчатки (Vinogradov, 1995). Приведенные данные отвечают современному моменту, однако за последние 500 млн лет они изменились не столь существенно.

Терригенные осадки в целом характеризуются примерно теми же вариациями изотопов стронция и неодима, что и породы континентальной коры, так как при механическом переотложении равновесие с океанической водой, как правило, не устанавливается. В отличие от терригенных пород, карбонаты и другие органогенные и хемогенные осадки наследуют изотопный состав океанической воды, изотопная эволюция которой существенно отлична от эволюции земной коры. С течением времени в карбонатах практически не накапливается радиогенный стронций, так как в силу особенностей кристаллической структуры они практически не извлекают из морской воды рубидий. Поэтому в осадочных чехлах континентов до настоящего времени сохранились мощные докембрийские карбонатные толщи с весьма низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}704$–$0{,}706$. Прежде всего в этой связи следует отметить данные, полученные в последнее время по позднему докембрию Сибирской платформы и Урала, где такие породы широко распространены (Покровский, Виноградов, 1991; Виноградов и др., 1994, 1996, 1998; Горохов и др., 1995.) Еще более низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ зарегистрированы в архейских и раннепротерозойских карбонатах (Veizer, Comston, 1976). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в фанерозойских карбонатах не столь низки (0,707–0709), но они существенно ниже, чем в породах фундамента и терригенных осадках. Изотопный состав неодима в хемогенных и органогенных осадках изучен не столь детально, как изотопный состав стронция. В основном он находится в пределах εNd ~ 0 ÷ –10, не столь сильно отличаясь от такового в терригенных породах. Существенно отметить, что в ходе постседиментационных преобразований концентрации неодима в карбонатах заметно возрастают: если в современных осадках они составляют обычно сотые доли г/т, то в древних – десятые и целые г/т (Фор, 1989).

Океаническая кора по сравнению с корой континентального типа имеет меньшую мощность и более простое строение. Геофизические данные и результаты изучения офиолитовых комплексов позволяют выделить в океанической коре три основных слоя, из которых верхний маломощный (не более 1–1,5 км) представлен осадками, второй (1–2 км) – преимущественно базальтовыми лавами с подчиненными горизонтами уплотненных осадочных пород и нижний – наиболее мощный (~5 км) – плутоническими породами основного и ультраосновного составов. Изотопные характеристики осадочных пород были кратко рассмотрены выше. Все они несут более или менее выраженные признаки родства с корой континентального типа. Весьма важно отметить, что и слагающие большую часть океанической коры магматические породы по своим изотопным характеристикам не идентичны мантии, так как после извержения они претерпевают интенсивные гидротермальные преобразования. В основном это касается изотопов стронция, концентрации которого в морской воде достаточно велики (8 г/т). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изверженных породах дна океана колеблются от 0,703 до 0,709 (в среднем 0,704–0,706). Подсчитано (детально этот вопрос рассмотрен в работе: Геохимия..., 1983), что эффективные отношения вода/порода в ходе переработки океанических базальтов достигали 10^3–10^4; с глубиной отношения вода/порода уменьшаются, однако изменения безусловно затрагивают и плутонические породы до глубин 5–10 км. На изотопном составе неодима в океанических базальтах контакт с морской водой практически не сказывается, ибо содержания этого элемента в морской воде очень низки (~10^{-6} г/т). Эволюция изотопного состава неодима в океанической коре, однако, может отличаться от мантийной, так как при подводном выветривании базальтов концентрации РЗЭ значительно увеличиваются и отношения Sm/Nd изменяются (Rare..., 1984).

Природные воды. Изотопный состав стронция и неодима в поверхностных, подземных (включая высококонцентрированные рассолы) и термальных водах изменяется в очень широких пределах в зависимости от изотопного состава пород, которые ими дренируются. В пределах докембрийских щитов поверхностные и подземные воды характеризуются высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,715$ и низкими $\varepsilon Nd < -10$, в областях современного вулканизма – соответственно, низкими $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,705$ и повышенными εNd ~ 0 (Фор, 1989). В термальных водах Камчатки, например, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в основном не выходят за пределы 0,703–0,704, несколько увеличиваясь лишь в прибрежных районах, где в гидротермальную циркуляцию наряду с атмосферными водами вовлекается морская вода (Виноградов, Вакин, 1983).

Концентрации стронция и неодима в природных водах также меняются в очень широких пределах в зависимости от их химического состава, который определяет интенсивность взаимодействия вода/порода и растворимость элементов. Если в реках и озерах концентрации стронция, как правило, не превышают 1 г/т, то в высококонцентрированных хлоридно-кальциевых и хлоридно-натриевых рассолах, образующихся главным образом в результате растворения атмосферными водами эвапоритов, они достигают сотен и даже тысяч г/т (Анциферов, 1989; Пиннекер, 1979). Наиболее широким распространением такие рассолы пользуются в осадочных чехлах континентов, однако встречаются и среди пород кристаллического фундамента (McNutt et al., 1984; Nurmi et al., 1988). В рассолах, залегающих в карбонатных коллекторах, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ обычно находятся в интервале 0,707–0,710 (Saunders et al., 1988; Russel et al., 1988); в древних кристаллических породах они колеблются от 0,710 в основных и до 0,740 и более – в кислых (Frape, 1984); в молодых вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах – от 0,705 до 0,708 (Notsu et al., 1988).

Геохимия изотопов неодима в природных водах и процессах взаимодействия вода–порода изучена значительно слабее, чем геохимия изотопов стронция. Как отмечалось, в зоне гипергенеза изотопный состав неодима в изверженных породах практически не меняется, так как содержания неодима в морской воде и поверхностных водах континентов не превышают 10^{-6} г/т. Из этого факта нередко делается ошибочный вывод об абсолютной нечувствительности изотопного состава неодима к гидротермальным изменениям. Между тем в кислых, даже относительно низкотемпературных (<100 °С) хлоридных, хлоридно-сульфатных водах концентрации неодима и других РЗЭ нередко превышают таковые в морской воде на 3–4 порядка (Знаменский, Журавлев, 1988; Lewis et al., 1995): изменение изотопного состава неодима в изверженных породах под воздействием таких вод может быть не менее сильным, чем изменение изотопного состава стронция. Установлено, что транспортировка РЗЭ в гидротермальных и метасоматических системах может весьма эффективно осуществляться карбонатными, фторидными, хлоридными и сульфатными комплексами. С транспортировкой такого рода связывается ряд крупных промышленных месторождений РЗЭ (Rare..., 1984).

1.6. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ, КОНТАМИНИРОВАННЫЕ ВЕЩЕСТВОМ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В изверженных породах установлены очень широкие, нередко коррелирующиеся, вариации отношений стабильных и радиогенных изотопов, что не оставляет сомнений в том, что вещество корового происхождения тем или иным путем вовлекается в процессы магмогенерации. Один из этих путей (обычно называемый "мантийной контаминацией") – субдукция океанической коры в зонах конвергенции литосферных плит – был обнаружен сравнительно недавно и в настоящее время находится в стадии интенсивного исследования; другой ("коровая контаминация") – взаимодействие магм с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах (иногда не вполне справедливо отождествляющееся с ассимиляцией) – известен давно и на протяжении длительного времени вызывал оживленные дискуссии, которые не утратили актуальности и сейчас.

В начале прошедшего века ассимиляция считалась одной из важнейших причин разнообразия изверженных пород, однако в дальнейшем представления о роли ассимиляции в петрогенезисе существенно изменились. Произошло это главным образом под влиянием идей Н. Боуэна (Bowen, 1928), который пришел к выводу, что энергетические возможности магм недостаточны для переплавления и ассимиляции сколько-нибудь значительных количеств твердого материала. В настоящее время термодинамические расчеты Н. Боуэна, который не располагал точными сведениями о реальных температурах мантийных магм, следует признать устаревшими. Высокомагнезиальные базитовые магмы с температурой 1250–1300 °С могут, оставаясь в частично расплавленном состоянии, ассимилировать до 50% гранитного материала, а ультраосновные (коматиитовые и маймечитовые) магмы с температурой 1600–1700 °С могут ассимилировать в значительных количествах породы не только кислого, но и основного состава (Huppert, Sparks, 1985; Sparks, 1986). Известный парадокс заключается в том, что чем глубже располагается источник магмы и, соответственно, чем выше ее температура, тем больше корового материала может она ассимилировать, поднимаясь к поверхности. Нередко в пределах единой магматической серии примитивные высокомагнезиальные базитовые магмы обнаруживают более высокую степень контаминированности, нежели относительно низкотемпературные дифференцированные расплавы (Mahoney et al., 1982; Cox, Hawkesworth, 1984). Ограничения термодинамического характера вообще имеют мало смысла, если речь идет не об изолированном магматическом теле, а о протяженной многоярусной системе, в которой вышележащие очаги могут подпитываться магмой или флюидом из нижележащих и где, кроме того, эффективный теплоперенос осуществляется конвективными гидротермальными потоками.

Наряду с температурой, важным фактором, от которого зависит контаминация магмы, является скорость, с которой магма поднимается к поверхности. Расчеты показывают, что при медленном подъеме течение магмы носит ламинарный характер и ее контаминация не может быть значительной. При быстром подъеме базитовой и особенно ультраосновной магмы по широким трещинам в ней развивается интенсивное турбулентное перемешивание, которое благоприятствует термической эрозии стенок подводящих каналов и ассимиляции вмещающих пород (Huppert, Sparks, 1985).

Следует отметить два обстоятельства, которые делают весьма затруднительным и противоречивым совместное использование петрологических и изотопных критериев коровой контаминации. Первое заключается в том, что контаминация магм обычно сопровождается их фракционной кристаллизацией, причем добавление к магме твердого материала не должно существенно сказываться на составе дифференциатов, поскольку ассимиляция вызывает интенсивное выпадение тех минералов, которые выравнивают влияние добавленного материала (Bowen, 1928; Мак-Берни, 1983). В связи с этим, отличить контаминированные магматические серии от неконтаминированных, руководствуясь петрохимическими и минералогическими критериями, часто невозможно. Ассимиляция может существенно изменить соотношение изверженных продуктов: добавление мафического материала ведет к сокращению, а добавление сиалического – к увеличению объема кислых дифференциатов, однако определение относительных объемов дифференциатов редко бывает достаточно надежным. В отличие от элементов, изотопы в системе расплав–куммулят не разделяются или разделяются в очень небольшой степени, и эффект от контаминации накапливается от ранних дифференциатов к поздним. Поэтому степень контаминированности, регистрируемая изотопными методами в той или иной породе, сама по себе может не отражать ни общего соотношения мантийного и корового материала в магматической системе, ни количества корового материала, ассимилированного данным объемом магмы.

Вторая проблема связана с возможностью селективной контаминации магм. Как показывают эксперименты и некоторые пока редкие наблюдения (Lesher, 1994; Perez, Dunn, 1996; Биндеман, Дэвис, 1999), кинетика изотопного и химического обменов между сосуществующими гранитной и базитовой магмами и даже кинетика обмена для различных элементов существенно различна. Обмен изотопами стронция и неодима между магмами может происходить на 1–2 порядка, а обмен некоторыми редкими элементами и щелочами – в несколько раз быстрее, чем обмен макрокомпонентами (SiO_2, Al_2O_3, CaO, MgO, FeO). Нельзя исключить, что это обстоятельство является причиной широко распространенного противоречия между "мантийной" петрохимией (высокими концентрациями Mg, Ni, Cr и др.) и "коровыми" изотопными характеристиками базитовых магм.

С развитием тектоники литосферных плит термин "субдукция", введенный альпийскими геологами для описания локальных погружений одного блока земной коры под другой, приобрел смысл глобального механизма, посредством которого осуществляется круговорот в системе кора–мантия и с помощью которого можно объяснить если не все, то очень многие особенности щелочных и известково-щелочных магм. В начале 80-х гг. контаминация мантийных источников осадочным материалом получила прямое подтверждение: в вулканических породах некоторых островных дуг были обнаружены высокие концентрации короткоживущего изотопа бериллия – ^{10}Be ($T_{1/2} = 1{,}5 \cdot 10^6$), образующегося в атмосфере под действием космических лучей и накапливающегося в океанических осадках (Brown et al., 1982).

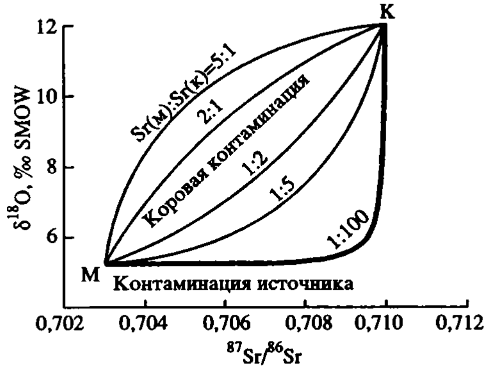


Рис. 1.6.1. Модельные Sr-O изотопные графики смешения мантийного (M) и корового (K) вещества при различных концентрациях стронция в магме и контаминанте (по Taylor, 1980; James, 1981, с изменениями)

Цифры на линиях – отношения концентраций стронция в мантии или магме к концентрациям стронция в контаминанте. Концентрации кислорода в магме/мантии и контаминанте принимаются равными

По очевидным причинам этот метод может быть применен для очень ограниченного круга объектов. Он доказывает лишь саму возможность мантийной контаминации, но не степень ее влияния на формирование других изотопных систем. В большинстве случаев связь изотопных вариаций с контаминацией источника основывается на термодинамических и петрологических критериях, которые, как было показано выше, не могут считаться вполне корректными.

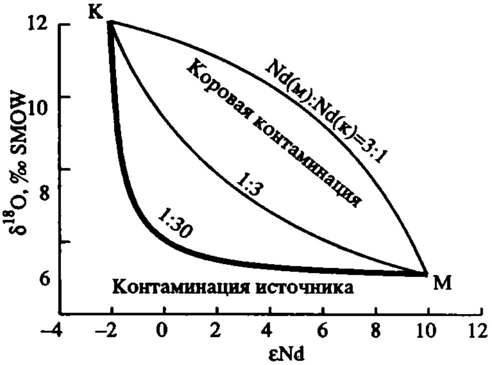
Контаминация магм в магматических камерах и подводящих каналах в целом идентифицируется с большей определенностью, чем контаминация мантийного источника магм субдуцированным материалом. Можно указать несколько признаков собственно коровой контаминации: 1) увеличение степени контаминации от ранних дифференциатов к поздним, типичное для AFC-процесса (ассимиляция + фракционная кристаллизация); 2) нарушение изотопного равновесия между сосуществующими минералами или между минералами-вкрапленниками и основной массой в тех случаях, когда нет оснований предполагать постмагматические изменения; 3) связь изотопных вариаций с геологическими особенностями конкретной территории и локальными изотопными характеристиками вмещающих пород.

По мнению ряда исследователей (Taylor, 1980; James, 1981; Taylor, Sheppard, 1986), важным критерием разграничения мантийной и коровой контаминации может служить Sr-O-изотопная систематика изверженных пород. Основывается это на следующих предположениях. Коровая контаминация (ассимиляция вмещающих пород в магматических камерах) является трехкомпонентным процессом, включающим магму, ассимилированный материал и кристаллический кумулят. Поскольку содержания кислорода во всех породах очень близки, а содержание стронция во вмещающих породах, как правило, ниже, чем в магме и кумуляте, коровая контаминация должна сопровождаться обратной корреляцией концентраций и начальных изотопных отношений Sr, а Sr-O линия смещения должна тяготеть к гиперболе, выгнутой вверх (рис. 1.6.1). Контаминация источника (мантийный метасоматоз под влиянием флюида, отделившегося от субдуктированной коры) является двухкомпонентным процессом. Поскольку флюид или расплав, образованный в результате дегидратации или частичного плавления погруженных в мантию осадков, должен быть резко обогащен некогерентными элементами, контаминация источника должна сопровождаться увеличением содержаний стронция, а линия смешения представлять собой гиперболу, сильно выгнутую вниз (см. рис. 1.6.1).

В оливинах из островодужных базальтов были обнаружены и исследованы стекловатые включения, которые предположительно характеризуют расплавы, образующиеся при плавлении субдуцированных пластин (Schiano et al., 1995). Концентрации стронция в них равны 279–810 г/т (среднее из 11 определений = 537 ± ± 170 г/т), что на 2 порядка больше, чем в твердой мантии. Из этого следует, что наиболее реалистичным графиком "мантийной контаминации" является самая нижняя линия из тех, что представлены на рис. 1.6.1. Очевидно, что небольшая до-

Рис. 1.6.2. Модельные Nd-O изотопные графики смешения мантийного (М) и корового (К) вещества при различных концентрациях неодима в магме и контаминанте

Цифры на линиях – отношения концентраций неодима в мантии или магме к концентрациям стронция в контаминанте. Изотопные характеристики контаминанта примерно соответствуют характеристикам верхнего слоя океанической коры



бавка корового материала в мантийный источник магм может отразиться на изотопном составе стронция без заметного смещения изотопного состава кислорода.

Концентрации неодима в упомянутых выше расплавных включениях (12,3–32,8; среднее = 21 ± 7 г/т) примерно в 30 раз выше, чем в твердой мантии, тогда как при коровой контаминации отношение Nd (контаминант)/Nd (магма) вряд ли может превышать 2–3. Поэтому Nd-O изотопные графики смешения для коровой и мантийной контаминации (рис. 1.6.2) будут различаться примерно так, как и аналогичные Sr-O графики.

На рис. 1.6.1 и 1.6.2 изотопные характеристики контаминанта выбраны достаточно произвольно (весьма приблизительно они соответствуют верхнему слою коры океанического типа). На самом деле в земной коре могут быть выделены резервуары с существенно разным изотопным составом. Общее представление о вариациях изотопного состава кислорода и стронция в таких резервуарах дает рис. 1.6.3.

Следует отметить также, что физические и химические условия контаминации магм в подводящих системах могут (в отличие от контаминации источника) меняться в очень широких пределах. Наряду с относительно бедными стронцием и неодимом породами в земной коре существуют породы и флюиды с весьма высокими содержаниями этих компонентов (в формационных рассолах, например, концентрации стронция могут быть в 5–10 раз выше, чем в магмах основного и ультраосновного составов). Далеко не всегда, по-видимому, контаминация сопровождается фракционной кристаллизацией магм. Турбулентное перемешивание высокотемпературных магм при их движении к поверхности может обеспечивать весьма интенсивную термическую эрозию стенок подводящих каналов и вместе с тем предотвращать образование кумулята (Huppert, Sparks, 1985). Известны расслоенные интрузии, в которых относительно кислые дифференциаты контаминированы слабее, чем основные (Poitrasson et al., 1994). Очевидно, что такие интрузии формировались не путем дифференциации магмы в данной магматической камере, а в результате серии последовательных инъекций, причем ранние (мафические) порции расплава, которые взаимодействовали с еще не проработанными стенками подводящих каналов, контаминировались сильнее, чем поздние (салические), поднимавшиеся уже в относительной изоляции от вмещающих пород.

Для определения условий контаминации и состава контаминанта также широко используется Sr–Nd изотопная систематика. В зависимости от изотопных характеристик и отношений Sr/Nd в магме и контаминанте линии смешения могут иметь самую разнообразную конфигурацию (рис. 1.6.4). Отличить контаминацию мантийного субстрата субдуцированным материалом от контаминации магмы в промежуточных очагах, опираясь на Sr–Nd графики смешения, невозможно, так как при частичном плавлении концентрации стронция и неодима увеличиваются примерно пропорционально – на порядок, а отношения Sr/Nd остаются неизменными.

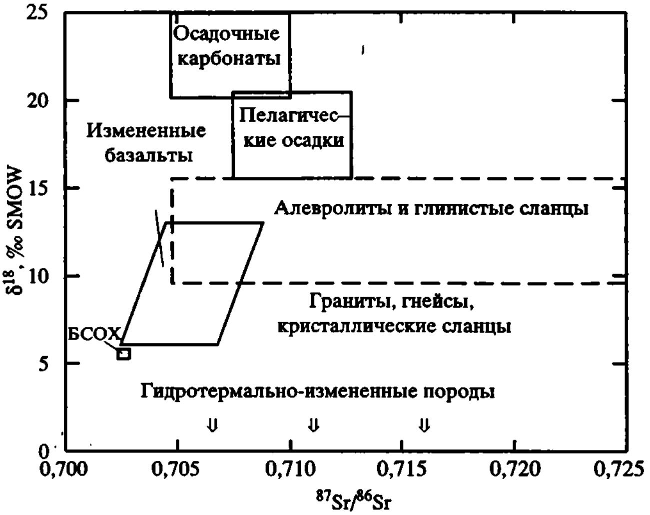


Рис. 1.6.3. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в различных породах (по Taylor, 1980, модифицировано)

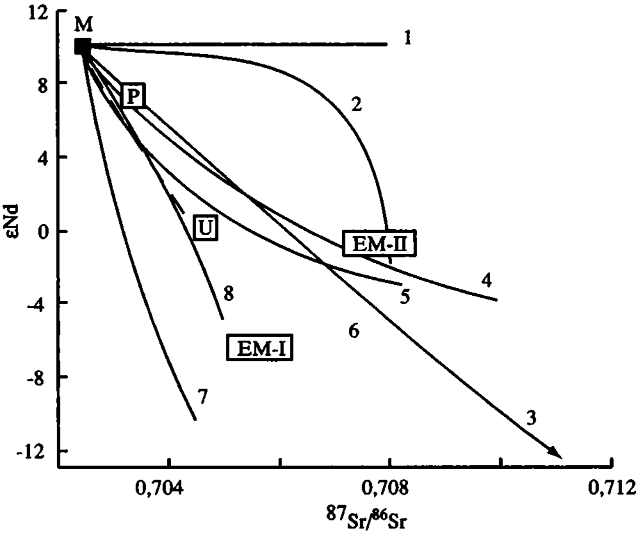


Рис. 1.6.4. Sr-Nd изотопные линии смешения магмы типа БСОХ (εNd = 10; Nd = 7ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7025; Sr = 130ppm) с различными коровыми резервуарами (для современного состояния)

1 – измененными океаническими базальтами; 2 – фанерозойскими морскими карбонатами (εNd = –2; Nd = 2ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7078; Sr = 470ppm); 3 – средней верхней континентальной корой (εNd = –26; Nd = 32ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,717; Sr = 510ppm – по Азбель и Толстихину, 1990); 4 – средними тихоокеанскими пелагическими осадками (εNd = –4; Nd = 20ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,710; Sr = 170ppm – по Ishizaka, Karlson, 1983); 5 – пелагическими осадками северной части Тихого океана (εNd = –3; Nd = 24ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7083; Sr = 135ppm – по McCulloch, Perfit, 1981); 6 – нижней корой (εNd = –10; Nd = 30ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,710; Sr = 400ppm – по Schaaf et al., 1994; Kempton et al., 1990); 7 – нижней корой (εNd = –10,4; Nd = 32ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7045; Sr = 370ppm – по Азбель и Толстихину, 1990); 8 – докембрийскими осадочными доломитами (εNd = –5; Nd = 2ppm; ^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705; Sr = 50ppm). U – примитивная (недеплетированная) мантия (Фор, 1989); EM-I – обогащенная мантия-I; EM-II – обогащенная мантия-II; P – prevalent mantle (Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988)

Более или менее достоверно источник контаминации устанавливается лишь при весьма сильном ее проявлении. Например, магмы с изотопными характеристиками "Према" могут быть сформированы при контаминации БСОХ самым разным материалом при степенях контаминации в пределах 10–15%. Следует подчеркнуть, что пресловутого "мантийного изотопного интервала", попадание в который гарантирует стерильность магматических пород от коровой контаминации, в природе не существует.

В настоящее время установлено, что заметные изменения изотопного состава мантийных магм может происходить даже в тех случаях, когда, поднимаясь к поверхности, они прорывают примитивную кору океанического типа. Наиболее известный пример такого рода – Исландия, где широко распространены базальты, резко обедненные изотопом ^{18}O по отношению к мантии (Muehlenbachs et al., 1974; Hemond et al., 1988). Не вызывает сомнений, что базитовые магмы Исландии приобретают аномальный изотопный состав кислорода в результате взаимодействия с гидротермально-измененными породами или термальными водами атмосферного происхождения. Характерная корреляция между величинами $\delta^{18}O$ и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$, обнаруженная в базальтах Исландии, показывает, что в ходе такого взаимодействия изменяется также изотопный состав стронция.

Не менее интересным примером являются щелочные базальты Гавайских островов, которые также часто обнаруживают обеднение ^{18}O (Kyser et al., 1982; Eiler et al., 1996). С коровой контаминацией связывают характерное для ряда океанических островов избыточное (в рамках модели кристаллизационной дифференциации в закрытой системе) обогащение щелочных базальтов торием, ураном, барием, рубидием (Bohrson, Reid, 1995). В большинстве случаев в качестве наиболее вероятного контаминанта предполагаются гидротермально измененные породы океанической коры.

2. ЭФФУЗИВЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ И АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Центральное место в этом разделе занимают изотопные данные, полученные в результате работ в Курило-Камчатском регионе, которые проводились автором на протяжении последних 15 лет совместно с В.И. Виноградовым, О.Н. Волынцом, Ю.А. Тараном и другими исследователями. Вначале остановимся на некоторых примерах, характеризующих общую ситуацию с коровой контаминацией магм, которые изливаются в различных частях Тихоокеанского вулканического пояса.

2.1. ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ В ЭФФУЗИВАХ ТИХООКЕАНСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Одной из первых работ, посвященных Sr-O изотопной систематике в островодужных эффузивах, была статья М. Магарица с соавторами (Magaritz et al., 1978), которые обнаружили очень большой разброс величин $\delta^{18}O$ (5,6 ÷ 9,2‰), а также положительную корреляцию $\delta^{18}O$ и отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7045 ÷ 0,7095) в андезитах дуги Банда в юго-западной части Тихого океана. Основываясь на форме Sr-O изотопной линии смешения, которая представляла собой слегка выгнутую вниз гиперболу, названные исследователи предположили, что в вулканических породах содержится до 50% субдуцированного осадочного материала. В дальнейшем на основании более детальных исследований изотопного состава стронция, неодима и свинца (Vroon et al., 1993) были высказаны обоснованные сомнения в правомерности этого вывода. В некоторых вулканах дуги (Нила, Теон, Серуа) была обнаружена корреляция отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ с концентрациями SiO_2, указывающая на то, что ассимиляция осадочного материала сопровождалась дифференциацией и, следовательно, протекала в неглубоких магматических камерах. В лавах этих вулканов содержится большое количество кварц- и карбонатсодержащих ксенолитов, представляющих собой осадки, метаморфизованные в результате контакта с магмой, а также включения основного состава, которые имеют более низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем лавы.

Тем не менее, "коровая" контаминация, по мнению авторов, не может объяснить все особенности изотопных вариаций в магматических породах дуги Банда: даже скорректированные с учетом близповерхностной ассимиляции, отношения изотопов стронция, неодима и свинца сохраняют следы контаминации веществом континентальной коры. Признаки гибридизáции магм с различными изотопными характеристиками позволили авторам предположить, что субдуцированный коровый материал давал самостоятельные расплавы, которые смешивались с базитовыми магмами в промежуточных очагах, а в некоторых случаях достигали земной поверхности. Относительное количество субдуцированного корового материала не поддается точной оценке, так как сильно зависит от принятого механизма смешения (расплав–расплав, флюид–твердая фаза, расплав–твердая фаза и т.д.). К сожалению, не был изучен изотопный состав кислорода, который мог бы прояснить ситуацию с материальным балансом в гибридных лавах.

Большой объем изотопных исследований выполнен по вулканическим породам Японии и прилегающим к ней с юга островным дугам. В пределах о-вов Хонсю и Хоккайдо, характеризующихся сравнительно развитой корой континентального типа, выделяют две островодужные системы: восточную и западную. Восточная Японская дуга на юге соединяется с дугой Изу, которая, в свою очередь, переходит на юге в Марианскую дугу. Последняя является типичной внутриокеанической островной дугой, заложенной на относительно тонкой (17–20 км) миоценовой коре океанического типа. Заметного влияния "коровой" контаминации в изотопном составе кислорода эффузивов Марианской дуги (среди которых преобладают андезиты) не устанавливается: все они лежат в пределах величин $\delta^{18}O$ = 5,5–6,8‰, обнаруживая слабое обогащение ^{18}O от базальтов к дацитам, которое удовлетворительно объясняется фракционной кристаллизацией в закрытой системе (Ito, Stern, 1986; Woodhead et al., 1987). В южной части Марианской дуги отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70332–0,70348) несколько ниже, чем в северной (0,70365–0,70394). Развитые в северной части низкокалиевые и высококалиевые породы, однако, не различаются по изотопным характеристикам. В координатах $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ эффузивы Изу-Марианской дуги лежат на субгоризонтальном отрезке "мантийной" линии смешения.

Эффузивы Японских островов, прорывающие значительно более мощную кору континентального типа, отличаются от эффузивов Марианской дуги значительно более высокими величинами $\delta^{18}O$ = 6,3 ÷ 9,9‰ и $^{87}Sr/^{86}Sr$: = 0,70357–0,70684 (Matsuhisa, 1979; Matsuhisa, Kurosava, 1983), которые свидетельствуют о весьма активном участии в их генезисе корового материала. Отмечена связь изотопных характеристик с мощностью и составом земной коры: средние (для отдельного вулканического центра) величины $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ обнаруживают положительную корреляцию с гравитационной аномалией Буге (Matsuhisa, Kurosava, 1983). Пространственно это выражается в двух трендах: увеличении величин $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от восточной к западной зоне и увеличении $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ по простиранию восточной дуги от ее северного и южного окончания к центру, где (вулкан Кисо-Онтаке в центральной части о. Хонсю) зарегистрированы наиболее высокие величины $\delta^{18}O$ = 7,3–9,9‰ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70515–0,70684. Для дифференцированных серий отдельных вулканов Японии типичны два различных тренда: 1) параллельное увеличение $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от основных пород к кислым; 2) значительное увеличение $\delta^{18}O$ при почти постоянном или очень слабом росте отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$. Первый тренд интерпретируется (Matsuhisa, Kurosava, 1983) как контаминация "примитивных" островодужных магм (по составу сходных с Марианскими) гранитами и гранодиоритами, широко распространенными в центральной части Японии, а второй – как контаминация тех же магм метаосадочными породами.

А.Б. Керстинг с соавторами (Kersting et al., 1996) обнаружили "литологический контроль" в изотопном составе стронция и неодима в вулканических породах о. Хонсю: эффузивы вулканов юго-западной части острова, занимаемой относительно древним блоком, аккретированным к азиатскому континенту не позднее юры, имеют заметно более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70559–0,71528 и низкие εNd = –0,57 ÷ –8,0 по сравнению с вулканами расположенного севернее более молодого массива, присоединенного к Азии в раннем мелу ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70375 ÷ 0,70567; εNd = 0,23 ÷ 5,99). Различие в строении террейнов отражается также в изотопном составе стронция гранитоидов – более радиогенного на юге (0,708–0,710) и менее радиогенного на севере (менее 0,706). Изученные вулканы занимают сравнительно небольшую часть дуги (250 км), в пределах которой не устанавливается различий в составе субдуцируемого материала и в условиях субдукции. Очевидно, что отмеченные территориальные особенности изотопного состава эффузивов отражают изменения состава контаминанта или условий контаминации магм в магматических камерах и подводящих каналах. Весьма важно подчеркнуть, что контаминированы коровым материалом не только породы среднего и кислого состава (последние широко распространены в южной и практически отсутствуют в северной зоне), но и высокомагнезиальные базальты (MgO > 5%).

Большой разброс величин $\delta^{18}O$ и их зависимость от мощности земной коры установлен в эффузивах южноамериканских Анд (Harmon, Hoefs, 1984; James, Murchia, 1984; Stern et al., 1984a, 1984b, 1990; Taylor, 1986). Позднекайнозойские вулканы западного побережья Южной Америки группируются в 4 вулканические зоны: Антарктическую (к югу от 49° ю.ш.), Южную (35–48° ю.ш.), Центральную (16–28° ю.ш.) и Северную (2° ю.ш. – 4° с.ш.). Максимальной мощности (более 60 км) земная кора достигает в южной части Центральной зоны. Именно в этом районе наблюдаются наиболее высокие величины $\delta^{18}O$: 8,2÷8,5 в базальтах, 8,5÷9,9 в андезитах и 8,6÷14,0‰ в дацитах. К северу и югу от Центральной зоны мощность земной коры уменьшается – местами менее чем до 20 км, и одновременно уменьшаются величины $\delta^{18}O$: до 7–8 в базальтах и андезитах Южной зоны и 5,5–8‰ в базальтах и андезитах Северной зоны. Параллельно с уменьшением величин $\delta^{18}O$ уменьшаются отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ – от 0,7055–0,7145 в Центральной зоне до 0,7035–0,7045 в Северной и Южной зонах. В отдельных вулканических центрах всех зон рост величин $\delta^{18}O$ от основных дифференциатов к кислым сопровождается, как правило, очень небольшим увеличением отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, что типично для коровой контаминации. Хотя ситуация в целом довольно убедительно показывает роль вмещающих пород в формировании изотопных характеристик эффузивов Южной Америки, следует отметить, что однозначного соответствия между степенью контаминированности и мощностью коры здесь нет: в Антарктической зоне, где, судя по сейсмическим данным, мощность коры вновь начинает увеличиваться, величины $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ продолжают уменьшаться, достигая на самом юге континента значений, близких к БСОХ.

Весьма важная особенность позднекайнозойских эффузивов Южной Америки (а также некоторых других островодужных систем) – корреляция величин $\delta^{18}O$ со щелочностью: при равных содержаниях SiO_2 породы, относительно обогащенные K_2O (2–4%) наиболее характерные для Центральной зоны с развитой континентальной корой, имеют на 1–2‰ более высокие величины $\delta^{18}O$, чем умеренно калиевые (менее 1%) породы. Н.Р. Тэйлор (Taylor, 1986), который отметил, что корреляция величин $\delta^{18}O$ с содержанием K_2O является для Японии и Южной Америки не менее устойчивой закономерностью, чем корреляция $\delta^{18}O$ и SiO_2, полагает, что этот факт трудно согласовать с кристаллизационно-ассимиляционной (AFC) моделью, и, следовательно, обогащение островодужных магм калием происходит до того, как начинается кристаллизационная дифференциация в магматических камерах: возможно, при высоких температурах на больших глубинах.

Позднекайнозойские вулканические породы западного побережья Северной Америки, на большей части которого также предполагается наличие архейского и раннепротерозойского кристаллического фундамента, отличаются значительно меньшим диапазоном изотопных вариаций, чем сходные по составу породы южноамериканских Анд. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Транс-Мексиканского вулканического пояса в основном не выходят за пределы 0,7035–0,7055 (Moorbath et al., 1978; Mahood, Halliday, 1987; Verma, Nelson, 1989; Besch et al., 1995), а на западе США и Аляске – 0,703–0,704 (Halliday et al., 1983; Leeman et al., 1990; Nye, Turner, 1990), лишь в отдельных низкостронциевых (менее 10 г/т) риолитах поднимаясь до 0,710–0,713 (Spell et al., 1993). Изменения изотопных отношений стронция в результате коровой контаминации убедительно продемонстрированы в восточной части Транс-Мексиканского вулканического пояса, где отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ закономерно возрастают в ряду: щелочные базальты – базальты – андезито-базальты – андезиты, слагающие одноактные вулканические постройки – андезиты стратовулканов – риолиты (Besch et al., 1995). Sr-Nd изотопная систематика дает некоторые основания полагать, что в ходе эволюции магмы Транс-Мексиканского пояса ассимилировали верхнекоровый материал; роль нижнекорового материала, равно как и осадочных пород, подстилающих вулканические образования, остаются за пределами обсуждения, ввиду отсутствия необходимых сведений об их изотопных характеристиках. Данные, полученные по Транс-Мексиканскому поясу, не позволяют утверждать, что мантийный источник магм был вполне однороден, так как наряду с SiO_2-зависимыми здесь существуют и независимые от концентраций SiO_2 вариации изотопного состава стронция и неодима. Между геохимическими характеристиками пород, слагающих плиту Кокос, субдукция которой под Северо-Американский континент инициирует, согласно широко распространенной точке зрения, вулканизм в Транс-Мексиканском поясе, и геохимическими характеристиками изливающихся в пределах пояса базальтов не устанавливается, однако, ни прямой ни косвенной связи (Verma, 1999).

Убедительное свидетельство контаминации магм в промежуточных очагах – данные по изотопному составу стронция в тонких срезах кристаллов плагиоклаза из лав вулканов Эль-Чичон, Мексика, Хаос-Крэгс, Калифорния и Часкон, Чили (Davidson, Teple, 1997). Во всех случаях изменения отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержаний анортитового компонента от центра к краю кристалла имеют пилообразный характер: периоды стагнации магмы в камере и ее контаминации проявляются в увеличении отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и уменьшении анортитового компонента, а пополнение камеры новой порцией относительно неконтаминированной магмы – в уменьшении отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и увеличении анортитового компонента. Такое перезаполнение магматических камер происходило многократно. Разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кристаллах на расстоянии 3–4 мм превышает 0,001. Для сравнения отметим, что общий разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в валовых пробах плейстоценовых вулканических пород Курило-Камчатской дуги меньше этой величины.

Общий разброс величин $\delta^{18}O$ в вулканических породах западного побережья Северной Америки охватывает интервал 1–9‰ (Taylor, 1968; Hildreth, 1983; Rye et al., 1984; McBirney et al., 1987; Halliday et al., 1988; Harmon, Hoefs, 1993; Donnelly-Nolan, 1998), показывая, что наряду с мантийным в их составе заметное участие принимает вещество земной коры, как обедненное, так и обогащенное изотопом ^{18}O. Обогащение ^{18}O, связываемое с ассимиляцией магмой осадочного или метаосадочного материала, наиболее отчетливо проявлено в дацитах и риолитах, однако повышенные величины $\delta^{18}O > 7‰$ зарегистрированы также и в породах среднего состава: на вулканах Эль-Чичон (Rye et al., 1984), Парикутин (McBirney, 1987), Сент-Хелленс (Halliday et al., 1988), Спар (Nye, Turner, 1990) и некоторых других.

Большой интерес представляют породы, контаминированные изотопно-легким коровым материалом на магматической стадии. Впервые аномально легкие позднекайнозойские риолиты были обнаружены в двух крупных кальдерных комплексах на западе США – в районе Йеллоустонского вулканического плато и в центральной части штата Невада (Friedman et al., 1974; Lipman, Friedman, 1975). В дальнейшем появился еще ряд сообщений о находках магм с аномально низкими величинами $\delta^{18}O$ в других районах (Hildreth, 1983; Donnelly-Nolan, 1998; Grunder, 1987). Относительно их генезиса, однако, до настоящего времени не выработано единой точки зрения. Возможны по крайней мере четыре способа формирования магм с аномально низкими величинами $\delta^{18}O$: 1) ассимиляция нормальной магмой гидротермально-измененных пород, 2) полное или частичное плавление гидротермально-измененных пород, 3) изотопный обмен магмы с гидротермально-измененными породами, слагающими стенки магматических камер и подводящих каналов и 4) прямое проникновение поверхностных вод в магму. В настоящее время нет оснований признать какую-либо одну из этих гипотез универсальной и отказаться от других. В дальнейшем мы вернемся к этому вопросу при обсуждении генезиса обнаруженных нами на Камчатке изотопно-легких игнимбритов.

Завершая этот раздел, отметим интересные примеры изменений условий контаминации магм в ходе эволюции вулканических систем. Один из таких случаев описан для расположенного в Чили вулкана Олагуа (Filley, Sharp, 1995). Соотношения изотопов кислорода и стронция в лавах этого вулкана при переходе от андезито-базальтов к андезитам обнаруживают резкий излом: для базальтов и андезито-базальтов характерна положительная корреляция величин $\delta^{18}O$ и отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, указывающая на ассимиляцию магмами метаосадочного материала, тогда как в андезитах и дацитах, напротив, между величинами $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ наблюдается отрицательная корреляция. Предполагается, что на первой стадии базальтовые и андезито-базальтовые магмы были контаминированы нижнекоровым материалом, а затем уже в верхних горизонтах земной коры андезитовые и дацитовые магмы ассимилировали гидротермально-измененные породы, слагающие стенки близповерхностных магматических камер.

Другой случай описан в крупном вулканическом центре Медицин-Лэйк в Калифорнии (Donnelly-Nolan, 1998). В плейстоценовых лавах этого вулкана величины $\delta^{18}O$ в основном не превышают 6‰, причем наблюдается типичная для магм, контаминированных гидротермально-измененными породами, обратная корреляция $\delta^{18}O$ с содержанием SiO_2: средние величины $\delta^{18}O$ в базальтах (5,9‰) выше, чем в андезитах (5,7‰) и дацитах (5,6‰). В голоцене после некоторого перерыва в извержениях, вероятно, связанного с перемещением питающего очага, состав контаминанта изменился, и вулкан стал извергать андезиты и дациты, существенно обогащенные ^{18}O (до 8,4‰). Как обогащенный, так и обедненный ^{18}O коровый материал, обнаружен в фундаменте вулкана и в виде включений в лавах.

Большое число работ посвящено изотопному составу и происхождению серы в вулканических породах зон перехода океан-континент (Ueda, Sakai, 1984; Harmon, Hoefs, 1986; Rye et al., 1984; Woodhead et al., 1987; Минеев, Гриненко, 1990; Imai et al., 1993; Hattori, 1993). Все без исключения островодужные эффузивы обогащены тяжелым изотопом серы относительно неизмененных океанических базальтов, располагаясь в интервале величин $\delta^{34}S$ от 0 до 20, при средних значениях $\delta^{34}S = 8 \pm 2‰$. Большинство исследователей связывают эту особенность островодужных эффузивов с контаминацией коровым материалом, однако механизм контаминации остается неясным. Контаминация мантийных источников магм субдуцированными осадками или усредненным материалом океанической коры, в которой заметную, может быть, даже преобладающую роль играют изотопно-легкие диагенетические и эпигенетические сульфиды, вряд ли может привести к устойчивому обогащению магм изотопом ^{34}S. С.Д. Минеев и В.А. Гриненко (1990), отмечая пониженные (по сравнению с океаническими базальтами) концентрации серы в большинстве островодужных эффузивов, пришли к выводу, что вариации $\delta^{34}S$ в них определяются степенью взаимодействия предварительно отдегазированных (при подъеме к поверхности) расплавов с морской водой.

В зонах перехода океан–континент наряду с относительно бедными серой время от времени изливаются магмы с очень высокими ее содержаниями и наличием магматического ангидрита до 2%. За последние 20 лет было зарегистрировано 3 крупных извержения ангидритсодержащих магм: вулкана Эль Чичон в Мексике в 1982 г. (Rye et al., 1984), вулкана Невада дель Руис в Колумбии в 1985 г. (Fournelle, 1990) и вулкана Пинатубо на Филиппинах в 1991 г. (Imai et al., 1993; Hattori, 1993). Для объяснения этого феномена выдвигались самые разные гипотезы: 1) субдуцирование сульфидных месторождений; 2) ассимиляция магмой эвапоритов в фундаменте вулкана (Rye et al., 1984); 3) ассимиляция сульфидов (Fournelle, 1990) или 4) сульфатов (McKibben et al., 1992) из вулканических пород, сквозь которые магма поднимается к поверхности; 5) вторичная сульфуризация расплава с помощью флюида, отделяющегося от нижележащего магматического очага (Hattori, 1993). Оставляя в стороне обсуждение перечисленных гипотез, отметим, что последняя из них представляется наиболее совершенной с петрологических и изотопно-геохимических позиций. Весьма вероятно, что вторичную сульфуризацию расплава может осуществлять не только приходящий извне магматогенный флюид, но и термальный раствор, заключенный во вмещающих магму породах. Наиболее распространенные в таких растворах величины $\delta^{34}S = 10 \pm 2‰$ (Виноградов, 1980) очень близки значениям $\delta^{34}S$ в магматических ангидритах.

На протяжении длительного времени активно обсуждается происхождение воды, растворенной в магмах, изливающихся на островных дугах. Первые работы, в которых было показано, что наиболее высокотемпературные (как правило, выше 300°C) фумаролы некоторых вулканов Японии выбрасывают воду, резко обогащенную дейтерием по сравнению с низко- и среднетемпературными источниками, имеющими в основном чисто атмосферное питание, а также по сравнению с магматической водой типа БСОХ, появились более 20 лет назад (Sakai, Matsubaya, 1977; Mizutani, 1978). В дальнейшем обогащенные дейтерием (до значений $\delta D = -20 \pm 10‰$) высокотемпературные газы были обнаружены на островодужных вулканах многих других районов (Таран и др., 1987, 1989; Symonds et al., 1990; Giggenbach, 1992; Chiodini et al., 1995).

Изотопный состав вулканических газов, однако, не может служить вполне достоверным свидетельством существования специфической, обогащенной дейтерием, магматической воды, так как он может подвергаться значительной трансформации в результате обмена с вмещающими породами и фракционированию в системе пар–вода. Поэтому значительно более убедительным в этом смысле представляются данные по гидроксилсодержащим магматическим минералам – амфиболам и слюдам из островодужных эффузивов, которые нередко также обнаруживают заметное обогащение дейтерием (Graham et al., 1982; Таран и др., 1989; Taran et al., 1997; Deloule et al., 1991; Miyagi, Matsubaya, 1992).

2.2. ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ДУГИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Состав и размещение вулканов

В Курило-Камчатском вулканическом поясе насчитывается 71 действующий и несколько сотен потухших вулканов плейстоценового возраста (Действующие..., 1991; Подводный..., 1992). Особенности тектонического строения позволяют выделить в пределах Камчатки четыре вулканические зоны: Центрально-Камчатской депрессии, Восточно-Камчатскую, Южно-Камчатскую и Срединного хребта. Большую Курильскую гряду принято расчленять на три части: северную, центральную и южную, разделенные глубокими проливами Крузенштерна и Буссоль.

Среди эффузивов Курило-Камчатской дуги резко преобладают базальты и андезито-базальты, составляющие 40–60% всей массы пород (Петрохимия..., 1966). В то же время среди продуктов многих вулканов присутствуют все типы дифференциатов вплоть до риолитов, причем существенные различия нередко наблюдаются в составе соседних вулканов. На Курилах установлена отчетливая геохимическая зональность: вулканы, расположенные в тыловой зоне дуги, изливают лавы с заметно более высокими содержаниями калия по сравнению с вулканами фронтальной зоны (Горшков, 1967; Подводный..., 1992). Сходная закономерность устанавливается в Южной и Восточной вулканических зонах Камчатки (Геохимическая..., 1990).

Ниже приводится написанное О.Н. Волынцом (Покровский, Волынец, 1999) краткое описание вулканов, по которым мы располагаем изотопными данными (рис. 2.2.1). Более подробные сведения содержатся в специальных работах (Петрохимия..., 1966; Горшков, 1967; Геохимическая..., 1990; Действующие..., 1991; Подводный..., 1992).

Срединный хребет Камчатки. 1. *в. Теклетунуп.* Сильно эродированная постройка вулкана диаметром 14–17 км. В истории формирования она прошла две стадии развития: щитового вулкана, осложненного неглубокой кальдерной депрессией и отличающегося субщелочным шошонит-латитовым магматизмом (плиоцен), и стратовулкана, сложенного продуктами вулканизма нормальной щелочности, с обра-

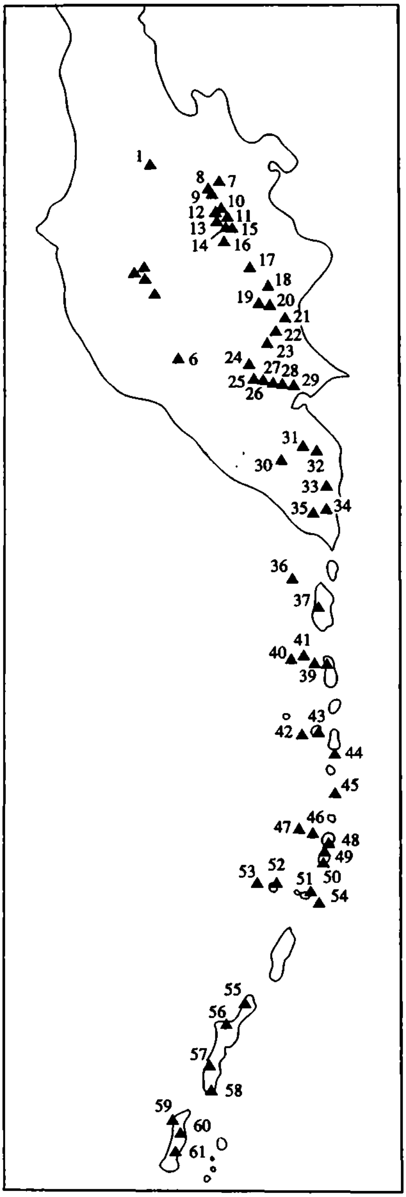


Рис. 2.2.1. Размещение опробованных вулканов

Номера на карте соответствуют номерам в табл. 2.2.1

зованием экструзивно-интрузивного комплекса пород в центральной части сооружения (нижний–средний плейстоцен). Состав пород первого этапа: шошонитовые базальты, шошониты, латиты (лавы), латитовые игнимбриты; второго: базальты, андезито-базальты, андезиты (лавы и туфы), кислые андезиты, дациты, риодациты (экструзии).

2. *в. Уксичан.* Щитообразная постройка вулкана Уксичан диаметром около 50 км осложнена кальдерой 12–13 км в поперечнике. В плиоцене это был стратовулкан, извергавший известково-щелочные лавы. В раннем плейстоцене сформировалась щитовая постройка, сложенная высококалиевыми базальтами, шошонитами, латитами с редкими маломощными горизонтами шошонитовых и латитовых игнимбритов. Кальдерообразование в среднем плейстоцене сопровождалось образованием покровов латитовых и трахитовых игнимбритов и спекшихся туфов и завершилось внедрением многочисленных экструзий переменного состава (кварцевые трахиты, трахиты, кварцевые латиты, латиты, высококалиевые дациты).

3. *в. Ичинский.* Единственный действующий вулкан Срединного хребта. Сложное вулканическое сооружение типа Сомма–Везувий с вершинной кальдерой 3×5 км и двумя слившимися лавовыми куполами. Начал формироваться в среднем плейстоцене. Состав пород изменяется от базальтов до риолитов при преобладании дацитов и весьма ограниченном распространении наиболее основных и наиболее кислых пород. Все они принадлежат к высококалиевой серии.

Ичинская ареальная зона. Объединяет центры позднеплейстоцен-голоценовых излияний базальтов, реже андезито-базальтов и андезитов, располагающихся у южного и северо-восточного подножья Ичинского вулкана.

4. *Ареальная зона Дола Геологов.* Позднеплейстоцен-голоценовая ареальная зона "насажена" на два разрушенных позднеплиоцен-ранне-среднеплейстоценовых стратовулкана Кекукнайский и Большой. Среди вулканических пород ареальной зоны преобладают щелочные оливиновые базальты, наряду с которыми отмечены базаниты, гавайиты, редкие трахиандезиты и андезиты.

5. *в. Белоголовский.* Крупный щитообразный вулкан с эродированной центральной частью. Позднеплиоцен (?)-раннеплейстоценовая щитовая постройка сложена потоками щелочных оливиновых базальтов, гавайитов, муджериитов, трахиандезитов. Ранне-среднеплейстоценовые силлы, дайки, экструзивные купола трахи-

тов, трахириолитов и комендитов приурочены преимущественно к эрозионной кальдере. Породы вулкана по особенностям вещественного состава близки лавам внутриплитной базальт-комендитовой геохимической серии.

6. *в. Хангар.* Сложное сооружение руин нескольких стратовулканов и многочисленных более молодых экструзивных куполов, располагающихся в крупной кальдере, врезанной в древнее гранито-гнейсовое основание. Вершина самого большого купола увенчана крупным кратером, образовавшимся в середине голоцена. С формированием кальдеры связаны риолитовые игнимбриты и спекшиеся туфы, а с образованием кратера – дацитовые пемзы. Состав пород стратовулканов изменяется от андезито-базальтов до дацитов; куполов – от андезитов до риолитов. Все породы принадлежат к умеренно-калиевой серии.

Зона Центрально-Камчатской депрессии. 7 *в. Шивелуч.* Самый северный и один из самых активных действующих вулканов Камчатки. Его постройка включает плейстоценовый массив (стратовулкан) Старый Шивелуч, деформированный крупным кратером (кальдерой), и расположенный в последнем эруптивный аппарат – Молодой Шивелуч – один из крупнейших эксплозивных центров Камчатки. В составе пород преобладают амфиболсодержащие андезиты и андезито-базальты; пород с содержанием SiO_2 более 63% не обнаружено.

8. *Харчинская зона шлаковых конусов.* Сформирована в позднем плейстоцене. Пересекает в меридиональном направлении стратовулкан Харчинский и сложена, как и сам вулкан, преимущественно умеренно калиевыми магнезиальными базальтами.

9 *в. Заречный.* Небольшой стратовулкан типа Сомма-Везувий. Состав пород соммы – умеренно калиевые магнезиальные базальты. Экструзия, расположенная внутри соммы, сложена магнезиальными амфиболсодержащими андезитами.

10 *в. Ключевской.* Самый активный и продуктивный базальтовый вулкан Курило-Камчатской вулканической области. Типичный стратовулкан с правильным конусом, осложненным многочисленными побочными прорывами. Состав пород – умеренно калиевые базальты, среди которых преобладают глиноземистые разности.

11. *в. Ушковский.* Крупнейший вулканический массив, включающий щитовую постройку с насаженным на нее стратовулканом и линейной зоной шлаковых конусов. Возраст массива – поздний плейстоцен-голоценовый; состав пород варьирует от базальтов до андезитов умеренно- и высококалиевого ряда.

12. *в. Камень.* Стратовулкан позднеплейстоцен-раннеголоценового возраста, сложенный базальтами и андезито-базальтами глиноземистой умеренно калиевой серии.

13. *плато р. Студеная.* Сложено субгоризонтальными потоками глиноземистых умеренно калиевых базальтов. Возраст пород: конец среднего – начало верхнего плейстоцена.

14. *в. Горный Зуб.* Средне-верхнеплейстоценовый стратовулкан, сложенный глиноземистыми умеренно калиевыми андезито-базальтами и базальтами.

15. *вулканы Зимины сопки.* Голоценовые стратовулканы, осложненные экструзивными куполами. Стратовулканы сложены умеренно калиевыми базальтами и андезито-базальтами (до андезитов); экструзии – амфиболовыми андезитами.

16. *Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ).* Трещинное извержение базальтовых лав в Толбачинской региональной зоне шлаковых конусов в 1975–1976 гг. происходило в двух пунктах, расположенных на расстоянии в 10 км друг от друга. Состав пород северного (существенно эксплозивного) прорыва – магнезиальные базальты умеренной щелочности; южного (эффузивного) – глиноземистые субщелочные базальты.

Восточно-Камчатская зона. 17. *в. Кизимен.* Специфическое по морфологии сооружение, в основном образованное сросшимися экструзивными куполами и их лавовыми и пирокластическими потоками позднеплейстоцен-голоценового возраста.

Состав пород изменяется от андезито-базальтов до дацитов. Все они принадлежат к глиноземистым умеренно калиевым разностям, характеризуются наличием амфибола во вкрапленниках и присутствием "запрещенных" кварц-оливиновых ассоциаций.

18. *в. Крашенинникова.* Образован двумя сросшимися стратовулканами голоценового возраста. Расположен в одноименной кальдере диаметром около 9 км, возникшей в результате катастрофического извержения дацитовых пемз примерно 40 тыс. лет назад. Состав пород – от базальтов до дацитов. Все они отвечают породам глиноземистой умеренно калиевой серии и в ходе эволюции обнаруживают сильное обогащение железом (толеитовый тренд).

19. *в. Таунщиц.* Андезитовый стратовулкан среднеплейстоцен-голоценового возраста. Слагающие его породы принадлежат к умеренно калиевой серии и наряду с пироксеном часто содержат амфибол.

20. *в. и кальдера Узон.* Большая часть постройки средне- верхнеплейстоценового базальтового вулкана Узон уничтожена при образовании около 40 тыс. лет назад одноименной кальдеры размером 10×12 км. Докальдерный комплекс (средний плейстоцен) представлен лавами и пирокластикой базальт-риодацитового состава; кальдерообразующий – игнимбритами и туфами дацитового и риодацитового состава; посткальдерный (экструзии и лавовые потоки) – дацитами и риолитами. Вулканиты, связанные с кальдерой, характеризуются высоким содержанием глинозема и умеренным содержанием калия. Исключение составляют высококалиевые риолиты посткальдерной экструзии Озерной. В кальдере интенсивные проявления гидротермальной деятельности.

21. *в. Малый Семячик.* Морфологически представляет собой вулканический хребет примерно 3 км длиной, образованный тремя конусами – стратовулканами позднеплейстоцен-голоценового возраста, сложенными преимущественно высокоглиноземистыми низко- и умеренно калиевыми базальтами. Сформировался в кальдерах обрушения вулканов Стена и Пра-Семячик диаметром 12 и 7 км, соответственно, образование которых сопровождалось формированием обширных полей игнимбритов дацитового состава.

22. *в. Карымский.* Правильный конус с относительной высотой около 600 м, расположенный в кальдере диаметром 5 км. Один из самых активных вулканов Восточной зоны, извергавшийся за последние 215 лет не менее 20 раз. Лавы большинства извержений отвечают кислым двупироксеновым андезитам, андезито-дацитам и дацитам умеренно калиевого ряда. Продукты последнего извержения (1996 г.), которое произошло в Карымском озере и носило, по мнению некоторых исследователей, фреатический характер, представлены низкокалиевыми базальтами.

23. *в. Дзензур.* Сильно эродированный стратовулкан средне- верхнеплейстоценового возраста. Состав пород колеблется от андезито-базальтов до дацитов умеренно калиевой серии; среди вкрапленников кислых андезитов и дацитов обычен амфибол, реже встречается биотит. У западного и южного подножья вулкана располагаются центры голоценовых базальтовых излияний Жупановской ареальной зоны.

24. *в. Купол.* Небольшой средне-верхнеплейстоценовый вулкан, сложенный риолитами.

25. *в. Ааг.* Самый западный в Авачинской группе и соседний –

26. *в Арик.* Относятся к единой, сильно эродированной стратовулканической постройке средне-верхнечетвертичного возраста. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов, принадлежащих к умеренно калиевой серии. Характерны антидромная эволюция продуктов извержений, наличие амфибола в андезитах и дацитах, проявление "запрещенных" кварц-оливиновых ассоциаций вкрапленников.

27. *в. Корякский.* Один из действующих вулканов Авачинско-Корякского ряда,

начавший формироваться в позднем плейстоцене. Типичный стратовулкан, продукты которого представлены базальтами, андезито-базальтами и андезитами умеренно калиевой серии. Базальты преобладают в нижней части разреза, андезито-базальты – в средней, а андезитами сложено большинство голоценовых потоков.

28. *в. Козельский.* Позднеплейстоценовый заметно эродированный стратовулкан. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов при резком преобладании андезито-базальтов и андезитов. Все породы принадлежат к низкокалиевой серии.

29. *в. Авачинский.* Действующий вулкан типа Сомма–Везувий, один из самых активных вулканов Камчатки. Позднеплейстоценовые и голоценовые извержения имели существенно эксплозивный характер. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов (преобладают андезито-базальты). Среди базальтов отмечены низкокалиевые и умеренно калиевые разновидности, тогда как андезиты и андезито-базальты обычно низкокалиевые. В андезитах и андезито-базальтах нередки мегакристаллы амфибола.

Авачинская ареальная зона. Объединяет отдельные шлаковые и лавовые конуса (нередко с лавовыми потоками), сформированные в позднем плейстоцене и голоцене на территории Авачинского хребта и Авачинско-Корякской группы вулканов. Состав пород – магнезиальные умеренно калиевые базальты.

Южно-Камчатская зона. 30. *в. Опала.* Действующий вулкан, расположенный в кальдере диаметром 11 км. Докальдерная постройка сложена базальтами средне-верхнеплейстоценового возраста. Кальдерообразующий комплекс (конец верхнего плейстоцена) представлен кислым пемзово-пирокластическим материалом общим объемом около 50 км^3. Молодой конус Опалы сложен преимущественно высококалиевыми андезитами, нередко содержащими амфибол и биотит, и андезито-базальтами. У его юго-восточного склона расположен риолитовый конус, образование которого (1800 лет назад) сопровождалось выбросом риолитовой пемзы.

31. *в. Горелый.* Современная постройка действующего вулкана представляет собой хребет, образованный тремя конусами, расположенными в кальдере размером 13×12 км. Докальдерная щитовая постройка имеет ранне-среднеплейстоценовый возраст и сложена дифференцированной (от базальтов до дацитов) серией. Формирование кальдеры и связанных с ней игнимбритов и спекшихся туфов преимущественно андезитового состава произошло в среднем – начале верхнего плейстоцена. Современная постройка, включая лавы многочисленных побочных извержений, сложена преимущественно базальтами и андезито-базальтами, хотя встречаются и андезиты. Все доголоценовые породы Горелого принадлежат умереннокалиевой серии. В голоцене наряду с умеренно калиевыми отмечены высококалиевые разновидности.

32. *в. Мутновский.* Представляет собой сложное сооружение, образованное четырьмя сросшимися конусами стратовулканов и многочисленными побочными прорывами. Начал формироваться в среднем плейстоцене. Несколько раз активно извергался в XX в. Состав пород изменяется от базальтов до риодацитов (преобладают базальты и андезито-базальты). Отмечены лавы низко и высоко-калиевой серий. В кратере вулкана интенсивная гидротермальная деятельность.

33. *в. Ксудач.* Эродированный усеченный конус с основанием 18×22 км, начавший формироваться на границе раннего и среднего плейстоцена. Состоит из разновозрастных кальдер, остатков внутрикальдерных вулканов и конуса Штюбеля – центра проявления новейшей вулканической активности. Состав пород меняется от базальтов (лавы) до дацитов (экструзии) при преобладании андезитов и андезито-базальтов. Игнимбриты и пемзы, связанные с формированием кальдер, имеют преимущественно дацитовый состав. Лавы и пирокластика Ксудача принадлежат породам низкокалиевой серии.

34. *в. Ильинский.* Конусовидный стратовулкан позднеплейстоцен-голоценового возраста. На восточном склоне сохранились остатки соммы древней постройки. Северо-восточный склон осложнен крупной воронкой взрыва, образовавшейся в историческое время. Состав пород варьирует от базальтов до дацитов при преобладании андезито-базальтов и андезитов низкокалиевой серии.

35. *в. Дикий Гребень.* Грандиозное вулканическое сооружение позднеплейстоцен-голоценового возраста, представляющее собой хребет, образованный экструзивным куполом и лавовыми потоками. Состав пород – от андезитов до риодацитов умеренно калиевой серии. Все лавы содержат амфибол во вкрапленниках.

Северные Курилы. 36. *в. Алаид (о. Атласова).* Один из самых крупных действующих вулканов Курил, конус которого поднимается со дна моря. Расположенный в тыловой зоне вулканической дуги стратовулкан сложен в основном высококалиевыми субщелочными базальтами. Наряду с извержениями центрального кратера обычны и побочные прорывы.

37. *в. Чикурачки (о. Парамушир).* Расположен в промежуточной вулканической зоне. Действующий, стратовулкан, "насаженный" на плейстоценовый пьедестал. Имеет правильную коническую форму и большой кратер. Состав пород: умереннокалиевые базальты, андезито-базальты и андезиты.

38. *в. Немо (о. Онекотан).* Расположен во фронтальной зоне Курил и имеет позднеплейстоцен-голоценовый возраст. Его развитие характеризовалось двумя этапами кальдерообразования с извержением игнимбритов и пемз. В голоцене во внутренней кальдере вырос новый стратовулкан (действующий ныне) – Пик Немо. Породы вулкана относятся к низкокалиевой серии, а состав их меняется от базальтов до риодацитов при преобладании андезито-базальтов и андезитов среди лав и дацитовой пирокластики.

39. *в. Белянкина (п.в. 9–2.1).* Плейстоценовый изометричный островершинный вулканический конус, насаженный на перекрытое осадками плиоценовое основание. Расположен в тыловой зоне Курил в 23 км северо-западнее о. Маканруши. Объем постройки около 35 км^3. Состав пород: высококалиевые субщелочные базальты.

40. *в. Авось (п.в. 9–2.3).* Голоценовый островершинный вулканический конус, венчающийся надводными скалами, расположенный в тыловой зоне Курил, в 18 км западнее-юго-западнее о. Маканруши. Объем вулканической постройки около 50 км^3. Состав пород: высококалиевые субщелочные базальты и андезито-базальты.

41. *в. Маканруши (о. Маканруши).* Сильно эродированный плейстоценовый стратовулкан (серия мелких вулканических центров линейно-гнездового типа) в тыловой зоне Курил. Состав пород: умеренно калиевые базальты и высококалиевые андезито-базальты (преобладают).

42. *в. Чиринкотан (о. Чиринкотан).* Действующий стратовулкан в тыловой зоне Курил. Сложно построенный конус его поднимается со дна Курильской котловины глубиной около 2500 м. В составе пород преобладают высококалиевые амфиболовые андезиты. На подводном основании вулкана встречены высококалиевые амфиболовые базальты и андезито-базальты.

43. *в. Экарма (о. Экарма).* Голоценовый стратовулкан, расположенный в промежуточной вулканической зоне Курил. Сложен умеренно калиевыми андезитами (преобладают) и андезито-базальтами.

44. *в. Скалы Ловушки (п.в. 9–3.11).* Расположен во фронтальной зоне Курил. Изометричный подводный вулканический конус, вершина которого на 42 м поднимается над уровнем моря. Объем постройки около 70 км^3. Состав пород: низко-(реже умеренно)калиевые андезито-базальты и андезиты.

Центральные Курилы. 45. *в. Ушишир (о. Янкича).* Действующий вулкан типа Сомма-Везувий во фронтальной вулканической зоне. Большая часть склонов вулкана скрыта под водой, и на поверхности находится лишь остаток прикратерной части соммы с четырьмя экструзиями внутри ее. Породы вулкана принадлежат низкокалиевой серии, и состав их варьирует от базальтов до дацитов. При этом базальты встречены только в драгированном материале, а дациты (пироксен-амфиболовые разности) – в составе экструзий.

46. *в. Лисянского (п.в. 9–5.6).* Расположен в промежуточной вулканической зоне Курил, в 10 км северо-западнее северного окончания о. Парамушир. Плосковершинная вулканическая гора плейстоценового (?) возраста с объемом около 30 км^3. Состав пород: базальты, андезито-базальты, андезиты умеренно калиевой серии.

47. *в. Пегас (п.в. 9–5.4).* Расположен в тыловой вулканической зоне Курил, в 27 км северо-западнее северной оконечности о. Симушир. Плейстоценовый (?) сложно построенный стратовулкан, в котором пирокластика преобладает над лавами. Объем постройки около 45 км^3. Сложен амфиболсодержащими двупироксеновыми андезитами и биотит-амфиболовыми андезитами умеренно калиевой серии.

48. *в. Прево (о. Симушир).* Небольшой действующий стратовулкан во фронтальной вулканической зоне. Среди пород преобладают базальты, хотя встречаются и андезиты. Все они принадлежат низкокалиевой серии.

49. *Кальдера Заварицкого (о. Симушир).* Располагается во фронтальной вулканической зоне. Сложное вулканическое сооружение, включающее две соммы и частично взорванный центральный конус с внутренней кальдерой, где располагаются действующие вулканические аппараты. Породы вулкана относятся к низкокалиевой серии, а состав их меняется от базальтов до андезитов.

50. *в. Мильна (о. Симушир).* Расположен во фронтальной вулканической зоне. Относится к типу Сомма-Везувий с плейстоценовой докальдерной постройкой и голоценовым центральным конусом, потоками и куполом в пределах кальдеры. Состав пород колеблется от базальтов до дацитов (умеренно калиевая серия) при явном преобладании андезито-базальтов и андезитов.

51. *в. Черного (о. Чирпой).* Небольшой действующий стратовулкан с кратером диаметром 350 м и двумя побочными конусами на склонах. В составе пород преобладают андезиты, хотя встречаются андезито-базальты и дациты (в основном все лавы умеренно калиевой серии).

52. *в. Броутона (о. Броутона).* Сильно разрушенный плейстоценовый стратовулкан с остатками кратера на вершине и составом пород от базальтов до риолитов. Преобладают амфиболсодержащие андезито-базальты и биотит-амфиболовые андезиты. Породы принадлежат умеренно- и высококалиевой геохимическим сериям. На подводном склоне вулкана обнаружен побочный голоценовый (?) конус (п.в. 9–6.10) со сходным составом пород.

53. *в. Вавилова (п.в. 9–6.6, 9–6.7, 9–6.8).* Расположен в проливе Дианы, в 30–35 км северо-западнее о. Броутона. Вулканический массив, состоящий из трех сросшихся основаниями конусов. Объем массива с учетом перекрытого осадками основания около 750 км^3. Состав пород изменяется от базальтов до дацитов. Большинство пород относятся к лавам умеренно калиевой серии, хотя встречаются и низкокалиевые (как анализированный образец) лавы.

54. *кальдера Горшкова (п.в. 9–6.11).* Сформировалась во второй половине позднего плейстоцена на вершине крупного подводного вулканического массива размером 20×35 км. Примерно в центре массива располагаются о-ва Чирпой и Брат Чирпоев. Среди пород докальдерного комплекса преобладают андезито-базальты. Продукты кальдерообразующих извержений варьируют от андезито-базальтов до риодацитов, а посткальдерного комплекса – от базальтов до андезитов. Содержание K_2O в лавах близко к границе пород умеренно- и низкокалиевой серии. В этом отношении анализированный образец резко выделяется повышенным содержанием K_2O.

Южные Курилы. 55. *в. Демон (о. Итуруп).* Расположен в промежуточной вулканической зоне и представляет собой заметно эродированное сооружение. Это плейстоценовый стратовулкан с существенно базальтовым составом пород.

56.*в. Богдана Хмельницкого (о. Итуруп).* Действующий стратовулкан в промежуточной зоне, являющийся частью плейстоценового вулканического массива Чирип. Состав пород варьирует от базальтов до кислых андезитов, которые по содержанию K_2O соответствуют границе умеренно- и высококалиевой серии.

57. *в. Атсонупури (о. Итуруп).* Действующий вулкан типа Сомма-Везувий во фронтальной вулканической зоне. В составе пород доминируют низкокалиевые базальты, реже встречаются андезито-базальты.

58. *в. Берутарубе (о. Итуруп).* Верхнеплейстоцен-голоценовый стратовулкан, расположенный во фронтальной зоне. Состав пород: низкокалиевые андезитобазальты, базальты и андезиты.

59. *в. Руруй (о. Кунашир).* Позднеплейстоцен-голоценовый стратовулкан в промежуточной вулканической зоне. Проявляет фумарольную активность. Сложен умеренно калиевыми лавами среднего состава.

60. *в. Тятя (о. Кунашир).* Действующий вулкан типа Сомма-Везувий в промежуточной вулканической зоне. На склонах соммы отмечены многочисленные побочные кратеры. Диаметр кальдеры, вмещающей центральный конус около 1,5 км. Сложен вулкан умеренно калиевыми базальтами (преобладают) и андезитобазальтами.

61. *в. Менделеева (о. Кунашир).* Расположен во фронтальной зоне. Сложно построенный вулканический массив, включающий древнюю кальдеру диаметром до 7 км, более молодую вторую сомму и внутренний центральный конус, к которому приурочены современные фумарольные поля. Породы вулкана принадлежат низкокалиевой серии и состав их варьирует от базальтов до дацитов (при преобладании андезитов).

Мощность и состав земной коры

По данным В.И. Шульдинера с соавторами (Шапиро и др., 1987), в пределах Камчатки могут быть выделены два типа земной коры: сиалический и мафический. Первый устанавливается в южной и центральной частях Камчатки и характеризуется наличием крупного гнейсо-гранитного блока, выходящего на поверхность в южной части Срединного хребта и в Ганальском выступе на Восточной Камчатке. К северу от этих выходов состав пород фундамента, судя по геологическим и геофизическим данным, меняется на сланцебазитовый (метаморфизованные базальты, граувакки и габброиды с примесью гипербазитов). Возраст кристаллического фундамента Камчатки, по данным Rb-Sr датирования, не более 145 млн лет (Vinogradov, 1995). На большей части территории фундамент перекрыт вулканогенно-осадочным слоем мощностью от первых сотен метров до 7–8 км; общая мощность коры под Камчаткой 25–40 км (Шапиро и др., 1987; Действующие..., 1991).

В пределах Курильских островов выходов гранито-гнейсов нет. По данным глубинного сейсмического зондирования и гравиметрии, сиалический фундамент, возможно, подстилает Южные Курилы, тогда как для центрального и северного секторов скорее характерен фундамент основного состава (Родионова, Федорченко, 1978). Мощность коры в районе Курильских островов оценивалась различными авторами по-разному: И.П. Косминская с соавторами (1966) полагали, что мощность увеличивается от 10–15 км в центральной части Большой Курильской гряды до 25–30 км в северной и южной частях; согласно более поздним данным (Геолого-геофизический..., 1987), на Центральных Курилах мощность коры 26–30 км, а на Северных и Южных Курилах она, соответственно, 36–46 и 32–44 км.

Зоны магмогенерации и магматические камеры

Под Камчаткой (Федотов и др., 1985) и Курилами (Шарапов и др., 1982) отчетливо фиксируется наклонная сейсмофокальная зона, сопоставляемая с погружающимся в мантию относительно холодным блоком океанической плиты. В пределах Восточной Камчатки наблюдается уменьшение угла погружения плиты от 55° на юге до 35° на севере (Gorbatov et al., 1977, 1999). Аналогично на Курилах угол погружения плиты уменьшается от 50–60° на северном и центральном участках до 38° на южном фланге (Курильский блок). Одновременно меняется угол схождения плит – от почти ортогонального напротив Восточной и Южной Камчатки и Северных Курил до косого (45–50°) на Южных Курилах (Подводный..., 1992). Скорость конвергенции плит 8,6 см/год (Baily, 1996).

Область первичного выплавления магм вулканов Камчатки, по мнению ряда исследователей (Действующие…, 1991), находится внутри сейсмофокального слоя или около его верхней границы на глубинах 100–220 км. Согласно более поздним данным (Gorbatov et al., 1997, 1999), первые признаки плавления мантии под Восточной вулканической зоной наблюдаются над сейсмофокальной зоной, на глубине около 150 км. Накопление магматического материала происходит главным образом в слое, переходном от коры к мантии на глубинах 25–30 км, где формируются наиболее мощные магматические очаги. Глубина промежуточных камер от 1,5–2,0 до 10–15 км.

Палеовулканологические исследования показывают, что подача магматического материала к поверхности в крупных вулканах центрального типа, к которому относится большая часть плейстоценовых вулканов Камчатки и Курил, осуществляется не через локальное жерло, а через сложную дайково-силловую систему, где расплав через дайки подается из нижележащих магматических залежей-"отстойников" к вышележащим (Шанцер, Краевая, 1980; Шеймович, Патока, 1989). Мощность таких систем обычно 1,5–2 км.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций и неодим. Изучение геохимии изотопов стронция в породах Курил и Камчатки началось со статьи К.Е. Хеджа и Г.С. Горшкова (1977), которые показали, что в эффузивах безусловно преобладает мантийный источник, достаточно однородный для всего региона. В дальнейшем более детальные исследования позволили В.И. Виноградову с соавторами (1986) установить значительные региональные вариации изотопного состава стронция по простиранию дуги: минимальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ ~ 0,7029–0,7031 были установлены в северной и центральной частях Большой Курильской гряды, а максимальные – до 0,704 – на севере Восточной вулканической зоны и в Центральной депрессии Камчатки. При этом на Курилах существенные различия между основными и кислыми породами не наблюдались, а на Камчатке в породах кислого состава были установлены в целом более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем в базальтах и андезито-базальтах. Отмеченные различия связывались авторами с мощностью и тектоническим строением земной коры – относительно развитой на Камчатке и более примитивной в центральном секторе Курил.

Наряду с продольной зональностью в пределах Большой Курильской гряды была отмечена зональность поперечная (Журавлев и др., 1986; Волынец и др., 1988): вулканы фронтальной зоны изливают магмы, несколько обогащенные радиогенным стронцием и радиогенным неодимом по сравнению с вулканами тыловой зоны, причем, если в тыловой зоне отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ остаются сравнительно постоянными (~0,7029–0,7031) по всему простиранию дуги, то во фронтальной они заметно увеличиваются от центрального и северного сектора (~0,70315) к югу Камчатки (0,7034) и Южным Курилам (0,7035). Природа этой зональности до настоящего времени дискуссионна. Большинство исследователей связывает ее с эволюцией мантийного источника. Вместе с тем отмечалось (Волынец и др., 1988), что большая часть вулканов тыловой зоны располагается на склоне глубоководной впадины, происхождение которой обусловлено разрывом и растяжением земной коры. Не случайно, вероятно, наиболее низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0,70271) зарегистрированы в вулканах пролива Буссоль, по которому проходит крупнейший на Курилах глубинный разлом, причем поперечной изотопной зональности в проливе Буссоль не наблюдается.

Вообще следует отметить, что поперечная изотопная зональность выявляется только при статистической обработке данных, полученных по большим, латерально неоднородным сегментам дуги, и часто не выдерживается, если сравнивать близрасположенные вулканы. Например, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в тыловом вулкане Руруй на севере о. Кунашир (0,70323) значительно ближе к отношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$ в расположенном в 25–30 км к востоку фронтальном вулкане Тятя (0,70324 и 0,70332), чем к аналогичным отношениям фронтальных вулканов о. Итуруп и примыкающих к нему с запада подводных вулканов (~0,7028–0,7031). Тыловые вулканы южной оконечности Камчатки (Явинский, Большой Иголки, Ухо) по изотопному составу стронция несколько отличаются от фронтальных вулканов, расположенных на севере Южной вулканической зоны, но практически не отличимы от фронтального вулкана Эбеко, который территориально располагается значительно ближе – на самом севере Курильской гряды. Эти примеры – их можно было бы продолжить – показывают, что на самом деле в распределении изотопных отношений на Курилах наблюдается, скорее, сложная мозаика, чем отчетливая поперечная зональность.

Хотя участие субдуцированных осадков в формировании эффузивов Курил и Камчатки подтверждено наличием в них короткоживущего изотопа бериллия (Цветков и др., 1989), попытка связать вариации изотопного состава стронция в эффузивах с аналогичными вариациями в осадках западной части Тихого океана (Bailey, 1995) не увенчались успехом. Как отмечалось выше, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ на востоке и севере Камчатки заметно выше, чем на Курилах, тогда как в океанических осадках наблюдается противоположная тенденция: средние отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в направлении от курильского сектора (0,7104) к северу Камчатки (0,7073) несколько уменьшаются. Можно было бы допустить, что на севере Камчатки в зону субдукции попадает большее количество осадков, чем на юге дуги, однако этот вывод противоречит данным по ^{10}Be, концентрации которого в вулканах Центрально-Камчатской депрессии заметно ниже, чем на Курилах.

Данные по изотопному составу неодима в эффузивах Камчатки пока не столь многочисленны. В основном они ограничены вулканами Центрально-Камчатской депрессии, в которых вариации величин $\varepsilon Nd = 6{,}15 \div 9{,}25$ (Doredorf et al., 2000; Волынец и др., 2000) существенно не отличаются от тех, которые установлены на Курилах (Журавлев и др., 1986). Разброс изотопных отношений неодима в вулканах Центрально-Камчатской депрессии авторы указанных выше статей связывают с условиями плавления и дегазации субдуктированного в мантию корового материала, однако данные по изотопному составу кислорода, Sr-O- и Nd-O изотопная систематика, рассмотренные ниже, свидетельствуют, скорее, о контаминации магм в подводящих системах.

Кислород, Sr-O- и Nd-O изотопная систематика. В табл. 2.2.1 приведены результаты определения изотопного состава кислорода в 190 образцах вулканических пород (образцы отобраны из 61 вулкана Курило-Камчатской дуги), опубликованные ранее в различных статьях данные по изотопному составу стронция, а также концентрации H_2O, SiO_2, MgO, K_2O. Общий разброс величин $\delta^{18}O$ в петрографически свежих образцах эффузивов охватывает интервал от 2,4 до 9,3‰, показывая, что на Камчатке и Курилах, как и в других районах Тихоокеанского вулканического пояса, в магматические процессы вовлекается два типа корового материала: обогащенный ^{18}O и обедненный ^{18}O по отношению к мантии.

Таблица 2.2.1

Изотопный состав кислорода и стронция в плейстоценовых эффузивах Курило-Камчатской дуги

№ (автор)	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}Sr/^{86}Sr$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Срединный хребет Камчатки								
1091/1(ов)	1. Теклетунуп	б	5,7	0,12*	50,16	7,19	1,85	0,70366 (в)
7305 (ов)		аб (и)	4,0	2,56	56,52	1,92	4,45	–
ТТ-984 (ов)		аб (и)	2,6	1,32*	56,54	2,21	3,72	–
7305/1 (ов)		а (и)	4,8	2,80*	57,35	2,02	4,27	–
6522 (ов)	2. Уксичан	б	5,3	0,21	50,72	4,65	2,26	0,70320 (в)
6638 (ов)		т	5,0	0,42	68,64	0,21	5,65	0,70339 (в)
6600 (ов)		лт	5,2	0,71	58,02	3,67	4,35	0,70323 (в)
6602 (ов)		а (и)	5,7	0,40	63,58	0,45	5,25	–
6603/3 (ов)		а (ст)	5,1	1,06	60,36	1,06	4,53	–
6632 (ов)		а (ст)	5,1	0,63	61,04	1,30	4,70	–
6601/1 (ов)		а(и)	4,1	0,42	62,06	2,33	5,18	–
6607 (ов)	а.з.	б	4,7	0,21	50,54	7,40	1,29	–
2033 (ов)	3. Ичинский	д	7,0	0,61	64,00	1,61	3,36	0,70330 (в)
2034 (ов)		р	6,8	0,40	72,62	н.о.	4,56	0,70335 (в)
2035 (ов)		а	6,7	0,78	59,92	3,00	2,24	0,70398 (в)
6341 (ов)	а.з.	б	6,1	0,50	48,60	7,25	1,34	–
6396 (ов)	а.з.	б	5,7	–	50,14	8,95	1,51	–
6805 (ов)	4. Дол Геологов (а.з.)	б	5,5	0,33	46,90	10,50	1,85	
6254 (ов)	5. Белоголовский	б	5,5	0,0	48,78	5,90	1,73	0,70328 (в)
6257 (ов)		б	6,2	0,27	50,75	3,82	2,40	0,70329 (в)
6267 (ов)		а	7,0	0,24	60,22	1,84	2,98	0,70328 (в)
6353 (ов)		а	6,2	0,14	61,66	1,52	4,80	0,70348 (в)
6296 (ов)		д	5,9	0,14	70,98	0,50	5,08	0,70619 (в)
6296 (ов)		д–пп	6,8	–	65,00	–	–	0,70491 (в)
6297 (ов)		а	6,2	0,23	63,80	0,69	5,18	0,70416 (в)
523 (ов)		д	6,2	–	66,60	–	–	0,70461 (в)
4001/11 (ов)		д	6,7	–	71,50	–	–	0,70510 (в)
5581 (ов)	6. Хангар	р (ст)	8,3	–	–	–	–	–
5582 (ов)		р (ст)	6,8	0,00*	72,69	0,34	3,79	–
Центрально-Камчатская депрессия								
5734 (ов)	7. Шивелуч	б	6,8	0,70	51,18	12,08	1,67	–
1188/1 (ов)		б	6,9	0,64*	50,06	15,02	1,68	–
900996/7 (ов)		б (пп)	8,9	2,14	51,46	11,33	1,16	–
5749 (ов)		аб	6,0	0,11	55,30	7,40	1,36	–
5764 (ов)		аб	5,4	0,03	54,22	8,40	1,28	–
5738 (ов)		а	7,0	0,58	56,84	5,93	1,43	–
5740 (ов)		а	6,4	0,18	57,50	5,54	1,48	–
1006 (ов)	8. Харчинская зона шлаковых конусов	б	7,5	0,04	52,60	9,52	1,30	–
1023 (ов)		б	7,7	0,73	50,76	18,68	0,92	–

Таблица 2.2.1 (продолжение)

№ (автор)	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}Sr/^{86}Sr$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
			Центрально-Камчатская депрессия					
1002/1 (ов)	9. Заречный	б	7,0	0,2	52,54	11,48	1,30	–
1004 (ов)		а	7,4	0,19	57,49	6,88	1,70	–
7700 (ов)		а	8,2	1,15	59,00	5,07	1,65	–
85025 (им)	10. Ключевской	б	6,3	–	52,96	9,27	0,75	–
m-2374 (им)	11. Ушковский	б	5,7	0,51	51,60	5,0	1,64	0,70356 (в)
m-2311 (им)	12. Камень	б	6,4	0,08	52,02	5,82	0,88	0,70365 (в)
m-2378 (им)	13. Плато (р. Студеная)	б	5,7	0,09	51,28	6,30	1,67	0,70371 (в)
24/1 (им)	14. Горный Зуб	б	7,5	0,79	52,56	6,82	0,96	0,70341 (в)
m-2411 (им)	15. Зимины сопки	аб	7,2	0,19	55,97	2,78	2,17	–
m-2534 (им)		а	10,5	1,41	60,90	3,34	2,02	0,70367 (в)
m-2542 (им)		а	7,0	1,89	62,42	2,02	2,05	–
6093 (ов)	16. БТТИ	б	5,7	0,19	51,24	4,81	2,02	–
23/81		б	6,3	–	–	–	–	0,70336 (в)
26/81		б	6,1	–	–	–	–	0,70333 (в)
			Восточно-Камчатская зона					
К 35-1 (вп)	17. Кизимен	а	7,0	0,12	63,72	1,84	1,49	–
К 35-2 (вп)		аб	6,7	0,20	54,44	4,13	1,20	0,70330 (в)
Кр 539 (вп)	18. Крашенинникова	дл	6,4	0,06	51,50	3,70	0,82	0,70350 (в)
Кр 511 (вп)		р	9,3	0,1	67,81	0,29	3,17	0,70399 (в)
Кр 262 (вп)		д (п)	6,9	2,48	63,10	0,27	1,97	0,70378 (в)
Кр 526 (вп)		д	6,7	0,27	69,02	0,37	1,52	0,70391 (в)
3357 (вп)	19. Тауншиц		7,1	0,42	56,82	3,84	1,20	–
44 (е&г)	20. Узон	б	4,0	0,83	49,94	5,23	0,89	0,70318 (в)
5323/1 (ов)	к. Узон, г. Круглая	р	6,0	0,41	72,80	–	2,33	–
5331/6 (ов)		р	5,8	0,38	72,51	–	2,35	–
5313/8 (ов)	к. Узон, г. Озерная	р	5,6	0,53	72,62	–	3,10	–
5313/10 (ов)		р	5,8	0,42	72,80	–	3,20	–
л-85-55 (вл)	к. Узон	д (и)	5,3	2,90	67,26	0,98	1,96	–
л-86-113 (вл)		д (и)	4,2	2,21	64,89	0,90	2,27	–
л-86-84 (вл)		а (и)	4,4	0,46	61,01	2,20	1,49	–
л-86-109 (вл)		а (и)	4,6	2,00	63,87	1,24	2,05	–
л-87-9 (вл)		а (и)	2,9	0,32	62,02	1,45	1,80	–
4 (е&г)	к. Узон, г. Белая	д (ги)	4,4	0,05	65,34	1,00	1,89	0,70349 (в)
4 (е&г)		д–с	5,2	–	–	–	–	–
5 (е&г)		д	3,3	0,22	65,17	1,30	1,96	0,70372 (в)
5 (е&г)		д–с	5,4	–	–	–	–	–
7 (е&г)		д (ги)	3,4	0,12	65,42	1,31	1,96	0,70367 (в)
8 (е&г)		д (ги)	2,2	6,16	61,73	н.о.	2,03	0,70357 (в)
29 (е&г)		д (ги)	–0,1	3,93	69,81	0,44	1,42	0,70319 (в)
33 (е&г)		д (ги)	0,1	2,57	58,74	0,21	2,05	0,70343 (в)
5216 (ов)	21. Малый Семячик	аб	5,6	0,20	56,60	3,25	1,31	–

№ (автор)	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}Sr/^{86}Sr$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Восточно-Камчатская зона								
5228 (ов)		д (и)	5,1	0,34	66,60	1,04	2,29	–
5230/1 (ов)		д (и)	4,8	0,13	66,78	1,00	2,00	–
1976 к (ов)	22. Карымский	а	6,1	0,14	62,70	1,55	1,74	–
кр 96-б-3 (аб)		б	5,6	0,20	53,00	4,20	0,62	–
кр 96-б (аб)		б	5,6	–	–	–	–	–
5054/3 (ов)	23. Дзензур	а	6,8	0,60	61,88	2,45	1,83	–
ку-1 ст (юд)	24. Купол	л	8,3	0,64	74,42	0,39	5,33	0,70355 (в)
26075 (мп)	25. Ааг	а	7,3	0,10	59,74	3,48	1,58	–
26085 (мп)		д	8,1	0,15	66,08	1,87	2,56	0,70352 (в)
27045 (мп)		а	7,7	0,23	58,26	3,23	1,53	–
26110 (мп)	26. Арик	б	7,3	0,07	52,26	8,63	0,84	0,70335 (в)
26140 (мп)		аб	6,7	0,43	55,62	7,30	1,23	–
7582 (ов)	а.з.	б	5,5	0,24	49,14	9,26	0,94	–
79239/1 (ов)	а.з.	б	5,0	0,41	47,78	11,48	0,54	–
26061 (мп)	27. Корякский	б	6,1	0,00	50,12	9,25	0,91	–
26018 (мп)		а	7,1	0,00	58,96	2,99	1,63	–
26129 (мп)		аб	7,5	0,10	55,20	4,53	1,50	–
29920 (мп)	28. Козельский	аб	6,6	0,11	55,88	2,63	0,48	–
29906 (мп)		а	6,9	1,02	60,40	1,62	0,75	–
29215 (мп)	29. Авачинский	б	5,5	0,21	50,94	9,02	0,70	–
29135 (мп)		а	4,0	0,30	57,22	3,30	0,70	–
29144 (мп)		аб	6,7	0,08	56,36	2,38	0,82	–
Южно-Камчатская зона								
86241 (им)	30. Опала	аб	7,2	0,21	54,88	3,45	2,33	–
86246/2 (им)		аб	7,0	0,20	56,08	3,66	2,10	–
86220/2 (им)		а	7,6	0,32	59,36	2,35	2,44	–
86218 (нм)		а	7,1	0,65	60,66	2,60	2,56	–
86204 (им)		р	7,5	1,02	72,70	3,60	3,60	–
86224 (им)		аб	5,9	0,06	53,68	5,78	1,36	–
80100 (ик)	31. Горелый	б	5,9	0,12	48,89	10,84	0,77	0,70317 (в)
3661 (в&г)		аб	4,2	0,27	54,80	4,12	1,66	0,70324 (в)
3663 (в&г)		а	8,0	0,65	61,74	2,46	2,25	0,70334 (в)
3665 (в&г)		а (и)	3,9	0,32	63,58	1,27	2,83	–
3667 (в&г)		д (и)	5,4	0,28	64,77	1,26	2,64	0,70334 (в)
3668 (в&г)		д (и)	4,7	0,35	65,09	1,28	3,21	0,70339 (в)
3669 (в&г)		р (с)	7,4	0,19	75,63	0,62	3,41	0,70332 (в)
3670 (в&г)		л	6,5	0,60	74,91	0,41	3,41	0,70335 (в)
3671 (в&г)		а	7,2	0,31	62,91	2,48	2,25	0,70336 (в)
917(в&г)		д (п)	5,7	2,88	65,02	0,92	3,61	–
934 (в&г)		а (и)	4,9	0,43	63,26	1,18	2,92	–
3672 (в&г)		л (ги)	5,9	0,19	71,45	0,21	3,80	0,70342 (в)
3673 (в&г)		р (о)	7,6	2,87	72,46	0,32	4,58	0,70337 (в)
3674 (в&г)		л (ги)	3,0	0,54	75,00	0,11	3,61	0,70335 (в)
3676 (в&г)		р (ги)	5,3	0,53	74,36	нет	4,19	–
3677 (в&г)		д (ги)	8,7	2,59	71,18	71,18	3,11	0,70337 (в)

Таблица 2.2.1 (продолжение)

№ (автор)	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}Sr/^{86}Sr$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Южно-Камчатская зона								
3678 (в&г)		д (и)	5,0	–	65,21	–	–	0,70330 (в)
922 (в&г)		д (и)	5,0	–	–	–	–	–
932 (в&г)		д (и)	3,4	–	–	–	–	–
80314 (ик)	32. Мутновский	аб	5,4	–	54,80	–	–	0,70336 (в)
80318 (ик)		б	5,3	0,93	50,26	4,46	0,50	0,70336 (в)
80322 (ик)		б	5,7	0,02	49,83	5,39	0,38	0,70334 (в)
Кс-12 (юд)	33. Ксудач	а (и)	2,4	0,39	62,80	1,54	0,96	0,70332 (в)
7466/4 (ов)		а (и)	4,2	0,04*	62,15	2,28	0,91	–
7467/1 (ов)		а (сп)	4,8	0,01*	58,86	3,48	0,75	–
7467/2 (ов)		д (сп)	5,1	0,42*	64,56	1,90	0,97	–
Кс-175 (юд)		б	6,3	0,41	49,58	4,24	0,36	0,70325 (в)
Кс-115 (юд)		д (п)	5,7	2,86	68,91	0,27	1,27	0,70400 (в)
1-89/1 (в&г)		б–ол	4,2	–	–	–	–	–
1-89/3 (в&г)		б–пл	5,6	–	–	–	–	–
5834 (ов)	34. Ильинский	а	5,8	0,35	61,54	2,29	0,92	–
5837 (ов)		аб	5,4	0,08	54,90	4,26	1,15	–
5840 (ов)		а	5,3	0,05	56,27	2,10	0,84	–
5897 (ов)		д	6,1	0,51	68,84	1,15	1,54	–
5359 (ов)	35. Дикий гребень	д	6,3	0,22	67,04	1,16	2,30	–
5852 (ов)		а	6,5	0,27*	62,51	2,93	1,87	–
Северные Курилы								
В-11-575 (нв)	36. Алаид, о. Атласова	б	5,6	0,09	49,75	4,71	1,72	0,70299 (ж)
1831 (в&г)		б	5,8	0,1	49,75	4,56	1,56	0,70293 (в)
2038 (в&г)		св	10,2	0,1	82,28	–	–	0,70468 (в)
2042 (в&г)		св	12,4	0,1	85,38	–	–	0,70470 (в)
4/2-81 (ац)	37. Чикурачки, о. Парамушир	аб	10,8	1,78	56,60	3,51	1,03	0,70311 (ж)
8301 (ов)	38. Немо, о. Онекотан	а	6,2	0,04	60,4	2,31	0,97	0,70318 (ж)
5914 (ов)		д (и)	6,3	0,30*	66,18	1,19	1,27	–
5915 (ов)		а (и)	5,8	0,78*	63,63	2,07	0,87	–
5911 (ов)		а (сп)	5,6	0,25*	62,13	2,11	1,00	–
5924 (ов)		а (сп)	5,7	0,56	61,32	1,78	1,06	–
В-11-72/5 (нв)	39. Белянкина, подводный	б	6,0	0,73*	46,00	4,85	2,00	0,70284 (ж)
В-11-75/3 (нв)	40. Авось, подводный	аб	6,2	0,61	54,18	4,73	1,70	0,70297 (ж)
В-11-506 (нв)	41. Маканруши	аб	6,6	1,01*	53,68	4,65	1,89	0,70305 (ж)
В-11-527 (нв)	42. Чиринкотан	аб	6,6	0,15	57,36	3,27	2,06	0,70313 (ж)
В-11-572 (нв)	43. Экарма	аб	6,3	0,35	57,44	3,81	1,10	0,70311 (ж)
В-11-113/2 (нв)	44. Скалы ловушки, подводный	б	6,0	0,04	53,01	2,82	0,34	0,70326 (ж)

Таблица 2.2.1 (продолжение)

№ (автор)	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}Sr/^{86}Sr$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
				Центральные Курилы				
В-11-549 (нв)	45. Ушишир, о. Янкича	д	6,3	0,11*	65,63	1,57	1,43	0,70311 (ж)
В-15-25/2 (нв)	46. Лисянского, подводный	б	7,3	0,84	52,10	4,19	1,17	0,70316 (ж)
В-15-27/1 (нв)		аб	7,2	0,71	55,90	3,27	1,43	0,70306 (ж)
В-15-29/1 (нв)	47. Пегас, подводный	аб	7,9	0,98	55,00	3,68	1,72	0,70309 (ж)
В-15-30/1 (нв)		а	7,6	1,15	57,90	3,41	1,63	0,70298 (ж)
1960 (в&г)	48. Прево, о. Симушир	а	7,8	0,04	58,11	1,99	0,51	0,70334 (в)
2009 (в&г)		а	7,7	0,20	61,98	1,95	0,87	0,70327 (в)
140/81 (ац)	49. Кальдера Заварицкого, о. Симушир	аб	5,5	0,23	53,85	2,76	0,39	0,70304 (ж)
1958 (в&г)		а	5,9	0,05	59,04	2,94	0,30	0,70356 (в)
1953 (в&г)		д (п)	8,3	1,87	68,02	–	–	0,70311 (в)
135-81 (ац)	50. Мильна, о. Симушир	а	6,7	0,12	57,52	4,20	1,34	0,70290 (ж)
1975 (в&г)		а	7,0	0,40	57,66	3,38	1,33	0,70302 (в)
В-15-327 (нв)	51. Черного, о. Чирпой	а	6,5	0,60	60,25	2,67	1,37	0,70319 (ж)
В-15-307 (нв)	52. Броутона, о. Броутона	а	6,3	0,34	58,00	3,36	2,09	0,70306 (ж)
В-17-601 (нв)		р	6,1	0,77	72,70	0,58	3,22	0,70304 (в)
В-17-602 (нв)		аб	5,5	0,28*	54,01	5,85	1,56	0,70305 (в)
В-17-603 (нв)		б	5,4	0,29*	51,53	7,97	1,46	0,70296 (в)
В-17-604 (нв)		а	5,6	0,11*	59,38	3,55	2,21	0,70304 (в)
В-17-613 (нв)		а	5,7	1,02*	62,65	2,25	2,44	0,70271 (в)
В-15-86/1 (нв)	53. Вавилова, подводный	б	6,2	0,41	51,25	4,80	0,20	0,70326 (ж)
В-15-40/1 (нв)	54. Горшкова, подводный	б	5,4	0,42	51,50	7,43	1,47	0,70287 (ж)
				Южные Курилы				
В-15-404 (нв)	55. Демон, о. Итуруп	б	5,9	0,54	50,80	5,20	0,44	0,70322 (ж)
117/81 (ац)	56. Богдана Хмельницкого, о. Итуруп	аб	6,4	0,15	54,06	4,15	1,36	0,70293 (ж)
113/81 (ац)	57. Атсонупури, о. Итуруп	б	5,8	0,03	50,60	3,95	0,29	0,70316 (ж)

Таблица 2.2.1 (окончание)

№ (автор)	Вулкан	Порода	$\delta^{18}O$	H_2O^+	SiO_2	MgO	K_2O	$^{87}Sr/^{86}Sr$
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
			Южные Курилы					
107/81 (ац)	58. Берутарубе, о. Итуруп	аб	6,0	0,30	55,37	4,06	0,21	0,70341 (ж)
36/25-77 (ац)	59. Руруй, р. Кунашир	а	6,0	0,57	57,08	3,86	1,18	0,70323 (ж)
1961 (в&г)	60. Тятя, о. Кунашир	б	5,9	0,13	51,54	5,00	0,44	0,70324 (в)
2074 (в&г)		св	9,4	–	78,62	–	–	0,70368 (в)
38/20-77 (ац)	61. Менделеева, о. Кунашир	р (ги)	10,8	0,36	76,46	0,51	0,97	0,70407 (ж)
1959 (в&г)		а	7,0	0,23	62,93	2,82	0,44	0,70348 (в)
1959 (в&г)		а–кв	7,3	–	–	–	–	–
2001 (в&г)		аб	5,6	0,20	56,27	4,30	0,23	0,70355 (в)

Примечание. В столбце I указаны авторы коллекций: (ов) – О.Н. Волынец; (юд) – Ю.А. Дубик; (вп) – В.В. Пономарева; (мп) – М.Ю. Пузанков; (им) – И.В. Мелекесцев; (ик) – И.Т. Кирсанов; (аб) – А.Б. Белоусов (все – ИВГГ ДВО РАН); (вл) – В.Л. Леонов (ИВ ДВО РАН); (нв) – коллекция, собранная в рейсах НИС "Вулканолог" (ИВ ДВО РАН); (в&г) – В.И. Виноградов и В.С. Григорьев; (е&г) – В.А. Ерощев-Шак и В.С. Григорьев (ГИН РАН); (ац) – А.А. Цветков (ИГЕМ РАН). В столбце II: (а.з.) – ареальная зона. В столбце III: б – базальт; аб – андезито-базальт; а – андезит; д – дацит; р – риолит; л – липарит; т – трахит; лт – латит; св – силикатное включение (все – валовые пробы); – кв – кварц; –ол – оливин; –пш – полевой шпат; –пл – плагиоклаз; –с – стекло; (и) – игнимбрит; (ст) – спекшийся туф; (п) – пемза; (сп) – спёкшаяся пемза; (пп) – пепел; (ги) – гидротермально-измененные породы; образцы без пометок в скобках – петрографически свежие лавы. В столбце IV: ‰ относительно SMOW. В столбцах V–VIII: мас.% (в столбце V звездочкой отмечены ППК). В столбце IX: (в) – анализы изотопного состава стронция, выполненные в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Виноградов и др., 1986; Волынец и др., 1988; Vinogradov, 1995); (ж) – анализы изотопного состава стронция, выполненные в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ РАН (Журавлев и др., 1986; Zhuravlev et al., 1987).

Роль корового материала существенно меняется в зависимости от района и типа пород. Базальты различных сегментов дуги характеризуются средними величинами $\delta^{18}O$ = 5,8±0,5‰, которые не отличимы (если не принимать во внимание больший разброс) от таковых в базальтах срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островных дуг. Исключение составляют вулканы, расположенные в Центрально-Камчатской депрессии (Ключевская группа и Шивелуч), в которых установлены значительно более высокие значения $\delta^{18}O$ = 6,5±0,7‰. Средние величины $\delta^{18}O$ в лавах среднего и особенно кислого состава на Камчатке заметно выше, чем в аналогичных породах большей части Курил, исключая вулканы о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы, в которых установлены существенно более высокие значения (табл. 2.2.2). Низкие величины $\delta^{18}O$ (2,4–6,8, среднее 4,6 ± 1‰) установлены практически во всех игнимбритах и спекшихся туфах, образованных в результате крупнейших эксплозивных извержений Камчатки (кальдеры Узон, Малый Семячик, Горелый, Ксудач, Теклетунуп, Уксичан). Для лав и пемз они не характерны: лишь в 4 образцах базальтов и андезитов обнаружены величины $\delta^{18}O$ в интервале 4–5‰.

Средние величины дают лишь самое общее представление о гетерогенности Курило-Камчатской дуги в отношении изотопного состава кислорода, поскольку существенные различия в изотопном составе наблюдаются в пределах отдельных групп близрасположенных вулканов, например такой, как Корякско-Авачинская.

Таблица 2.2.2

Пределы вариаций и средние величины $\delta^{18}O$ в ‰ в эффузивах различных вулканических зон Камчатки и Курильских островов

Район, тип	Количество анализов	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O_{cp} \pm 1\sigma$	Район, тип	Количество анализов	$\delta^{18}O$	$\delta^{18}O_{cp} \pm 1\sigma$
Камчатка				Южная зона			
Срединный хребет				Основные	6	5,3–6,3	5,9 ± 0,4
				Средние	12	5,3–8,0	6,5 ± 0,9
Основные	8	4,7–6,2	5,6±0,5	Кислые	6	5,7–8,7	7,0 ± 1,1
Средние	4	5,2–7,0	6,2±0,8	Игнимбриты	9	2,4–5,4	4,5 ± 0,9
Кислые	7	5,0–8,3	6,6±1,0				
Игнимбриты	8	2,6–6,8	4,8±2,6				
Центральная депрессия				**Курилы**			
				Основные	9	5,4–6,2	5,8 ± 0,3
Основные	12	5,7–7,7	6,5±0,7	Средние (без Симушира)	14	5,5–6,5	6,2 ± 0,4
Средние	6	5,4–7,4	6,6±0,8	Средние (Симушир)	8	5,5–7,8	6,8 ± 0,8
Восточная зона				Кислые	2	6,1–6,3	6,2 ± 0,1
				Игнимбриты	4	5,6–6,3	5,8 ± 0,3
Основные	9	5,0–7,3	5,9±0,7				
Средние	14	4,0–7,9	6,6±0,9				
Кислые	8	5,6–9,3	7,0±1,4				
Игнимбриты	7	2,9–5,3	4,5± 0,8				

и даже в пределах одного вулкана. Опубликованные другими авторами данные по изотопному составу кислорода в породах вулканов Центральной депрессии (Иванов, Устинов, 1988; Durendorf et al., 2000; Pineau et al., 1999) в целом хорошо согласуются с нашими данными. В Восточной зоне Б.В. Иванов и В.И. Устинов (1988) обнаружили, однако, андезиты с величинами $\delta^{18}O > 8‰$, которых нет в нашей коллекции. Мы не используем данные этих авторов в дальнейшем обсуждении, так как не можем исключить, что эти исследователи имели дело с несколько измененными породами.

Следует отметить, что разграничение магматических и постмагматических феноменов остается одной из основных методических проблем при интерпретации изотопных данных. Вулканические породы, как известно, очень быстро подвергаются в зоне гипергенеза низкотемпературным изменениям, не всегда легко распознаваемым петрографическими методами. Поскольку при этом магматический материал замещается глинистыми минералами, основным доказательством связи изотопных вариаций с постмагматическими изменениями является их корреляция с концентрациями воды. Некоторые исследователи ошибочно полагают, что эта проблема касается только изотопного состава кислорода, однако и изотопный состав стронция, а в некоторых случаях и неодима, также подвержен постмагматическим изменениям, о чем свидетельствуют соответствующие зависимости с водой и $\delta^{18}O$.

Как видно на рис. 2.2.2, в лавах Камчатки и Курил обогащение тяжелым изотопом кислорода начинает сказываться при концентрациях воды более 0,75%. Эта величина и была принята нами в качестве верхнего допустимого для "свежих" образцов предела. Такой же метод селекции используется и другими исследователями (Harmon, Hoefs, 1993), хотя он, возможно, и не вполне эффективен. Известно, в частности, что в кислых стеклах при быстром охлаждении может

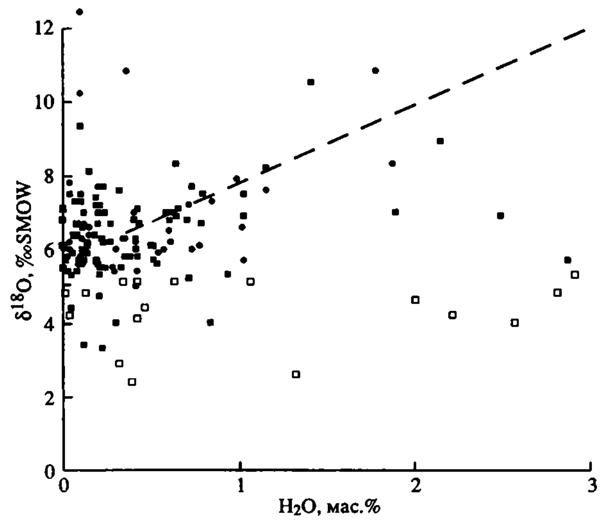


Рис. 2.2.2. Соотношение изотопного состава кислорода и концентраций воды в эффузивах Камчатки (квадраты) и Курильских островов (кружки)

Залитые фигуры соответствуют лавам и пемзам, незалитые – игнимбритам. Линия показывает корреляцию $\delta^{18}O$ и H_2O в выветрелых океанических базальтах (Muehlenbachs, Clayton, 1972)

сохраняться до 3–3,5% первично-магматической воды (Taylor et al., 1983; Newman et al., 1988), поэтому небольшое количество кислых лав и пемз, по-видимому, попало в разряд измененных незаслуженно. В некоторых случаях (например, для вулкана Шивелуч) наблюдается положительная корреляция величин $\delta^{18}O$ с водой при концентрации последней менее 0,75%, причем в амфиболсодержащих породах исторических извержений, без каких-либо признаков постмагматических изменений. Возможно, и в данном случае таким образом проявляются магматические процессы, хотя вопрос нуждается в изучении.

В разряд измененных отнесено также небольшое количество образцов с явными следами среднетемпературных (~100 °С) постмагматических изменений (дациты г. Белой в кальдере Узон, риолит № 38/20-77 с Горячего Пляжа на восточном склоне в. Менделеева на о. Кунашир и некоторые др.), а также изотопно тяжелые пемзовые включения в лавах вулканов Алаид и Тятя, представляющие собой, по-видимому, вспученные ксенолиты осадочных и гидротермально-измененных пород. В целом идентификация средне-высокотемпературных (выше 100°С) изменений не представляет серьезной проблемы. Такие изменения обычно связаны с локальными проявлениями гидротермальной активности и легко устанавливаются петрографическими методами. В качестве примера можно привести породы горы Белой, детально изученные В.А. Ерощевым-Шаком с авторами (1998). В связи с этим представляется крайне маловероятным, что игнимбриты приобрели аномально легкий изотопный состав кислорода при выпадении на увлажненную поверхность или в результате высокотемпературных гидротермальных процессов. Эти породы отбирались вдали от центров гидротермальной активности, занимают большие площади и состоят главным образом из свежего вулканического стекла с мелкими ксенолитами более основных лав, но без включений гидротермально-измененных пород. Зависимости между изотопным составом и водой в игнимбритах не наблюдается (см. рис. 2.2.2).

Вопросы, касающиеся изменений изотопного состава кислорода в породах, подвергшихся кратковременному воздействию поверхностных вод при фретических взрывах, изучены недостаточно. В проанализированных нами образцах базальтов последнего (1996 г.) извержения вулкана Карымский, которое произошло на дне

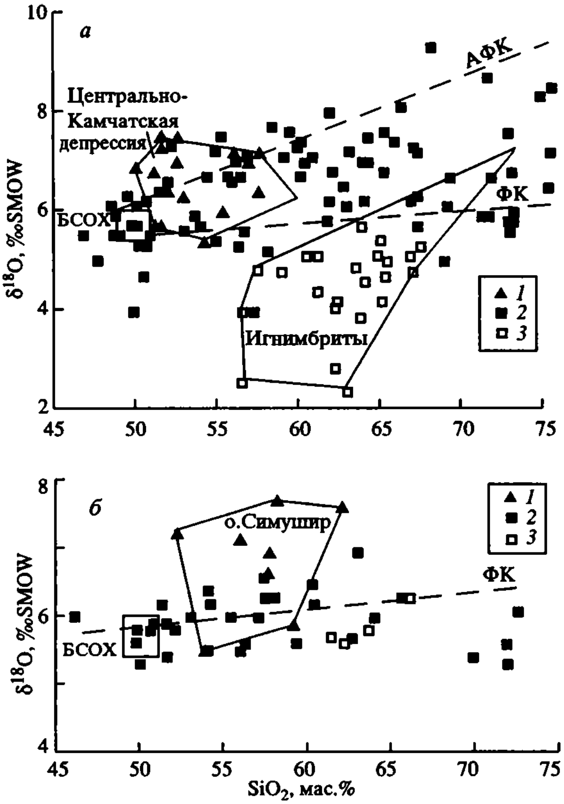


Рис. 2.2.3. Соотношение изотопного состава кислорода и концентраций SiO_2 в плейстоценовых вулканических породах Камчатки (*а*) и Курильских островов (*б*)

ФК – зависимость, допускающая фракционную кристаллизацию в закрытой системе; АФК – зависимость, свидетельствующая об ассимиляции метаосадочного материала: *а*: *1* – вулканы Центрально-Камчатской депрессии, *2* – эффузивы Камчатки за исключением Центрально-Камчатской депрессии, *3* – игнимбриты Камчатки; *б*: *1* – о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы, *2* – прочие вулканы Курил, *3* – игнимбриты вулкана Немо, о. Онекотан

озера и носило фреатомагматический характер (Муравьев и др.,1997), сдвигов в изотопном составе кислорода не обнаружено, причем внешняя, дезинтегрированная в результате контакта с водой часть вулканической бомбы (№ Кр-96-6-27) не отличается по изотопному составу от неизмененной внутренней (№ Кр-96-6-3).

Наиболее распространенным объяснением магматического разнообразия в зонах перехода океан–континент является, как известно, кристаллизационная дифференциация (Эволюция..., 1983; Бабанский и др., 1983). Влияние этого процесса на изотопный состав кислорода рассмотрено в вводном разделе: имеющийся сегодня экспериментальный и эмпирический материал позволяют заключить, что по мере фракционной кристаллизации может происходить некоторое обогащение остаточного расплава ^{18}O с максимальным градиентом 0,3‰ $\delta^{18}O$/10% SiO_2. Как видно на рис. 2.2.3 и 2.2.4, где величины $\delta^{18}O$, определенные в эффузивах различных районов Курило-Камчатской дуги, сопоставлены с концентрациями SiO_2, в пределах дуги могут быть отмечены вулканы, продукты которых существенно не выходят за пределы поля кристаллизационной дифференциации. Это в. Ильинский на самом юге Камчатки, а также большая часть вулканов Курил, исключая вулканы о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы Пегас и Лисянского. Для большей части вулканов, однако, фракционная кристалли-

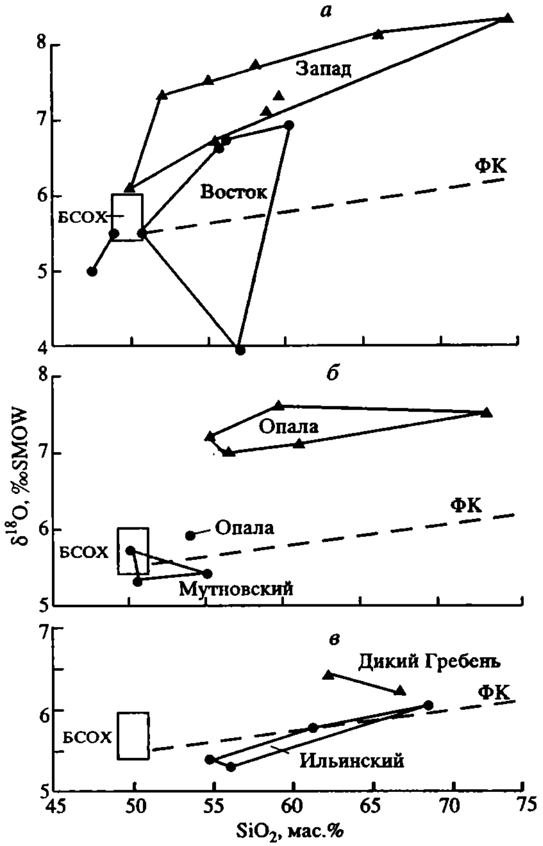


Рис. 2.2.4. Соотношение изотопного состава кислорода и концентраций SiO_2 в низкокалиевых (кружки) и умеренно калиевых (треугольники) лавах трех различных пересечений Восточной и Южной Камчатки

а – Авачинская группа: восток – Козельский и Авачинский вулканы; запад – Корякский, Арик и Ааг вулканы; а.з. – ареальная зона

зация не может объяснить наблюдающийся разброс и следует предполагать наличие значительной коровой контаминации.

Как отмечалось ранее, в зоне перехода океан–континент контаминация может происходить как в мантии в результате субдукции, так и в коровых магматических камерах и подводящих каналах. Источником материала, обогащенного изотопом ^{18}O и радиогенным стронцием, в обоих случаях могут быть океанические осадки, метаморфические породы, измененные океанические базальты, а также флюиды и расплавы, уравновешенные с этими породами. Различие в изотопном составе кислорода и стронция между перечисленными выше породами в районе Камчатки и Курил не столь велико, что делает весьма трудным точную идентификацию контаминанта. Есть, тем не менее, по крайней мере один надежный признак, по которому можно отличить контаминацию мантийного источника магм от контаминации магмы: контаминация источника должна проявляться, прежде всего, в составе исходной базальтовой магмы, тогда как в магматических камерах контаминация сопровождается дифференциацией и должна усиливаться в направлении от основных пород к кислым. Вполне определенно такое увеличение проявляется в Восточной и Южной вулканических зонах (см. рис. 2.2.3 и 2.2.4), исключая расположенный на самом юге в. Ильинский. В среднем величины $\delta^{18}O$ в Восточной и Южной вулканических зонах увеличиваются на 1–1.1‰ при увеличении концентрации SiO_2 на каждые 10%, что в 3–4 раза больше, чем при фракционной кристаллизации в закрытой системе. Опираясь на изотопные данные, невозможно однозначно утверждать, что магмы Восточной и Южной вулканических зон контаминированы сиалическим материалом, хотя такая вероятность представляется весьма высокой. Как было установлено еще Н.Л. Боуэном (Bowen, 1928), добавление к магме твердого материала не должно существенно сказываться на составе дифференциатов, поскольку ассимиляция вызывает интенсивное выпадение тех минералов, которые выравнивают влияние добавленного материала. Ассимиляция может, однако, существенно изменить соотношение изверженных продуктов: добавление мафического материала ведет к сокращению, а добавление сиалического – к увеличению объема кислых дифференциатов (Bowen, 1928; Мак-Берни, 1983).

Достаточно широкое распространение в Восточной и Южной вулканической зонах эффузивов кислого состава и их изотопные характеристики не противоречат предположению о взаимодействии магм с породами сиалического фундамента, сходных с теми, которые выходят на поверхность в южной части Срединного хребта и в Ганальском выступе. Величины $\delta^{18}O$ в развитых здесь гранито-гнейсах, кристаллических сланцах и филлитах в основном располагаются в интервале 8–12, среднее = 10,2±1,6‰, и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (современные) = 0,706–0,710, среднее = 0,7075±0,001 (Vinogradov, 1995). Сопоставляя эти величины с изотопным составом наиболее контаминированных пород Восточной Камчатки – риолитов вулкана Крашенинникова ($\delta^{18}O$ = 9,3‰ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70399), можно прийти к выводу, что в них содержится порядка 50% корового кислорода и до 25% корового стронция. Некоторые исследователи полагают, что ассимиляция столь значительных количеств вмещающих пород не соответствует энергетическим возможностям магмы. Следует, однако, учитывать, что объем риолитов составляет не более 10% от общего объема островодужных магм, а ограничения термодинамического характера не распространяются на изотопные системы, контаминация которых суммируется в ходе дифференциации.

Как отмечалось выше, базальты и андезито-базальты вулканов, расположенных на севере Центрально-Камчатской депрессии, заметно обогащены ^{18}O и радиогенным стронцием по сравнению с аналогичными породами других районов. Можно было бы предположить, что это отличие связано с особенностями субдукции на севере дуги – например, с тем, что здесь в мантию субдуцируется относительно большее количество осадочного материала. Такое предположение, однако, трудно согласовать с заметным уменьшением в породах вулканов Ключевской группы ^{10}Be, концентрации которого не превышают здесь 10^6 атом/г, что соответствует менее чем 1% осадков, попадающих в зону магмогенерации (Цветков и др., 1989). Близкие оценки –1–2% осадков – получены на основании изучения в породах Ключевской группы изотопов свинца (Kersting, Arculus, 1995). Столь незначительная примесь осадочного материала не могла заметно сказаться на изотопном составе кислорода. По мнению Ф. Дорендорфа с соавторами (Dorendorf et al., 1997), основную роль в обогащении магм Ключевского вулкана ^{18}O и ^{87}Sr играют флюиды, высвобождающиеся при дегидратации погруженных в мантию измененных океанических базальтов. Такое объяснение снимает ряд проблем петролого-геохимического характера, однако порождает другие. Прежде всего следует отметить, что авторы (Dorendorf et al., 1997) используют явно завышенные величины $\delta^{18}O$ во флюиде (12–15‰) и, соответственно, преуменьшают его количество, соотнесенное с количеством плавящегося мантийного материала (15–22%). На самом деле величины $\delta^{18}O$ в измененных океанических базальтах в основном располагаются в интервале 9–12‰ при средней величине, близкой к 10‰ (Muehlenbachs, Clayton, 1972a; Muehlenbachs, 1986). Средние значения $\delta^{18}O$ в отделяющемся флюиде вряд ли могут быть выше этой величины, даже если пренебречь вкладом в дегазацию океанической коры метаморфизованных габбро и серпентинитов, характеризующихся существенно более низкими величинами $\delta^{18}O$ < 6‰. Чтобы получить наиболее контаминированные базальты Ключевского вулкана и Шивелуча ($\delta^{18}O$ = 7,5÷7,7‰), мантийный материал необходимо смешать с флюидом в пропорции 1:1, что представляется малореалистичным.

Однако главное не в этом: если принять гипотезу экстраординарной контаминации мантийного источника в зоне Центральной депрессии, необходимо ответить на вопрос, почему тот же механизм не действует в Восточной и Южной зонах Камчатки и в Курильском секторе дуги, по условиям субдукции и характеру субдуцируемого материала существенно не отличающихся от севера Камчатки.

Авторы названной выше статьи (Dorendorf et al., 2000) признают, что соотношение изотопов стронция и кислорода, а также неодима и кислорода, в вулканах Ключевской группы скорее указывает на "коровую", нежели на "мантийную"

Изотопный состав кислорода и водорода и концентрации воды в мел-палеогеновых океанических базальтах полуострова Камчатского мыса

№ обр.	$\delta^{18}O$	δD	H_2O, мас.%	№ обр.	$\delta^{18}O$	δD	H_2O, мас.%
77	10,5	–73	2,49	330-84	8,8	–67	2,04
107/84	14,6	–65	2,89	323/3	11,9	–63	3,69
131-83	14,4	–72	2,11	23/5	8,3	–65	2,58
127/1	8,4	–88	2,80	124-84	11,1	–67	2,93

Примечание. Образцы базальтов представил В.А. Зинкевич. Геологическое строение района и данные петрохимии см. в (Аккреционная..., 1993)

контаминацию, и тем не менее считают возможность "коровой" контаминации в данном случае маловероятной, поскольку, по их мнению, она должна была сопровождаться дифференциацией расплавов и привести к возникновению кислых пород, которые в Ключевской группе практически отсутствуют. Однако это возражение можно снять, если допустить, что магмы контаминированы не сиалическим, а метабазитовым материалом, который имел более высокие, чем в исходной магме, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и величины $\delta^{18}O$, но близкие концентрации кремнезема. Такое предположение не противоречит существующим представлениям о геологическом строении фундамента севера Камчатки (Шапиро и др., 1987) и подтверждается обилием метабазитовых ксенолитов в лавах второго по величине вулкана Центральной депрессии – Шивелуча.

Наиболее крупный блок океанической коры, аккретированной к Камчатке в мел–палеогене (Аккреционная..., 1993), выходит на поверхность в непосредственной близости от вулканов северной группы – на полуострове Камчатского мыса. В табл. 2.2.3 приведены изотопные характеристики океанических базальтов, которые слагают этот блок и могут представлять исходный субстрат базитового фундамента северной части Камчатки. По изотопному составу кислорода они мало отличаются от гранито-гнейсов Срединного хребта (см. рис. 2.2.6).

Необходимо отметить, что практически одновременно с нашей работой (Покровский, Волынец, 1999) и работой Ф. Дорендорфа с соавторами (Dorendorf et al., 2000) была опубликована статья Ф. Пино с соавторами (Pineau et al., 1999), также посвященная геохимии изотопов кислорода и водорода в эффузивах Камчатки. В этой статье возможность контаминации магм в промежуточных очагах практически не принимается во внимание, так как ее авторы полагают, что фундамент Камчатки сложен породами, которые являются в петрографическом и изотопно-геохимическом отношениях плутоническими аналогами эффузивов. Каждому, кто хоть сколько-нибудь знаком с геологией Камчатки, очевидна ошибочность этого постулата.

На большей части Курильских островов эффузивы в целом достаточно слабо отличаются по изотопному составу кислорода от эффузивов внутриокеанических островных дуг (например, Идзу-Марианской (Ito, Stern, 1986; Woodhead et al., 1987) и БСОХ. Не устанавливается на Курилах значительных различий в изотопном составе основных, средних и кислых пород, из чего можно заключить, что дифференциация магм происходила либо в закрытой системе, либо при взаимодействии с породами, мало отличающимися по изотопным характеристикам от магм. Небольшое обогащение эффузивов Курильских островов по отношению к океаническим базальтам радиогенным стронцием удовлетворительно объясняется добавлением в зону магмогенерации 1-2% осадочного материала, что не противоречит данным по другим изотопным системам (Цветков и др., 1989; Taran et al., 1997).

Сейсмологические исследования не дают сегодня ясного ответа на вопрос, чем отличается строение земной коры под Курильскими островами от такового Южной и Восточной Камчатки. Мы вынуждены, тем не менее, констатировать, что влияние земной коры не проявляется в изотопном составе большей части Курил с той же отчетливостью, с какой оно проявляется в восточной и южной частях Камчатки. Исключение составляют вулканы о. Симушир и прилегающие к нему с запада подводные вулканы, в которых величины $\delta^{18}O$ выше, чем на остальной части Курил и близки к таковым в Восточной и Южной зонах Камчатки. Основываясь на изотопных данных, нельзя исключить наличие в районе о. Симушир крупного блока молодой сиалической коры, хотя совершенно неясно, как связать это предположение с геофизическими данными, согласно которым земная кора в районе Центральных Курил отличается наименьшей мощностью.

Средние величины $\delta^{18}O$ в эффузивах Срединного хребта заметно ниже, чем в эффузивах остальной части Камчатки, и, на первый взгляд, свидетельствуют против заметной коровой контаминации. Такой вывод представляется, однако, преждевременным: большой разброс и наличие образцов с пониженными величинами $\delta^{18}O$ говорит о достаточно активном взаимодействии магм с вмещающими породами. Ниже мы рассмотрим происхождение пород с аномально легким изотопным составом кислорода более детально, а здесь отметим лишь, что влияние изотопно-легкого контаминанта может отчасти затушевывать контаминацию лав Срединного хребта изотопно-тяжелым сиалическим материалом. Следует также принимать во внимание, что мы располагаем сравнительно небольшим количеством анализов по вулканам Срединного хребта.

На рис. 2.2.4 показано соотношение изотопного состава кислорода в породах с различными содержаниями калия, отобранных из одного и того же вулкана или близрасположенных вулканов. Видно, что средние и кислые умеренно калиевые породы западных, тыловых вулканов Восточной и Южной Камчатки имеют, как правило, на 0,5–1,0‰ более высокие величины $\delta^{18}O$, чем близкие по содержанию SiO_2 низкокалиевые породы расположенных во фронтальной зоне восточных вулканов. Такая закономерность обнаруживается в вулканах Авачинской группы (см. рис. 2.2.4) в ряду Мутновский–Горелый–Опала, причем на Опале высококалиевые андезиты и андезито-базальты посткальдерного этапа ($\delta^{18}O = 7{,}0 \div 7{,}6$) контаминированы сильнее, чем умеренно калиевый андезито-базальт докальдерного этапа ($\delta^{18}O = 5{,}9$, обр. № 86224), а также для двух соседних вулканов, расположенных на самом юге Камчатки: Ильинский–Дикий Гребень (см. рис. 2.2.4). Ранее сходная закономерность отмечалась для вулканических пород Японии (Matsuhisa et al., 1973). Для Курил она, однако, не характерна.

Хотя ассимиляция пород сиалического фундамента, несомненно, может вести к обогащению магм калием, мы не считаем этот процесс в данном случае определяющим, поскольку на Курилах связь щелочности с контаминацией не устанавливается. Полученные результаты показывают, тем не менее, что обогащение магм калием нередко сопровождается контаминацией коровым материалом и, следовательно, как-то связано с процессами в подводящих системах. Обсуждение возможной природы этих процессов выходит за рамки данной работы.

Sr-O изотопная систематика эффузивов Курило-Камчатской дуги (рис. 2.2.5, 2.2.6) вполне подтверждает существенно коровую природу контаминации лав Камчатки, которые лежат либо на прямой линии, связывающей средние величины, полученные для Курил, с характеристиками сиалического фундамента Камчатки, либо на гиперболе, выгнутой "вверх". Отметим, что лавы вулканов о. Симушир и подводных вулканов, прилегающих к Симуширу с северо-запада, лежат на тренде, сходном с Камчатским, тогда как вулканы, расположенные в акватории пролива Буссоль к югу от Симушира, по изотопным характеристикам очень слабо отличаются от БСОХ.

Эффузивы Срединного хребта по изотопным характеристикам практически не-

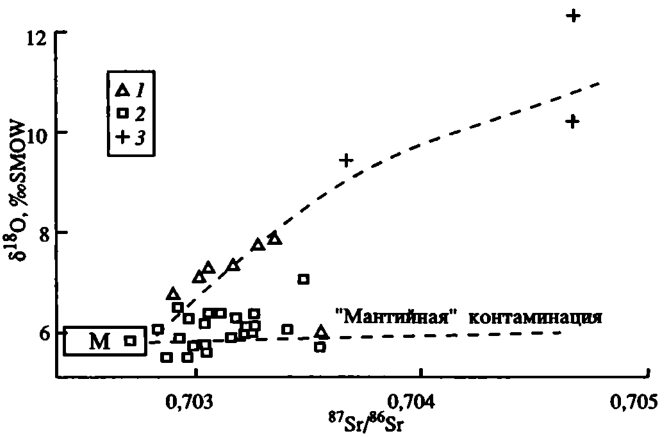


Рис. 2.2.5. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в вулканических породах (*1*, *2*) и силикатных включениях-ксенолитах (*3*) Курильских островов

1 – о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы; *2* – остальные Курилы; М – поле БСОХ

отличимы от эффузивов Восточной зоны. Значительно более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0,70619) отмечены в щелочных лавах вулкана Белоголовский (см. рис. 2.2.6), но только в разностях с очень низкими концентрациями стронция (< 50 г/т). Отчетливая корреляция изотопных отношений и концентраций стронция (см. табл. 2.2.1), а также значительное различие в изотопном составе стронция между полевым шпатом и основной массой породы (обр. № 6296) свидетельствуют о том, что контаминация и здесь связана с коровыми, а не мантийными процессами. Относительный объем контаминанта в данном случае мог быть очень небольшим, в связи с чем контаминация практически не проявилась в изотопном составе кислорода.

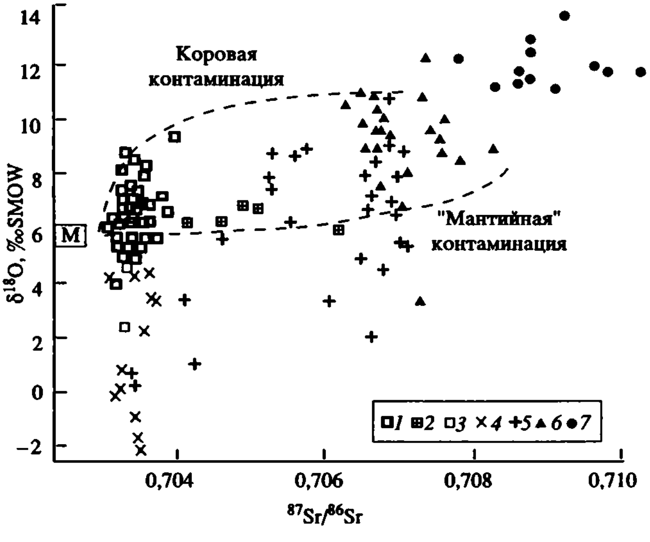


Рис. 2.2.6. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в вулканических породах (*1*–*4*) и породах фундамента (*5*–*7*) Камчатки

1 – лавы; *2* – низкостронциевые лавы вулкана Белоголовский; *3* – игнимбриты; *4* – гидротермально измененные вулканические породы; *5* – граниты (включая гидротермально измененные); *6* – гнейсы; *7* – филлиты

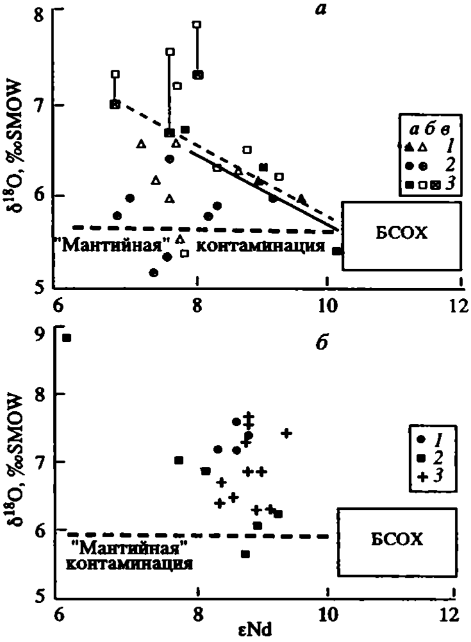


Рис. 2.2.7. *а* – соотношение изотопного состава кислорода и неодима в эффузивах Большой Курильской гряды (по данным Журавлева и др., 1986; Покровского и Журавлева, 1991)

1 – Северные Курилы; *2* – Южные курилы; *3* – Центральные Курилы; *а* – фронтальная зона; *б* – тыловая зона; *в* – величины $\delta^{18}O$ с поправкой на постмагматические изменения (приведены к концентрациям H_2O = 0,7% при градиенте увеличения 2‰ $\delta^{18}O$/1% H_2O). Сплошная линия – корреляция $\delta^{18}O$ и εNd для эффузивов фронтальной зоны; пунктирная линия – корреляция $\delta^{18}O$ и εNd для Центральных Курил в целом

б – то же в эффузивах Центрально-Камчатской депрессии

1 – вулкан Шивелуч; *2* – вулканы Харчинский, Заречный (Покровский, Волынец, 1999; Волынец и др., 2000); *3* – Ключевская группа (Dorendorf et al., 2000)

На рис. 2.2.7 показано соотношение изотопного состава кислорода и неодима в эффузивах Большой Курильской гряды и вулканов Северной группы Камчатки (Шивелуча, Харчинского, Заречного). Для вулканов фронтальной зоны Курил устанавливается близкая к прямолинейной обратная корреляция $\delta^{18}O$ и εNd, существенно отличная от той, которую можно ожидать при контаминации мантийного источника. Сходная зависимость проявляется для эффузивов тыловой зоны Центральных Курил и вулканов Северной группы Камчатки. Вулканы, расположенные в тыловой зоне Южных и Северных Курил, также не лежат на тренде "мантийной" контаминации, хотя и не обнаруживают какой-либо отчетливой зависимости между изотопным составом кислорода и неодима.

Специального обсуждения заслуживают породы, контаминированные материалом с низкими величинами $\delta^{18}O$. Как отмечалось выше, достаточно широко распространены на Земле породы, обедненные ^{18}O на постмагматической стадии. Обедненные ^{18}O расплавы встречаются значительно реже, хотя количество примеров такого рода продолжает увеличиваться. Для объяснения этого феномена выдвигались две гипотезы. Согласно первой, более распространенной, такие магмы образуются в результате ассимиляции гидротермально-измененных пород (Taylor, 1977, 1986; Muehlenbachs et al., 1974; Bacon et al., 1989; Grunder, 1987); согласно второй – в результате непосредственного взаимодействия с магмой термальных вод поверхностного происхождения (Lipman Friedman, 1975; Hildreth et al., 1984; Harris Erlank, 1992). Аргументы тех, кто считает прямое проникновение воды из вмещающих пород в магму маловероятным, сводятся к следующему: магматическое тело окружено оболочкой горячих и, следовательно, пластичных и непроницаемых для воды пород; вода в породе находится под гидростатическим, а магма в камере – под более высоким литостатическим давлением; магма имеет очень высокую вязкость и низкую проницаемость, исключающую интенсивную диффузию воды.

Эти аргументы для некоторых ситуаций (например, для крупных гранитных батолитов, кристаллизующихся на глубине 5–10 км) могут быть вполне справедливы. В целом же они недостаточно убедительны. Пластичная оболочка

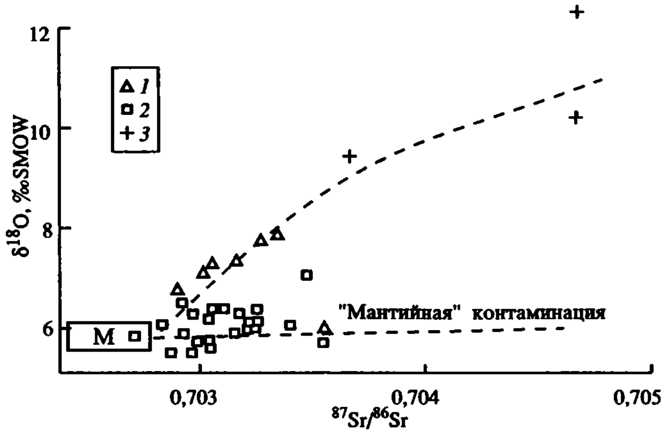


Рис. 2.2.5. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в вулканических породах (*1*, *2*) и силикатных включениях-ксенолитах (*3*) Курильских островов

1 – о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы; *2* – остальные Курилы; М – поле БСОХ

отличимы от эффузивов Восточной зоны. Значительно более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0,70619) отмечены в щелочных лавах вулкана Белоголовский (см. рис. 2.2.6), но только в разностях с очень низкими концентрациями стронция (< 50 г/т). Отчетливая корреляция изотопных отношений и концентраций стронция (см. табл. 2.2.1), а также значительное различие в изотопном составе стронция между полевым шпатом и основной массой породы (обр. № 6296) свидетельствуют о том, что контаминация и здесь связана с коровыми, а не мантийными процессами. Относительный объем контаминанта в данном случае мог быть очень небольшим, в связи с чем контаминация практически не проявилась в изотопном составе кислорода.

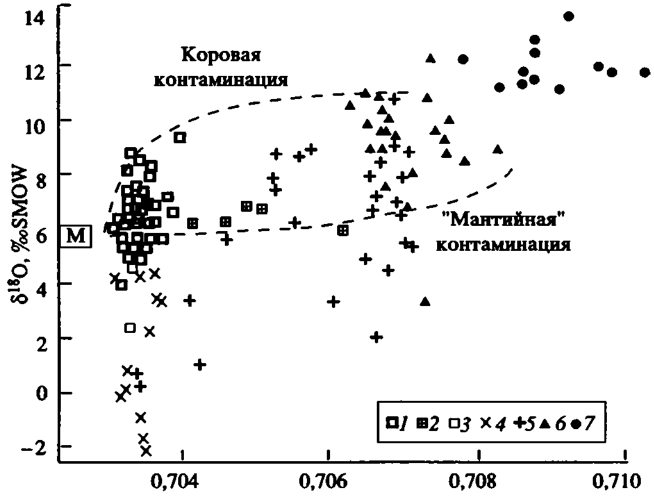


Рис. 2.2.6. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в вулканических породах (*1*–*4*) и породах фундамента (*5*–*7*) Камчатки

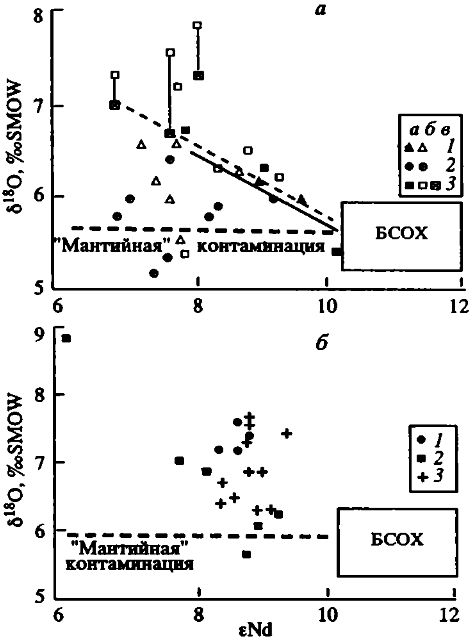
1 – лавы; *2* – низкостронциевые лавы вулкана Белоголовский; *3* – игнимбриты; *4* – гидротермально измененные вулканические породы; *5* – граниты (включая гидротермально измененные); *6* – гнейсы; *7* – филлиты

Рис. 2.2.7. *а* – соотношение изотопного состава кислорода и неодима в эффузивах Большой Курильской гряды (по данным Журавлева и др., 1986; Покровского и Журавлева, 1991)

1 – Северные Курилы; *2* – Южные курилы; *3* – Центральные Курилы; *а* – фронтальная зона; *б* – тыловая зона; *в* – величины $\delta^{18}O$ с поправкой на постмагматические изменения (приведены к концентрациям H_2O = 0,7% при градиенте увеличения 2‰ $\delta^{18}O$/1% H_2O). Сплошная линия – корреляция $\delta^{18}O$ и εNd для эффузивов фронтальной зоны; пунктирная линия – корреляция $\delta^{18}O$ и εNd для Центральных Курил в целом

б – то же в эффузивах Центрально-Камчатской депрессии

1 – вулкан Шивелуч; *2* – вулканы Харчинский, Заречный (Покровский, Волынец, 1999; Волынец и др., 2000); *3* – Ключевская группа (Dorendorf et al., 2000)



На рис. 2.2.7 показано соотношение изотопного состава кислорода и неодима эффузивах Большой Курильской гряды и вулканов Северной группы Камчатк (Шивелуча, Харчинского, Заречного). Для вулканов фронтальной зоны Курил устанавливается близкая к прямолинейной обратная корреляция $\delta^{18}O$ и εNd, существенно отличная от той, которую можно ожидать при контаминации мантийног источника. Сходная зависимость проявляется для эффузивов тыловой зоны Центральных Курил и вулканов Северной группы Камчатки. Вулканы, расположенные тыловой зоне Южных и Северных Курил, также не лежат на тренде "мантийной контаминации, хотя и не обнаруживают какой-либо отчетливой зависимости межд изотопным составом кислорода и неодима.

Специального обсуждения заслуживают породы, контаминированные материалом с низкими величинами $\delta^{18}O$. Как отмечалось выше, достаточно широк распространены на Земле породы, обедненные ^{18}O на постмагматической стади Обедненные ^{18}O расплавы встречаются значительно реже, хотя количеств примеров такого рода продолжает увеличиваться. Для объяснения этого феномен выдвигались две гипотезы. Согласно первой, более распространенной, такие магм образуются в результате ассимиляции гидротермально-измененных пород (Taylo 1977, 1986; Muehlenbachs et al., 1974; Bacon et al., 1989; Grunder, 1987); согласно второй – в результате непосредственного взаимодействия с магмой термальны вод поверхностного происхождения (Lipman Friedman, 1975; Hildreth et al., 1984 Harris Erlank, 1992). Аргументы тех, кто считает прямое проникновение воды и вмещающих пород в магму маловероятным, сводятся к следующему: магматическое тело окружено оболочкой горячих и, следовательно, пластичных непроницаемых для воды пород; вода в породе находится под гидростатическим, магма в камере – под более высоким литостатическим давлением; магма имее очень высокую вязкость и низкую проницаемость, исключающую интенсивну диффузию воды.

Эти аргументы для некоторых ситуаций (например, для крупных гранитны батолитов, кристаллизующихся на глубине 5–10 км) могут быть вполн справедливы. В целом же они недостаточно убедительны. Пластичная оболочк

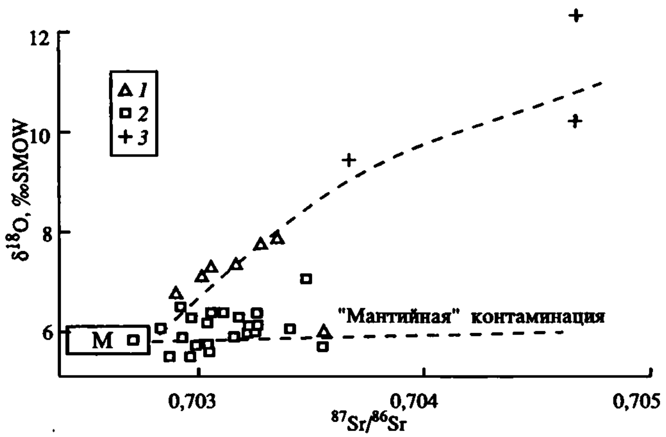


Рис. 2.2.5. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в вулканических породах (*1*, *2*) и силикатных включениях-ксенолитах (*3*) Курильских островов

1 – о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы; *2* – остальные Курилы; М – поле БСОХ

отличимы от эффузивов Восточной зоны. Значительно более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0,70619) отмечены в щелочных лавах вулкана Белоголовский (см. рис. 2.2.6), но только в разностях с очень низкими концентрациями стронция (< 50 г/т). Отчетливая корреляция изотопных отношений и концентраций стронция (см. табл. 2.2.1), а также значительное различие в изотопном составе стронция между полевым шпатом и основной массой породы (обр. № 6296) свидетельствуют о том, что контаминация и здесь связана с коровыми, а не мантийными процессами. Относительный объем контаминанта в данном случае мог быть очень небольшим, в связи с чем контаминация практически не проявилась в изотопном составе кислорода.

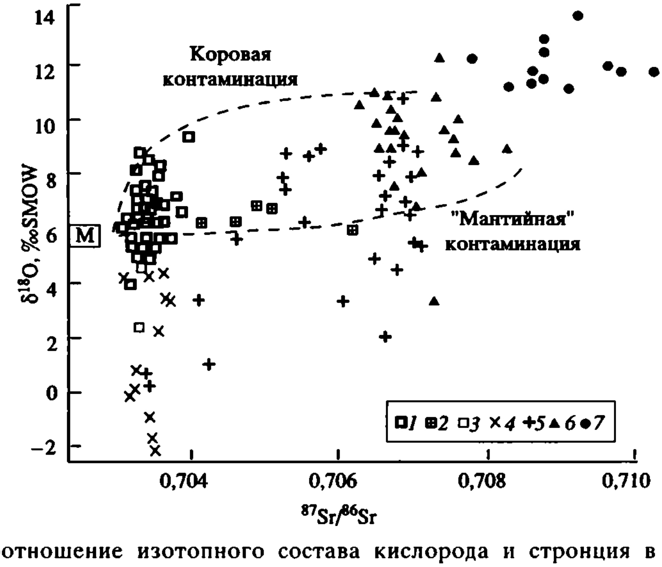


Рис. 2.2.6. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в вулканических породах (*1–4*) и породах фундамента (*5–7*) Камчатки

1 – лавы; *2* – низкостронциевые лавы вулкана Белоголовский; *3* – игнимбриты; *4* – гидротермально измененные вулканические породы; *5* – граниты (включая гидротермально измененные); *6* – гнейсы; *7* – филлиты

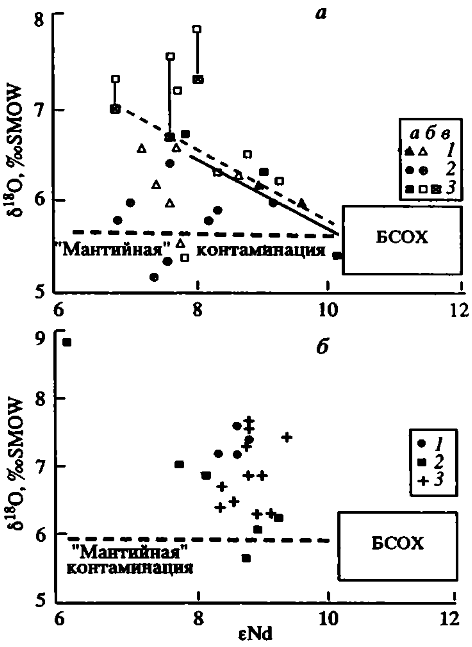


Рис. 2.2.7. *а* – соотношение изотопного состава кислорода и неодима в эффузивах Большой Курильской гряды (по данным Журавлева и др., 1986; Покровского и Журавлева, 1991)

1 – Северные Курилы; *2* – Южные курилы; *3* – Центральные Курилы; *а* – фронтальная зона; *б* – тыловая зона; *в* – величины $\delta^{18}O$ с поправкой на постмагматические изменения (приведены к концентрациям H_2O = 0,7% при градиенте увеличения 2‰ $\delta^{18}O$/1% H_2O). Сплошная линия – корреляция $\delta^{18}O$ и εNd для эффузивов фронтальной зоны; пунктирная линия – корреляция $\delta^{18}O$ и εNd для Центральных Курил в целом

б – то же в эффузивах Центрально-Камчатской депрессии

1 – вулкан Шивелуч; *2* – вулканы Харчинский, Заречный (Покровский, Волынец, 1999; Волынец и др., 2000); *3* – Ключевская группа (Dorendorf et al., 2000)

На рис. 2.2.7 показано соотношение изотопного состава кислорода и неодима в эффузивах Большой Курильской гряды и вулканов Северной группы Камчатки (Шивелуча, Харчинского, Заречного). Для вулканов фронтальной зоны Курил устанавливается близкая к прямолинейной обратная корреляция $\delta^{18}O$ и εNd, существенно отличная от той, которую можно ожидать при контаминации мантийного источника. Сходная зависимость проявляется для эффузивов тыловой зоны Центральных Курил и вулканов Северной группы Камчатки. Вулканы, расположенные в тыловой зоне Южных и Северных Курил, также не лежат на тренде "мантийной" контаминации, хотя и не обнаруживают какой-либо отчетливой зависимости между изотопным составом кислорода и неодима.

Специального обсуждения заслуживают породы, контаминированные материалом с низкими величинами $\delta^{18}O$. Как отмечалось выше, достаточно широко распространены на Земле породы, обедненные ^{18}O на постмагматической стадии. Обедненные ^{18}O расплавы встречаются значительно реже, хотя количество примеров такого рода продолжает увеличиваться. Для объяснения этого феномена выдвигались две гипотезы. Согласно первой, более распространенной, такие магмы образуются в результате ассимиляции гидротермально-измененных пород (Taylor, 1977, 1986; Muehlenbachs et al., 1974; Bacon et al., 1989; Grunder, 1987); согласно второй – в результате непосредственного взаимодействия с магмой термальных вод поверхностного происхождения (Lipman Friedman, 1975; Hildreth et al., 1984; Harris Erlank, 1992). Аргументы тех, кто считает прямое проникновение воды из вмещающих пород в магму маловероятным, сводятся к следующему: магматическое тело окружено оболочкой горячих и, следовательно, пластичных и непроницаемых для воды пород; вода в породе находится под гидростатическим, а магма в камере – под более высоким литостатическим давлением; магма имеет очень высокую вязкость и низкую проницаемость, исключающую интенсивную диффузию воды.

Эти аргументы для некоторых ситуаций (например, для крупных гранитных батолитов, кристаллизующихся на глубине 5–10 км) могут быть вполне справедливы. В целом же они недостаточно убедительны. Пластичная оболочка

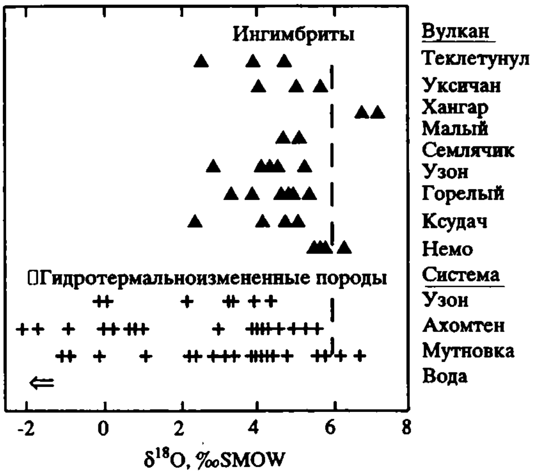


Рис. 2.2.8. Сопоставление изотопного состава кислорода в игнимбритах, гидротермально измененных породах и термальных водах Камчатки и Курил (Покровский, Волынец, 1999; Таран и др., 1987; Виноградов и др., 1993; Ерощев-Шак и др., 1998; Есиков, 1989)

близповерхностных магматических тел в сейсмически активной зоне и крайне динамичной вулканической системе вряд ли может быть абсолютно непроницаемой. Давление воды в породе при определенных условиях может превысить литостатическое. Это может происходить под влиянием различных факторов – быстром прогреве пород, закупорке гидротермальных каналов в результате интенсивного минералообразования, изоляции насыщенных водой блоков фундамента многоярусными силлами и секущими дайками, подобным тем, которые описаны в подводящей системе ареальных игнимбритовых извержений на Валагинском хребте (Шанцер, Краевая, 1980). Дж. Кеннеди (1957) приводит следующие несложные расчеты: если породы были первоначально нагреты до 200°С и содержали интерстиционную воду с парциальным давлением 100 атм, а затем были быстро нагреты магмой до 400°С, то парциальное давление воды (при условии, что она не может свободно удаляться) возрастет от 100 до 3400 атм и превысит литостатическое. Вода в этом случае может диффундировать в магму, инициируя, если это происходит на небольших глубинах, эксплозивные извержения.

Проникновение и миграция воды в магме может осуществляться не только путем диффузии, но путем феато-магматических прорывов, описанных в классических трудах по вулканологии (Ритман, 1964; Лучицкий, 1971; Макдональд, 1975). И.М. Симанович с соавторами (1988) отмечали признаки растворения воды при ее испарении сквозь лавы, излившиеся на увлажненную поверхность. В близповерхностных магматических камерах такого рода процессы могут, несомненно, протекать значительно интенсивней.

На Камчатке аномально низкие величины $\delta^{18}O$ характерны для вполне определенного типа пород – игнимбритов и спекшихся туфов, образованных в результате крупнейших эксплозивных извержений в районах кальдер Узон, Малый Семячик, Ксудач, Горелый, Уксичан, Теклетунуп (рис. 2.2.8). Важнейшей особенностью игнимбритовых магм является их высокая флюидизированность – перенасыщенность H_2O (Шеймович, 1979; Шанцер, Краевая, 1980; Гриб, Леонов, 1993). Учитывая это обстоятельство, мы полагаем, что в образовании игнимбритов Камчатки прямое проникновение воды в магму играло более важную роль, чем ассимиляция гидротермально измененных пород. Этот вывод следует также из соображений масс-баланса. Величины $\delta^{18}O$ в атмосферных и термальных водах Камчатки в основном колеблются в пределах –10+ –15‰ (Есиков, 1989). Принимая для исходных магм величину $\delta^{18}O$ = 6,0‰, нетрудно рассчитать количество воды, необходимое для формирования изотопно-легких игнимбритов. В среднем они не превышают 10%, а для наиболее легких образцов – 25–30% по отношению к магме. Величины $\delta^{18}O$ в гидротермально измененных породах Камчатки (на рис. 2.2.8 они сопоставлены с игнимбритами) значительно выше, чем в термальных водах: в относительно высокотемпературной (250°С) и активной Мутновской парогидротермальной системе (Таран и др., 1987) они колеблются от –1,0 до 6,2‰

($\delta^{18}O_{ср}$ = 3,25 ± 2,15‰); в кальдере Узон (Ерощев-Шак и др., 1998) – от -0,1 до 4,4‰ ($\delta^{18}O_{ср}$ = 2,2 ± 1,9‰); в районе Ахомтенского массива (Виноградов и др., 1993) – от –2,1 до 5,6‰ ($\delta^{18}O_{ср}$ = 2,65 ± 2,5‰). Можно заключить, таким образом, что для образования игнимбритов было бы необходимо, скорее, переплавление, а не ассимиляция магмой гидротермально измененных пород. Объяснить в этом случае эксплозивный характер извержений было бы крайне трудно. Нельзя не отметить также, что среди игнимбритов преобладают кислые разности, тогда как гидротермально измененные породы на Камчатке могут иметь самый разный состав, Никакой корреляции величин $\delta^{18}O$ и концентраций SiO_2 в игнимбритах не наблюдается (см. рис. 2.2.3). В целом мы склонны полагать, что контаминация изотопно-легким материалом, которая, по-видимому, сопровождается флюидизацией, изменяет в основном физический, а не химический состав игнимбритовых магм, хотя нельзя исключить и некоторого обогащения их теми компонентами вмещающих пород, которые могут быть растворены и перенесены плотным горячим водным флюидом.

Наряду с игнимбритами аномально легкий состав имеют некоторые образцы лав, включая базальты и андезиты. Большая часть таких образцов обнаружена в ассоциации с изотопно-легкими ингимбритами: в районе вулкана Уксичан, кальдер Узон и вулкан Горелый. В некоторых случаях (например для вулкана Уксичан и сопредельной ареальной зоны) нельзя исключить контаминацию магм более ранними изотопно-легкими игнимбритами. Аномальнолегкий базальт вулкана Узон имеет, однако, более древний, чем игнимбриты, возраст и, следовательно, контаминирован игнимбритами быть не может. В этом случае такая ассоциация свидетельствует, скорее, об общей особенности территории, по-видимому, длительное время находящейся в зоне высокой гидротермальной активности.

Мы рассмотрели две контрастные в отношении изотопного состава кислорода группы пород, в которых отчетливо проявлена либо контаминация изотопно-легким, либо изотопно-тяжелым материалом. Очевидно, однако, что оба эти процесса могут проявляться одновременно, отчасти нейтрализуя друг друга. Примером такой нейтрализации, возможно, являются породы Срединного хребта, где соотношения величин $\delta^{18}O$ с концентрациями SiO_2 и K_2O носит довольно сложный характер: от основных пород к средним величины $\delta^{18}O$ увеличиваются одновременно с увеличением SiO_2 и K_2O, но в кислых разностях значения $\delta^{18}O$ несколько уменьшаются, смыкаясь с аномально легкими игнимбритами. Сходные процессы, возможно, имели место при формировании комплекса пород, слагающих кальдеру и вулкан Горелый, где установлены как обогащенные, так и обедненные ^{18}O кислые лавы.

Данные, которыми мы располагаем в настоящее время, позволяют наметить лишь самые общие закономерности формирования изотопного состава кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги. В дальнейшем они могут быть существенно детализированы и трансформированы. Вывод, который вряд ли будет пересмотрен, – различие между вулканическими процессами на Курилах, где магмы, контаминированные в мантии субдуцированным материалом, в дальнейшем не испытывают значительной контаминации в подводящих каналах и магматических камерах, и на Камчатке, где коровая контаминация играет, по-видимому, не менее важную роль в петрогенезисе, чем субдукционные процессы. Этот вывод в целом вполне согласуется с существующим представлением о наличии развитой коры на Камчатке (сиалической на юге и метабазитовой на севере) и вероятном сокращении ее мощности под большей частью Курил.

Не типичным для Курил изотопным составом кислорода отличаются вулканы о. Симушир и прилегающие к нему с северо-запада подводные вулканы. Нельзя исключить, что в этом районе существует крупный блок молодой сиалической или метабазитовой коры, хотя в настоящее время этому нет геофизических подтверждений.

Не вполне ясна природа контаминации вулканических пород в Центрально-Камчатской депрессии, где значительное обогащение радиогенным стронцием и "коровым" изотопом ^{18}O проявлено в породах основного состава. Возможно, это связано с особенностями строения фундамента, сложенного на севере Камчатки преимущественно метабазитами. Следует подчеркнуть, что все сказанное здесь о контаминации касается только изотопных систем. Формирование петрохимического облика вулканических пород определяется неизмеримо более сложными процессами. Несомненно, что взаимодействие магм с вмещающими породами не может быть сведено к простой ассимиляции уже потому, что в этом процессе неизбежно должны участвовать коровые флюиды.

Наиболее ярко роль флюидов поверхностного происхождения проявлена в изотопном составе кислорода игнимбритов, которые резко обеднены ^{18}O по сравнению с лавами. Мы полагаем, что формирование игнимбритов сопровождалось проникновением вод из окружающих и подстилающих магматические камеры пород непосредственно в магму. С этим явлением связаны, возможно, не только аномальные изотопные характеристики, но и необычные физические свойства перенасыщенных водой игнимбритовых магм.

Водород. Высокотемпературные гидроксилсодержащие минералы – амфиболы и слюды – типичные, хотя и ограниченно распространенные минералы четвертичных лав Курило-Камчатской островодужной системы. Как правило, породы, содержащие эти минералы среди вкрапленников или в основной массе, приурочены к тыловым зонам вулканических поясов, тогда как во фронтальных зонах преобладают лавы с ассоциациями безводных темноцветных минералов. Амфиболсодержащие лавы встречаются также и во фронтальных зонах, где они обычно отмечаются в поперечных структурах, фиксирующих крупные субширотные тектонические швы (Волынец и др., 1987, 1989). Сходная минеральная зональность характерна и для четвертичных лав северо-восточной Японии (Sakuyama, 1979).

Наиболее часто амфиболы и слюды встречаются в породах среднего и кислого составов, однако в ряде случаев они отмечены и в базальтах. При этом, если наличие или отсутствие амфиболов в лавах никак не связано со щелочностью пород, то для слюд такая зависимость обнаруживается. Слюды не установлены в различных по кремнекислотности породах низкокалиевой серии, а также в базальтах умеренно- и высококалиевой серии нормального по щелочности ряда. Слюды, изотопный состав которых представлен в табл. 2.2.4, отвечают по составу умеренно глиноземистым (Al_2O_3 = 12–14%) биотитам с железистостью 30–40 ат.% (лишь в слюдах из сиенитов железистость повышается до 45–47 ат.%). Амфиболы относятся к группе кальциевых, и по глиноземистости среди них выделяется разновидность паргасит-гастингситового ряда (преимущественно из средних и основных пород), ряда обыкновенной роговой обманки (преимущественно из кислых пород) и тремолит-ферроактинолитовой роговой обманки (из некоторых кислых лав Курил). Амфиболы из трахиандезитов базальт-комендитовой серии отличаются повышенным содержанием TiO_2 и относятся к керсутитам. Железистость амфиболов колеблется в пределах 30–40 ат.% (Волынец и др., 1975, 1987, 1989). Судя по результатам оптических исследований, в частности по величинам двупреломления и показателя преломления, степень окисленности амфиболов и слюд может заметно меняться даже в пределах одного потока или экструзивного тела (Волынец и др., 1975). Среди анализировавшихся амфиболов сильно окисленные разности отсутствуют.

В табл. 2.2.4 приведены результаты определения изотопного состава водорода, а также концентрации хлора, фтора и некоторые петрохимические характеристики амфиболов из 21 вулкана Курило-Камчатской дуги – от о. Итуруп на юге до вулкана Теклетунуп вблизи Камчатского перешейка на севере. Общий разброс значений δD составляет в изученных амфиболах от –115 до –25‰, а в слюдах – от –108 до –40‰. Вариации изотопного состава водорода значительны даже для пород

Изотопный состав водорода (‰ SMOW), содержания воды, хлора и фтора (мас.%) в амфиболах и слюдах из плейстоценовых вулканических пород Курило-Камчатской дуги

№ обр.	Вулкан	Порода	Минерал	δD	H_2O	Cl	F
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Срединный хребет Камчатки							
TT-995	Теклетунуп	а	hb	–115	1,33	0,04	0,03
TT-1003		д (пк)	hb	–111	1,6	0,06	0,03
TT-1003A		д	hb	–112	1,73	0,05	0,02
AA-1052/2		д	hb	–85	1,69	0,05	0,03
7047	Напана	с (дк)	bi	–106	1,66	0,02	0,53
ES-786	Уксичан	д	bi	–93	2,0	0,07	0,67
AA-1023	Аманина	с (дк)	bi	–80	1,8	0,03	1,7
6962	Большая Кетепана	аб	hb	–79	1,15	0,02	0,03
KT-618/10		аб (дк)	hb	–66	1,06	–	–
KT-619		аб (дк)	bi	–86	2,63	0,05	0,04
6833/4	Большой	та	hb	–73	1,16	–	–
5485	Хангар	р	bi	–72	2,16	0,09	0,97
5440		д	bi	–108	1,75	0,08	0,67
Центрально-Камчатская депрессия							
SHV-8	Шивелуч	а (пк)	hb	–46	1,36	–	–
5706		а (пк)	hb	–58	1,53	–	–
SHV-88/2		а	hb	–79	1,79	–	–
5711/3		а (дк)	hb	–94	1,40	–	–
V-610		б (дк)	hb	–49	1,89	–	–
1314		а (пк)	hb	–58	1,80	–	–
1315		а (пк)	hb	–55	1,60	–	–
1316		а (пк)	hb	–56	1,30	–	–
V-614		ат (кс)	hb	–47	1,86	–	–
V-611		ат(кс)	hb	–50	1,61	–	–
B-8204	Безымянный	а (пк)	hb	–47	1,05	–	–
M-1031		а (пк)	hb	–50	1,30	–	–
Восточно-Камчатская зона							
5504	Купол	д	hb	–58	1,13	0,02	0,0
5504		д	bi	–58	3,0	0,14	0,.29
6870	Авача	аб (пк)	hb	–65	2,18	–	–
29232		а (дк)	hb	–81	1,8	–	–
31801		аб (дк)	hb	–73	1,49	–	–
31800		а (пк)	hb	–51	1,81	–	–
AMK-1945		а (пк)	hb	–36	1,85	–	–
VL-667/3	Медвежья	рд (пк)	hb	–45	1,79	0,12	0,06
VL-675/1	Бархатная	р (пк)	bi	–75	2,46	0,1	0,05
VL-676/1		р (пк)	bi	–75	3,0	0,09	0,16
VL-676/1a		р (пк)	bi	–85	2,0	0,09	0,34
Южно-Камчатская зона							
86-204/2	Опала	р (пк)	bi	–47	3,06	0,1	0,08
TDG-91/1	Дикий Гребень	д (пк)	hb	–37	1,92	0,12	–
TDG-91/1		д (пк)	bi	–52	3,4	0,26	–
TDG-91/2		д (пк)	hb	–42	1,76	0,16	–

Таблица 2.2.4 (окончание)

№ обр.	Вулкан	Порода	Минерал	δD	H_2O	Cl	F
I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
		Северные Курилы					
V25-46/1	Драгировка	а (?)	hb	–26	1,41	0,07	0,0
V25-46/1		а (?)	bi	–44	3,14	0,18	0,06
V17-51/1		аб (?)	hb	–44	2,0	0,02	0,0
V17-51/1		аб (?)	bi	–45	3,18	0,245	0,08
V17-51/3		аб (?)	hb	–26	1,41	0,07	0,0
		Центральные Курилы					
V24-2/1	Драгировка	а (?)	hb	–25	1,49	0,40	0,0
V24-2/1		а (?)	bi	–42	2,67	0,09	0,04
V24-35/1		а (?)	hb	–57	1,75	0,03	0,0
V24-35/9		а (?)	hb	–48	1,52	0,05	0,0
V17-13/1		рд (?)	hb	–53	1,77	0,11	0,02
V17-13/1		рд (?)	bi	–61	3,0	0,15	0,06
		Южные Курилы					
V17-26/2	Драгировка	аб (?)	hb	–62	1,21	0,05	0,0
V17-26/4		аб (?)	hb	–61	1,55	0,04	0,02
V17-26/5		аб (?)	hb	–73	1,6	0,06	0,03
V17-615	Львиная Пасть	д (пк)	hb	–46	1,79	0,08	0,14
V17-31/1	Драгировка	д (?)	hb	–40	2,2	0,08	0,01
V17-31/1		д (?)	bi	–56	2,13	0,13	0,04
V15-88/1		рд (?)	bi	–40	2,19	0,14	0,16

Примечание. В столбце III: б – базальт; аб – андезито-базальт; а – андезит; д – дацит; рд – риодацит; р – риолит; в скобках: пк – пирокластика; дк – дайка; кс – ксенолит; с – сиенит; ? – не определено; без пометок в скобках – лавы; в стобце IV: hb – роговая обманка; bi – биотит

одного вулкана (например, Шивелуч и Авача). Вместе с тем, фракционирование изотопов водорода между сосуществующими амфиболом и биотитом колеблется в очень узких пределах (и, в целом, отвечает изотопному равновесию).

В изотопном составе как амфиболов, так и слюд наблюдаются четкие региональные различия (рис. 2.2.9): устойчиво высокие величины δD: от –26 до –62 в амфиболах и от –46 до –61‰ в биотитах установлены в эффузивах Курильских островов; наиболее низкие – в эффузивах Срединного хребта: от –66 до –115 в амфиболах и от –72 до –108‰ в биотитах. Эффузивы Восточной и Южной Камчатки (δD от –37 до –94 в амфиболах и от –47 до –85‰ в биотитах) занимают промежуточную область.

Содержание воды в амфиболах и слюдах из эффузивов для большинства образцов ниже стехиометрических (около 2 в амфиболе и около 3,5% в биотите). Для слюд обнаруживаются достаточно отчетливо выраженные тренды: на Камчатке – обеднение, а на Курилах – слабое обогащение дейтерием с уменьшением содержания воды (рис. 2.2.10). Тренды пересекаются в области значений δD = –55 ± 5‰ и содержаний $H_2O \sim 3\%$. Для амфиболов аналогичной зависимости не устанавливается, хотя можно отметить, что максимально обедненные дейтерием амфиболы Срединного хребта имеют наиболее низкие содержания воды.

В биотитах и амфиболах Камчатки с ростом отношения D/H отчетливо проявляется также увеличение содержания хлора и уменьшение содержания фтора

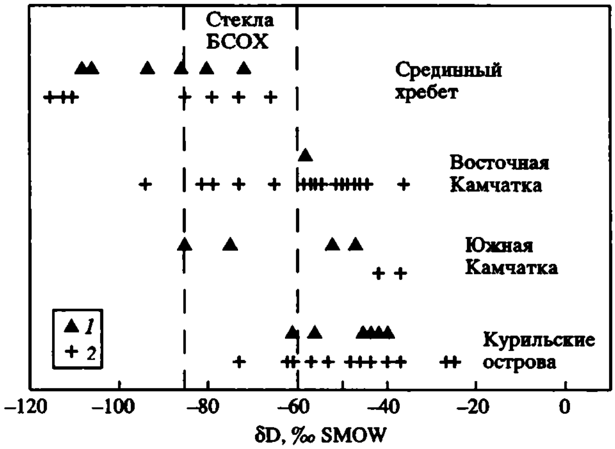


Рис. 2.2.9. Изотопный состав водорода в амфиболах и слюдах из плейстоценовых вулканических пород различных зон Курило-Камчатской дуги (Восточная вулканическая зона объединена с зоной Центрально-Камчатской депрессии)

1 – биотит; *2* – амфибол

(см. рис. 2.2.10). На Курилах содержания хлора в целом выше, а фтора ниже, чем на Камчатке, и корреляции между величинами δD и содержаниями хлора и фтора не наблюдается.

В относительно небольшом количестве образцов амфиболов и слюд из различных районов дуги с помощью микроанализатора был определен химический состав. Как видно на рис. 2.2.11, величины δD в амфиболах обнаруживают положительную корреляцию с содержаниями SiO_2 и щелочей, которую можно было бы истолковать как влияние химического состава или фракционной кристаллизации на изотопный состав, если бы мы имели дело с дифференцированной серией какого-либо одного вулкана, а не со случайным набором проб из разных районов. На рис. 2.2.11 попали кислые породы с Южной Камчатки и Курил и основные – с Восточной Камчатки и Срединного хребта. Весьма вероятно, таким образом, что корреляция δD с SiO_2 и K_2O просто отражает отмеченную выше пространственную неоднородность изотопного состава водорода. На Срединном хребте изотопно-легкие амфиболы и слюды обнаружены не только в базальтах и андезитах, но и в породах кислого состава, что противоречит закономерности, проявленной на рис. 2.2.11. Проблему, однако, нельзя считать вполне решенной.

Характер зависимостей, представленных на рис. 2.2.10, позволяет предположить, что на всем протяжении Курило-Камчатской дуги проявляется общий источник магматической воды, которая, однако, эволюционирует или контаминируется на Камчатке и Курилах различными путями. Источник определяется областью пересечения Камчатского и Курильского трендов на рис. 2.2.10 и характеризуется величинами δD = –55±5‰. Эти величины заметно выше, чем значения δD в стеклах океанических базальтов, и могут, в первом приближении, рассматриваться как равновесные с величинами δD в высокотемпературных вулканических газах Камчатки (Таран и др., 1989), что подтверждает магматическую природу последних.

Причины обогащения магматических вод дейтерием в зонах перехода океан-континент обсуждались неоднократно. На качественном уровне эта проблема решается достаточно просто: в зону генерации островодужных магм в мантии попадает вода, содержащаяся в субдуцируемой океанической коре. Детализация этого процесса сталкивается, однако, с серьезными трудностями, так как вода может находиться в разных формах и иметь разный изотопный состав. Собственно

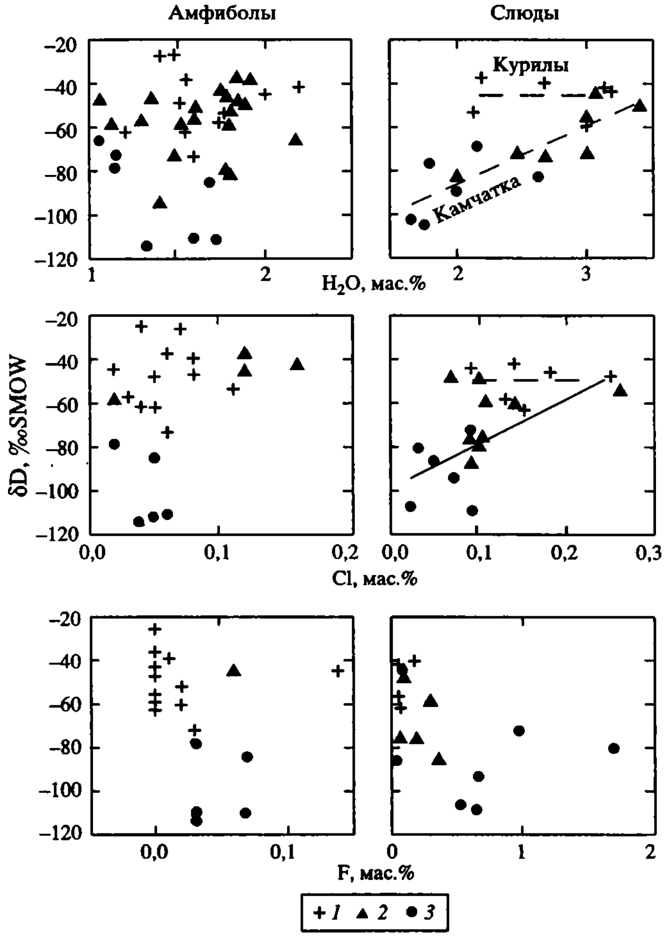


Рис. 2.2.10. Сопоставление изотопного состава водорода в амфиболах и слюдах с содержаниями воды, хлора и фтора

1 – Курильские острова; *2* – Центральная депрессия, Восточная и Южная вулканические зоны Камчатки, *3* – Срединный хребет

морская вода, а также поровые воды в осадках характеризуются наиболее высокими значениями $\delta D = 0 \pm 10$‰; вода, содержащаяся в глинистых минералах осадочных пород, имеет в целом более низкие и достаточно изменчивые величины $\delta D \sim -30 \div -80$‰; измененные океанические базальты, слагающие основную массу океанической коры, характеризуются более однообразным изотопным составом водорода, обычно в интервале $\delta D \sim -60 \div -75$‰. Представление о последних дают, в частности, приведенные в табл. 2.2.3 анализы океанических базальтов с п-ова Камчатского Мыса, аккретированных к Камчатке в позднем меле-палеогене (Аккреционная..., 1993). В этих базальтах средняя величина $\delta D = -67 \pm 4$‰ при концентрациях $H_2O = 2{,}8 \pm 0{,}3$ мас.%

Дополнительную сложность составляет фракционирование изотопов водорода при дегидратации субдуцируемой океанической коры. Руководствуясь известными зависимостями (см. рис. 1.2.2), можно предположить, что вода, высвобождающаяся при дегидратации гидроксилсодержащих минералов, должна быть примерно на 20‰ обогащена по отношению к ним дейтерием. Из этого следует, что в ходе дегидратации изотопный состав водорода как в субстрате, так и в высвобож-

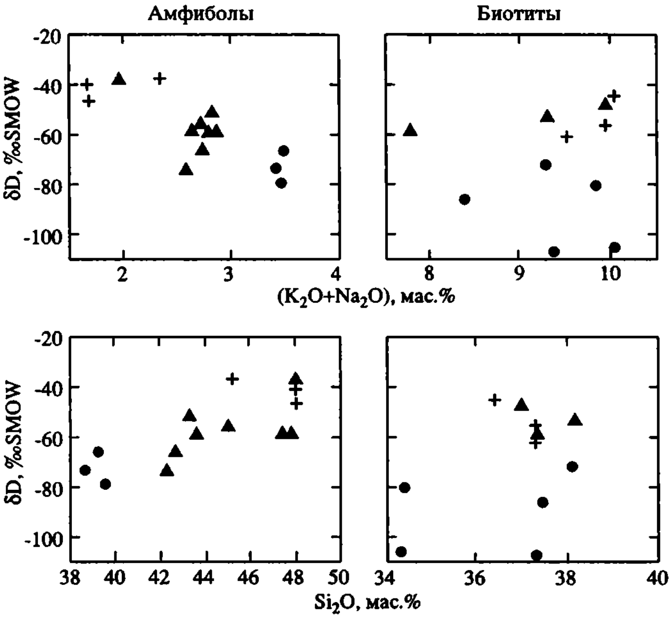


Рис. 2.2.11. Соотношение изотопного состава водорода с содержанием SiO_2 и щелочей в амфиболах и биотитах Камчатки и Курильских островов
Условные обозначения см. рис. 2.2.10

дающемся флюиде, будет меняться в сторону обеднения дейтерием: при потере 75% воды обеднение дейтерием составит 25–30‰. Такое обеднение, однако, не будет иметь места при переплавлении или полной одноактной дегазации.

Полученные данные позволяют заключить, что участие "чистой" морской воды в образовании островодужных магм не может быть существенным – в этом случае они были бы значительно сильнее обогащены дейтерием. По-видимому, островодужные магматические воды формируются в результате смешения воды, образующейся при дегидратации осадков и воды, образующейся при дегидратации измененных базальтов. По мнению В. Гиггенбаха (Giggenbach, 1992), в формировании островодужных магм ведущая роль принадлежит флюиду, связанному с осадками, которые слагают верхний слой океанической коры, тогда как нижележащие базальты, характеризующиеся более низкими величинами δD, переплавляются в конвектирующей мантии и являются источником магматической воды типа MORB. Эта точка зрения не лучшим образом согласуется с данными по изотопному составу стронция, неодима, бериллия и свинца, которые свидетельствуют, что участие осадков в формировании островодужных магм ограничивается первыми процентами. По-видимому, гидратированные океанические базальты являются основным источником как островодужной магматической воды, так и магматической воды типа БСОХ: первая представляет собой относительно обогащенный дейтерием продукт ранней стадии дегазации, а вторая – обедненный дейтерием остаток.

Нельзя исключить, что рассмотренный выше механизм может быть одной из причин разброса величин δD в островодужных эффузивах и, в частности, в эффузивах Курило-Камчатской дуги, однако вряд ли является главной причиной этого разброса. Прогрессирующей дегидратацией можно было бы объяснить обеднение дейтерием пород тыловой зоны по отношению к фронтальной, но не общее обеднение дейтерием эффузивов Камчатки по сравнению с Курилами. Более вероятными причинами этого являются: постмагматические изменения; различные условия дегазации магм; непосредственное проникновение воды в магматические камеры; ассимиляция магмами гидротермально измененных пород.

Таблица 2.2.5

Изотопный состав кислорода в амфиболах и слюдах (изотопный состав водорода и место отбора см. в таблице 2.2.4)

№ обр.	$\delta^{18}O$	№ обр.	$\delta^{18}O$
Амфиболы		Слюды	
B-17-51/3	5,1	B-17-33/1	4,4
TT1003	5,5	B-17-13/1	4,6
6962	5,5	B-24-2/1	4,5
SHV-80	6,1	ES-786	4,0
V-610	5,0	7047	6,0
V-611	6,3		
V-614	5,8		
5706	5,4		
AMK-1945	5,5		

Первая из этих причин может быть отклонена по следующим соображениям: низкотемпературные изменения (выветривание) сопровождается образованием низкотемпературных глинистых минералов, и в этом случае можно было бы ожидать одновременное уменьшение величин δD и увеличение содержаний воды в амфиболах и слюдах, а не обратного соотношения, которое мы имеем в действительности. Как отмечалось выше, следы гидротермальных изменений эффузивов при повышенных температурах достаточно легко распознаются петрографическими методами. Определения величин $\delta^{18}O$, проведенные в некоторых образцах (табл. 2.2.5), также не дают оснований связывать смещения изотопного состава водорода с постмагматическими изменениями.

Как было показано в ряде работ, дегазация кислых расплавов также может сопровождаться значительным обеднением последних дейтерием. Достаточно сильное смещение величин δD – на 50–60‰, соизмеримое с тем, которое мы наблюдаем в амфиболах и слюдах некоторых вулканов Камчатки, может, однако, иметь место лишь в расплавах, потерявших 90–95% воды. Представляется чрезвычайно маловероятным, что в магме с содержанием воды 0,1–0,2% могут кристаллизоваться породообразующие амфиболы и слюды, дефицит воды в которых не более 50%.

Проникновение подземных вод атмосферного происхождения в магму, на наш взгляд, – наиболее вероятная причина обеднения дейтерием магматических минералов и эффузивов некоторых вулканов Камчатки. Вполне закономерным,

Таблица 2.2.6

Изотопный состав водорода и содержания воды в валовых пробах эффузивов Камчатки и Курильских островов (место отбора и характеристики образцов см. в таблицах 2.2.1 и 2.2.4)

№ обр.	δD	H_2O, мас.%	№ обр.	δD	H_2O, мас.%
Вулкан Шивелуч			Вулкан Авача		
1314	–137	0,3	6870	–110	0,8
1315	–106	0,8	2932	–	0,18
1316	–102	0,7	31800	–	1,06
5706	–	0,7	31801	–	0,22
88/1	–	0,35	Вулкан Заварицкого		
5711/3	–184	0,18	1963	–53	1,52

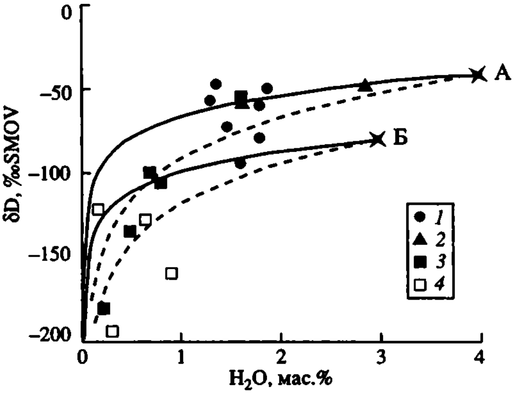


Рис. 2.2.12. Соотношение изотопного состава водорода в амфиболах и валовых пробах вулкана Шивелуч (*1–3* – Taran et al., 1997; *4* – Pineau et al., 1999)

1 – монофракции роговой обманки; *2* – валовые пробы амфиболитовых ксенолитов; *3, 4* – валовые пробы лав и даек. Линии – модельные графики дегазации магм с различным изотопным составом и содержаниями воды: А – δD = –40, H_2O = 4%; Б – δD = –80, H_2O = 3%

подтверждающим этот вывод, является обогащение изотопно-легких амфиболов и слюд фтором (см. рис. 2.2.10): если в морской воде отношение Cl/F = 20 000, то в атмосферных водах и гидротермах атмосферного питания оно обычно близко к 1. На первый взгляд, проникновения в магму воды извне плохо согласуется с дефицитом последней в минералах с наиболее низкими величинами δD (см. рис. 2.2.10). Возможно, однако, что дегазация магм и их контаминация водой из внешнего источника связаны между собой неслучайно. Магма в магматической камере находится, как известно, под литостатическим давлением. Во время извержения (обычно спровоцированного тем или иным тектоническим событием) давление в камере падает до гидростатического и происходит бурная дегазация магмы. Именно в этот момент складываются наиболее благоприятные обстоятельства для прорыва в магму воды из вмещающих пород, где ее давление при определенных обстоятельствах может превышать гидростатическое.

Для некоторых вулканов наряду с амфиболами и слюдами мы располагаем определениями изотопного состава водорода в основной стекловатой массе пород (табл. 2.2.6). Образцы стекловатой массы эффузивов вулканов Шивелуч и Авача резко обеднены дейтерием по сравнению с амфиболами из этих вулканов, причем наблюдается уменьшение величин δD с уменьшением содержаний воды. Образец силикатного пемзовидного включения из лавы вулкана Заварицкого, напротив, не отличим по изотопному составу водорода от амфиболов и слюд Курильских островов.

Образцы стекловатых валовых проб лав и даек вулкана Шивелуч в координатах δD–H_2O (рис. 2.2.12) лежат вблизи гиперболы, которая может отражать постепенное обеднение расплава (или породы) в ходе дегидратации в открытой системе. Некоторые из них имеют существенно более низкие величины δD < –180‰, чем в гидротермальных породах Камчатки, где δD > –150‰ (см. следующую главу), и вряд ли могут быть объяснены только постмагматическими изменениями или контаминацией. Данные по валовым пробам, однако, не позволяют сделать определенное заключение об изотопном составе и концентрациях воды в исходной магме. Если допустить (Taran et al., 1997), что концентрация воды в исходной магме достигала 4%, а фракционирование изотопов водорода в системе расплав–вода составляло 40‰, то можно прийти к выводу, что величина δD в исходной магме находилась в пределах –40 ÷ –50‰, т.е. эта вода имела собственно субдукционное происхождение. Принятые концентрации воды в исходной магме и величина фракционирования, однако, явно завышены. Суммарное фракционирование между свободной водой и различными формами воды, растворенной в магме, по наиболее реалистичным оценкам (Taylor, 1986), не превышает 20‰ (при неравновесной дегазации эта величина может быть еще меньше), а концентрации воды в магме вряд ли были выше 2–3%: во всяком случае стекла островодужных эффузивов, а также расплавные включения в оливинах (Sobolev, Chaussidon, 1996) с более высокими концентрациями H_2O не обнаружены. В этом случае изотопный состав воды в исходной магме может быть оценен величинами δD = –80 ÷ –90‰, которые указывают на смешанный атмосферно-субдукционный источник. Нельзя не отметить, что изотопный состав водорода в образцах пирокластики вулкана Шивелуч с максимальным содержанием H_2O = 0,7–0,8% (δD = –100‰) практически идентичен составу местных атмосферных вод. Амфиболы вулкана Шивелуч неравновесны с этой водой и, очевидно, были сформированы на больших глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На рис. 2.2.13 представлена общая схема изменений изотопного состава бериллия (Цветков и др., 1989), стронция (Волынец и др., 1988; Подводный..., 1992; Volynets, 1994), водорода (Taran et al., 1997) и кислорода (Покровский, Волынец, 1999) по простиранию Курило-Камчатской дуги. Их соотношение, как нам представляется, наиболее ясно иллюстрирует условия коровой контаминации магм.

В изменении различных изотопных систем намечается определенная синхронность, осложняющаяся флюктуациями второго порядка. Наиболее высокие концентрации ^{10}Be, низкие отношения ^{87}Sr/^{86}Sr и высокие величины δD установлены в центральной и северной частях Курильского сектора: можно предположить, что здесь изотопные характеристики эффузивов в наименьшей степени искажены взаимодействием с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах. Данные по кислороду в целом не противоречат этому выводу, если исключить аномалию о. Симушир, которая нуждается в дальнейшем исследовании. Отметим, что в районе о. Симушир наблюдается также некоторое увеличение отношений ^{87}Sr/^{86}Sr. К северу – на Камчатке – породы обогащаются радиогенным стронцием и "коровым" изотопом ^{18}O, обедняясь ^{10}Be и дейтерием. Наряду с обогащенными ^{18}O лавами на Камчатке появляются изотопно-легкие игнимбриты. Аналогичные изменения происходят к югу – на Японских островах (исключая водород, исследования которого в Японских эффузивах в таком объеме, как на Камчатке, не проводились, а также кислород в игнимбритах – возможно, по той же причине). Возможные причины увеличения отношений ^{87}Sr/^{86}Sr и величин ^{18}O были рассмотрены выше. Снижение концентраций ^{10}Be на севере Камчатки и в породах о. Хоккайдо отчасти, вероятно, связано с "разбавлением" субдуцируемой компоненты в результате ассимиляции пород, слагающих стенки магматических камер и подводящих каналов, и отчасти – с увеличением времени подъема магм в районах с более мощной корой. Уменьшение величин δD в породах, изливающихся в субаэральных условиях, несомненно, является следствием появления во вмещающих магмы породах вод атмосферного происхождения. Неслучайно, наиболее низкие величины δD зарегистрированы в амфиболах и слюдах вулканов Уксичан и Теклетунуп, с которыми связаны обширные поля игнимбритов с аномально-низкими величинами δ^{18}O.

Результаты изучения островодужных эффузивов и, в частности, эффузивов Курило-Камчатской дуги, накладывают важные ограничения на роль субдукции в формировании изотопных систем мантийных магм. Наиболее отчетливо контаминация мантийного источника магм коровым материалом в зоне субдукции проявляется в изотопном составе водорода, содержания которого в мантийном материале пренебрежимо малы по сравнению с его содержаниями в субдуцируемой океанической коре. Весьма слабо "мантийная" контаминация сказывается на изотопном составе стронция и неодима: до внедрения в кору отношения ^{87}Sr/^{86}Sr в магмах вряд ли превышали на Камчатке и Курилах 0,7029–0,7030, а значения εNd – 9–10. На Курилах среди типичных известково-щелочных эффузивов можно встретить породы, по изотопным характеристикам практически не отличимые от

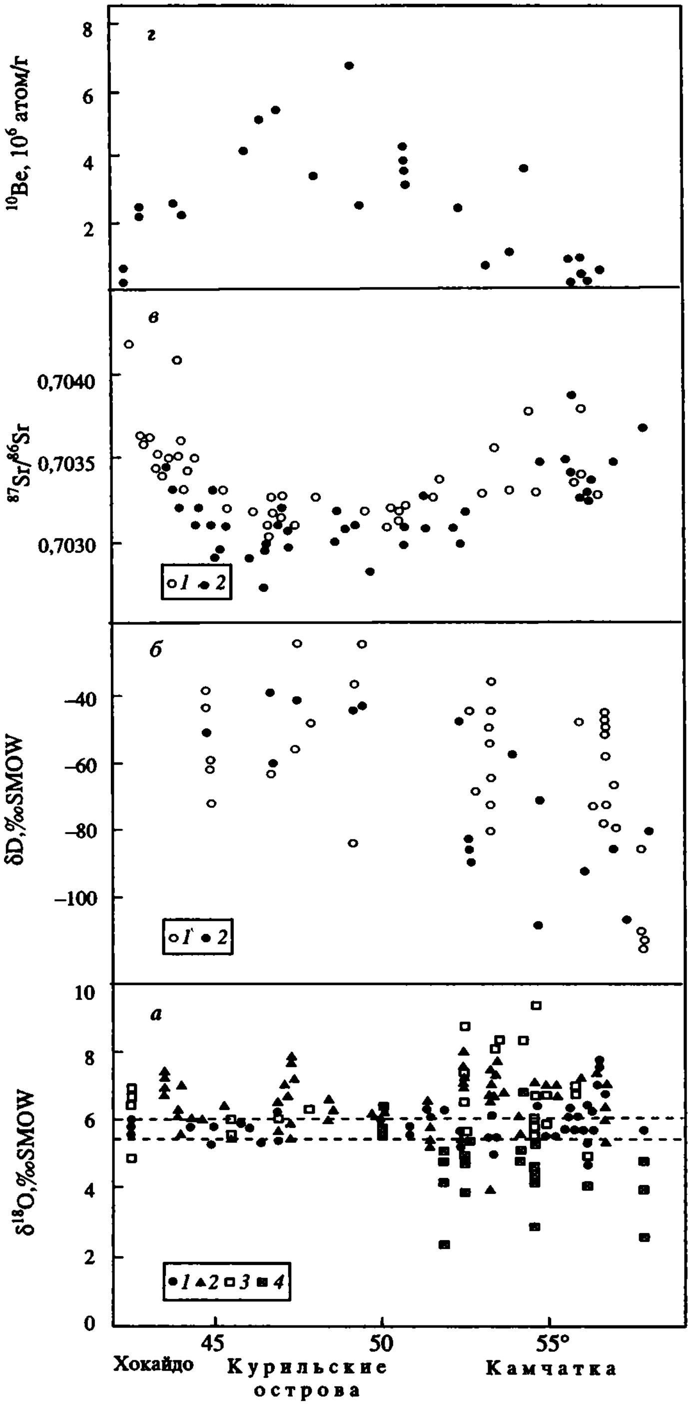


Рис. 2.2.13. Вариации изотопного состава

а – кислорода (Курилы, Камчатка – наши данные, Хоккайдо – Matsuhisa, 1979), *б* – водорода (Taran et al., 1997), *в* – стронция (Вольнец и др., 1988; Подводный, 1992; Volynets, 1994), *г* – бериллия (Цветков и др., 1989) по простиранию Курило-Камчатской дуги; *а*: *1* – базальты, *2* – андезиты, андезито-базальты, *3* – дациты, риолиты, *4* – игнимбриты; *б*: *1* – амфиболы, *2* – слюды; *в*: *1* – фронтальная зона, *2* – тыловая зона базальтов срединно-океанических хребтов. Вариации величин $\delta^{18}O$ в вулканических породах Камчатки и Курил, по-видимому, связаны исключительно с "коровой" контаминацией. Этот вывод имеет принципиальное значение для интерпретации данных по изверженным породам континентов.

2.3. ПОРОДЫ АКТИВНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ

Характернейшая черта островных дуг – гидротермальная деятельность, связанная, как правило, с активными вулканическими аппаратами. В настоящее время мало у кого возникают сомнения в том, что гидротермальные системы питаются в основном водами атмосферного или морского происхождения. Исключения составляют лишь наиболее высокотемпературные (>400 °С) фумаролы, в которых ощущается более или менее заметная доля продуктов дегазации магм (Таран и др., 1989).

Вместе с тем изоляция между конвективными гидротермальными системами и магматическими очагами не может быть абсолютной. Наиболее мощные и высокотемпературные потоки термальных растворов отделяются от магматических камер сравнительно тонким (~180 м) слоем "термального барьера", периодически разрываемого трещинами, распространяющимися со звуковой скоростью (Cathless, 1992). Немаловажным моментом является и возможность взаимодействия глубинных магм с гидротермально измененными породами или продуктами их частичного плавления. В связи с этим мы сочли необходимым включить в данную работу результаты исследования пород, которые вмещают действующие гидротермальные системы: Мутновскую в Южной и кальдеры Узон в Восточной вулканической зоне. Исследование живых гидротермальных систем, параметры которых могут быть измерены непосредственно, дает возможность оценить, насколько корректно изотопные данные позволяют определить аналогичные параметры (температуру, источники флюидов, отношения вода/порода) ископаемых гидротермальных систем, недоступных для прямых измерений.

МУТНОВСКОЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Месторождение расположено примерно в 100 км южнее г. Петропавловск-Камчатский, на северном склоне активного вулкана Мутновский, примыкая с востока к борту обширной кальдеры активного вулкана Горелый. Своим существованием месторождение обязано магматическому телу, залегающему, по данным геофизических исследований, в 6–8 км от поверхности (Вакин, Пилипенко, 1979). Химический и изотопный составы вод и газов Мутновской геотермальной системы изучался на протяжении нескольких лет (Таран, 1988).

Участок месторождения разбурен многочисленными скважинами, которые выводят на поверхность пароводяную смесь с двух основных горизонтов. Нижний (ниже 1100 м от поверхности) содержит слабоминерализованную хлоридно-сульфатно-натриевую воду с максимальной температурой 272 °С; верхний (выше 900 м) – двухфазный флюид со средней температурой 240 °С. Наиболее продуктивные скважины, вскрывающие верхний горизонт в центральной части месторождения, выводят на поверхность пар, характеризующийся величинами $\delta D = -95 \div -100‰$ и $\delta^{18}O = -14{,}5 \div -15{,}5‰$. Малодебитными скважинами на флангах разбуренного участка, которые вскрывают, очевидно, зоны с затрудненным водообменом, на поверхность выводятся воды, обогащенные изотопом ^{18}O – до $\delta^{18}O = -8‰$, при том же изотопном составе водорода; в воде скв. № 17, данные по которой рассмотрены ниже, величина $\delta^{18}O = -11{,}5‰$.

Вода с нижнего горизонта отличается несколько более низкими величинами

δD = –105÷ –110‰ и более высокими величинами $\delta^{18}O$ = –13÷ –14‰, чем вода с верхнего горизонта (исключая фланги месторождения). Интересной, но не вполне понятной особенностью Мутновской системы является несколько более легкий (в среднем) изотопный состав водорода термальных вод по сравнению с составом локальных атмосферных вод (δD = –90±8; $\delta^{18}O$ = –13,3±0,5‰). Возможно, это связано с тем, что основной зоной питания системы является крупный глетчер, располагающийся в кратере Мутновского вулкана, в 1000 м выше по вертикали месторождения.

Изотопный состав углерода в углекислоте из скважин имеет обычные для вулканических газов величины $\delta^{13}C$ = –6,0÷ –7,3‰. В метане, содержания которого на два порядка ниже, величины $\delta^{13}C$ колеблются в пределах –25,0÷ –29,7‰, указывая на органический источник углерода. Фракционирование изотопов углерода в системе CO_2–CH_4 отвечает значительно более высоким температурам (338–430 °С) по сравнению с температурами в скважинах. По-видимому, изотопное равновесие между этими газами в Мутновской системе, как и в большинстве других гидротермальных систем (Welhan, 1988), не устанавливается. Фракционирование изотопов кислорода между углекислотой и водой отвечает температурам 183–290 °С, которые, в целом, хорошо согласуются с измеренными.

В одной из скважин, когда она была закрыта и работала с очень малым расходом через манометрический вентиль, были получены необычно низкие величины δD = –120÷ –130‰; $\delta^{18}O$ = –25 ÷ –28‰ и $\delta^{13}C$ (CO_2) = –12,1‰, Причина этого явления не ясна. После открытия скважины изотопный состав "пришел в норму" ($\delta^{13}C$ = –6,1‰).

Мы изучили керн скв. № 17, пробуренной на южном фланге месторождения (Таран и др., 1987). Верхняя часть разреза, пройденного скважиной, сложена плиоцен-плейстоценовыми вулканогенными породами: переслаивающимися туфами, туфобрекчиями и лавами, имеющими состав от базальтов до дацитов. В основании разреза залегают вулканогенно-осадочные породы: палеогеновые туфы, алевролиты и туфоалевролиты. Все породы несут следы гидротермальных изменений, интенсивность которых определяется особенностями литологии, структурно-текстурными свойствами пород и степенью трещиноватости.

Согласно минералогическим исследованиям, проведенным С.Ф. Главатских (Таран и др., 1987), кальцит и цеолиты наблюдаются в разрезе повсеместно. Максимальные их количества отмечаются в зонах трещиноватости, приуроченных к горизонтам туфобрекчий, экранируемых лавовыми потоками. Эпидот впервые появляется на глубине 90 м и вниз по разрезу его встречаемость возрастает. Хлорит отмечается с глубины 500 м до подошвы разреза. С глубиной он становится одним из преобладающих минералов.

Изотопный состав керна. Изотопный состав водорода испытывает по всей мощности колонки сравнительно небольшие вариации: δD = –131÷ –148‰, в среднем –142‰ (табл. 2.3.1). Вариации величин δD связаны, вероятно, с изменениями минерального состава: фракционирование изотопов водорода между хлоритом и водой при 200–250 °С составляет –45÷ –50‰, цеолитом и водой–20÷ –30‰, эпидотом и водой около –10‰ (Cole et al., 1987). Фракционирование ΔD между валовыми пробами керна и водой из скважин месторождения (δD ~ –105±5‰) соответствует смеси этих минералов с преобладанием хлорита. Данные не дают оснований предполагать, что в преобразовании пород участвовала какая-либо другая вода. Изотопный состав кислорода в валовых пробах изменяется в довольно широких пределах ($\delta^{18}O$ = –1,0÷6,2‰). За исключением нескольких образцов, все породы обеднены изотопом ^{18}O по сравнению с неизмененными эффузивами (рис. 2.3.1). Минимальные величины $\delta^{18}O$ установлены в тех горизонтах, где при бурении был отмечен интенсивный водоприток. Очевидно, это наиболее проницаемые зоны с наиболее высокими отношениями вода/порода. Изотопный состав кислорода в кальците испытывает еще более сильные колебания: $\delta^{18}O$ = –0,4÷14,4‰.

Таблица 2.3.1

Изотопный состав кислорода, водорода и углерода и концентрации воды в керне скв. № 17 Мутновской гидротермальной системы

№ обр.	Глубина, м	H_2O, мас.%	$\delta D_{вал}$	$\delta^{18}O_{вал}$	$\delta^{18}O$ $CaCO_3$	$\delta^{13}C$ $CaCO_3$
32-5	30–35	0,61	-145,5	4,3	14,4	-7,3
35-4	105–108	2,72	-137	-0,9	3,2	-3,7
40-2*	253–257	–	–	–	7,8	-5,0
41-1	275–280	–	–	–	1,3	–4,1
41-3	282–284	–	–	3,9	–	–
42-1	393–303	–	–	–	3,6	-7,2
44-1	366–368	4,08	-145,5	5,6	6,7	–4,6
46-1	416	–	–	–	4,7	–4,1
46-5	450–456	1,84	-140	–0,1	5,8	-5,4
47-3	487–488	–	–	–	3,9	-5,0
49-1	519–525	2,36	-131	2,4	2,2	–4,0
49-3	525	3,12	-142	-1,0	7,6	-9,4
49-3*	527–530	–	–	–	5,2	–4,2
52-4	591–598	–	–	–	8,5	-3,6
53-4	633–636	–	–	–	7,9	-3,6
55-3	724–734	3,02	-147,5	6,7	6,3	–4,8
56-1	781	–	–	–	6,8	-3,4
56-2	797–800	–	–	–	6,6	–4,5
57-3	868–870	2,84	-142,5	2,9	6,5	-5,6
58-1	882–890	1,69	-142,5	4,1	0,9	-5,5
61*	937–1008	–	–	–	11,0	–6,8
61-3	1018–1033	–	–	–	4,1	-8,0
61-4	1033–1048	3,68	-147	2,3	3,0	-11,5
62-1	1048–1058	2,94	-137	1,1	8,5	-15,1
63-1*	1113–1114	–	–	–	10,0	–6,2
18-5*	1179	–	–	–	2,9	–4,4
12	1181–1187	1,68	-146	3,2	0,6	-5,8
19-3	1195–1202	–	–	2,9	5,2	–4,5
20*	1208–1213	–	–	–	10,8	-3,6
20-2	1241–1242	2,69	-145,5	3,4	9,4	-7,4
21-3*	1251–1258	–	–	–	9,9	-5,8
23-1	1279–1283	3,11	-145	4,0	6,3	-5,2
23	1283–1290	–	–	4,4	7,0	–6,0
23-4*	1294–1303	–	–	–	9,8	-7,0
23-5*	1360–1365	1,6	-133,5	2,4	-0,4	-3,9
25-1*	1388–1400	–	–	–	5,4	–4,7
27-1	1413–1417	–	–	5,8	5,9	–4,4
29	1452–1471	–	–	–	4,6	–4,6
30-2	1488–1496	–	–	4,8	1,7	-5,1
31-3	1525–1537	2,85	-148	6,2	3,7	–6,0

* Образцы жильного кальцита

Если предположить, что в наиболее проницаемых горизонтах, отвечающих зонам основных водопритоков, кальцит отлагался в изотопном равновесии с водой, извлеченной из скв. № 17 ($\delta^{18}O = -11,5‰$), то по наиболее легким образцам, используя формулу (O'Neil et al., 1969) $10^3 \ln\alpha$ (кальцит–вода) = $2,78(10^6\ T^2)-2,89$, можно оценить температуры равновесия. Максимальная температура, рассчитанная таким образом (170 °C на глубине 1360–1365 м), заметно ниже измеренных (на глубине более 1000 м – 230–250 °C), выше 500 м расхождения между измеренными и рассчитанными температурами не столь существенны. Наиболее высокая

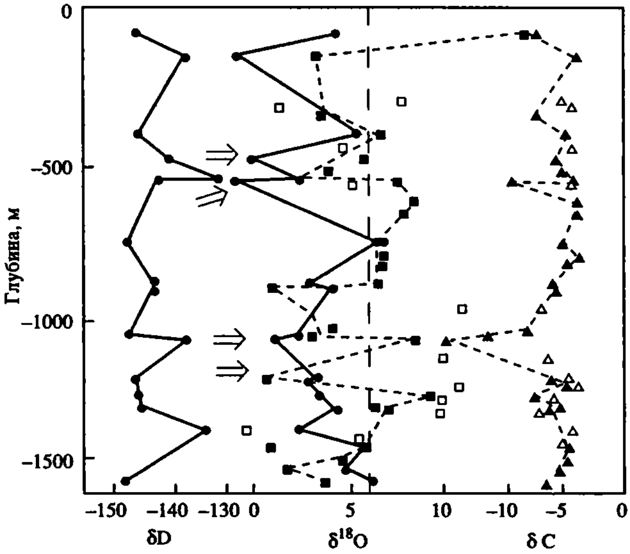


Рис. 2.3.1. Изменения изотопного состава кислорода, углерода и водорода с глубиной в керне скв. 17 Мутновского парогидротермального месторождения (Таран и др., 1987)

Кружки – δD и $\delta^{18}O$ в валовых пробах; квадраты – $\delta^{18}O$; треугольники – $\delta^{13}C$ в кальците: залитые – рассеянном, пустые – жильном; стрелками показаны зоны интенсивных водопритоков; вертикальной пунктирной линией – изотопный состав кислорода в неизмененных вулканических породах

величина $\delta^{18}O$ = 14,4‰, зарегистрированная в кальците из самого верхнего образца – с глубины 30–35 м, отвечает температуре 50 °С, по-видимому, близкой к действительности.

Одной из возможных причин расхождения рассчитанных и измеренных температур является то, что проба воды, взятая для анализа из скважины, не отражает вполне адекватно изотопный состав воды, участвующей в минералообразовании. Вода, взятая из скважины, представляет собой конденсат пара, отделившийся на уровне вскипания от воды глубокого горизонта. Поскольку фракционирование $\Delta^{18}O$ между паром и водой при 200–250 °С составляет –2÷ –3‰ (Friedman, O'Neil, 1977), можно предположить, что в воде величина $\delta^{18}O$ = –9±0,5‰. Если принять эту величину, рассчитанные температуры (T_{max} = 230 °С) будут практически идентичны измеренным. Нельзя исключить также, что температуры, измеренные в скважине, не вполне однозначно отражают температуры гидротермального минералообразования – процесса растянутого во времени.

Очевидно, что вариации $\delta^{18}O$ в валовых пробах и кальците отчасти могут быть связаны с колебанием температуры – более высокой в проницаемых зонах и пониженных в "застойных", и, кроме того, увеличивающейся с глубиной. В значительно большей степени, однако, изотопный состав кислорода гидротермально измененных пород зависит от режима циркуляции термальных вод – эффективного отношения вода/порода (В/П). Используя уравнения материального баланса, приведенные в первой части книги, принимая величину $\delta^{18}O$ = 7‰ в исходных неизмененных породах $\delta^{18}O$ = –14‰ в исходной воде и температуру преобразования 200 °С (исключая самый верхний образец, образованный при существенно более низкой температуре), можно рассчитать отношения В/П для скв. № 17. При условии "закрытой" системы они меняются от 0,03–0,1 в наименее проницаемых горизонтах до 0,7–1,2 в зонах основных водопритоков. При условии открытой системы максимальное отношение В/П = 0,8; средние по разрезу отношения В/П = 0,4 для "закрытой" и 0,34 для открытой системы.

Отметим факт, который не находит однозначного объяснения в рамках рассмотренной модели: изотопный состав кислорода кальцитовых жил в нижней части разреза достигает величин $\delta^{18}O$ = 10÷11‰, которые заметно выше, чем в рассеянном кальците (см. рис. 2.3.1). Объяснить столь высокие значения $\delta^{18}O$ только низкими отношениями В/П невозможно. Нельзя исключить, что кальцит, заполняющий трещины, осаждался из воды, которая испытала изотопный обмен с осадочными породами, роль которых в разрезе вблизи забоя скважины увеличивается, или из воды, которая претерпела обогащение ^{18}O вследствие выпаривания. Возможно также, что вода, которая быстро поднимается по трещинам с большой глубины, взаимодействует с породами при более высоких температурах и затем остывает быстрее, чем успевает вновь уравновесить изотопный состав с вмещающей породой. Для того, чтобы такой механизм был реализован, перепад температур может быть не очень большим – порядка 100 °С. Например, при 250 °С вода, уравновешенная с обычной изверженной породой ($\delta^{18}O$ = 6±0,5‰) при низких отношениях В/П (<0,1) будет иметь значения $\delta^{18}O$ = –1,5±1‰. Если эту воду охладить до 150 °С и при этой температура осадить из нее кальцит, то он будет иметь значения $\delta^{18}O$ = 11±1‰, которые практически идентичны наблюдавшимся в наиболее тяжелых образцах жильного кальцита из скв. № 17. Сходный эффект может быть достигнут при перепаде температуры от 300 до 200 °С.

Углерод. Изотопный состав углерода кальцита в большинстве образцов находится в пределах величин $\delta^{13}C$ от –4 до –7‰, что, в общем, соответствует "нормально-магматическому" интервалу и близко к значениям $\delta^{13}C$ в углекислоте, выбрасываемой скважинами. Кальцит с аномально легким углеродом ($\delta^{13}C$ = = –15,1‰) обнаружен в горизонте, в котором найдена древесина различной степени термической обработки. В черном антрацитоподобном образце древесины определена величина $\delta^{13}C$ = –18,3, в более рыхлом, напоминающем древесный уголь – $\delta^{13}C$ = –26,3, в кальците, облекающем последний образец, – $\delta^{13}C$ = –7,5‰, что приблизительно соответствует изотопному равновесию с углекислотой из скважины при 230–250 °С, хотя, возможно, это случайное совпадение. Окисление растительных остатков и осаждение изотопно-легкого кальцита происходит, очевидно, в локальной, пространственно ограниченной зоне.

Если обеднение некоторых образцов кальцита тяжелым изотопом углерода может быть связано с окислением растительных остатков, погребенных в толще вулканогенных пород, то причина обогащения преобладающей части образцов кальцита изотопом ^{13}C по сравнению с углекислотой из скважин остается не вполне понятной. При 150–250 °С фракционирование изотопов углерода в системе CO_2–$CaCO_3$ испытывает инверсию – меняется от –1,5 до +1,5‰ (Friedman, O'Neil, 1977). Можно предположить, что температура осаждения основной массы кальцита была примерно на 80–100 °С ниже той, которая фиксируется в скважинах в

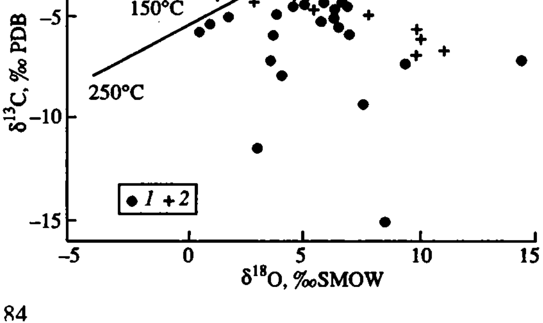


Рис. 2.3.2. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в кальците (*1* – рассеянном, *2* – жильном) из керна скв. 17

Линия – изотопный состав равновесного с выбрасываемым из скважины флюидом кальцита, рассчитанный для различных температур настоящее время. Это предположение удовлетворительно согласуется с данными по кислороду, и мы считаем его наиболее вероятным. Альтернативным объяснением является растворение термальными растворами карбонатов осадочного происхождения, которые, однако, в разрезе не установлены.

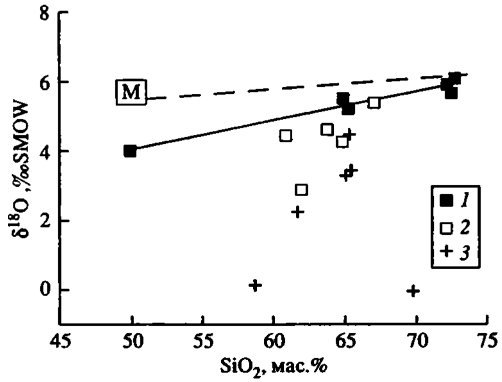
Между изотопным составом углерода и кислорода кальцита корреляция отсутствует, хотя можно отметить общее обеднение изотопом ^{13}C с увеличением величин $\delta^{18}O$ (рис. 2.3.2). Этот тренд – в жильном кальците он выражен более определенно, чем в рассеянном, – не может иметь чисто температурную природу и, по-видимому, отражает смешение кальцита двух генераций: 1) равновесного с доминирующим в системе термальным флюидом при температурах 130–150 °С и 2) образующегося из "локальных", обогащенных изотопами ^{12}C и ^{18}O растворов, изотопный состав которых определяется взаимодействием с вмещающими породами.

КАЛЬДЕРА УЗОН

Кальдера Узон расположена в центре Восточной вулканической зоны Камчатки. Она представляет собой впадину овальной формы (7 × 10 км), образовавшуюся в результате обрушения кровли магматической камеры. Кальдера заполнена мощной (несколько сотен метров) толщей кислого пирокластического материала и озерно-болотных отложений. В настоящее время она вмещает одну из самых мощных на Камчатке (64000 ккал/с) гидротермальную систему. Изотопный состав термальных растворов кальдеры Узон ($\delta D = -90 \div -110$; $\delta^{18}O = -10 \div -14‰$) в основном практически не отличается от такового местных атмосферных вод (Есиков, 1989). Исключение составляют небольшие бессточные котлы, вода которых существенно обогащена дейтерием и ^{18}O в результате выпаривания при температурах 90–100 °С.

Продукты Узонского вулканизма докальдерного и посткальдерного этапов включают широкий петрохимический спектр эффузивных и экструзивных пород (базальты, андезито-дациты, дацит-риолиты). Степень их гидротермальных преобразований чрезвычайно разнообразна – в пределах кальдеры могут быть встречены практически неизмененные породы, и такие, в которых магматические минералы полностью замещены вторичными. В базальтах наиболее распространены вторичные минералы: хлорит, смектит, каолинит-смектит, в дацитах – опал, каолинит, алунит.

Результаты изотопных исследований. Отличительной особенностью вулканических пород кальдеры Узон –и гидротермально измененных и тех, которые идентифицированы как петрографически свежие, являются низкие величины $\delta^{18}O = -0{,}1 \div 5{,}4‰$ (рис. 2.3.3). Не вызывает сомнений, что обеднение гидротермально измененных пород ^{18}O обусловлено взаимодействием с термальными водами атмосферного происхождения. Оценки температур преобразования, основанные на изотопном составе кислорода в породе, могут колебаться в широких пределах в зависимости от принимаемых отношений В/П и изотопного состава воды. Принимая $\delta^{18}O$ в воде $= -12 \pm 2‰$ (более высокие величины $\delta^{18}O$ установлены на Узоне только и бессточных грязевых котлах – Есиков, 1989), отношение В/П >10 и используя формулу (Clayton et al., 1972) $10^3 \ln\alpha$ (кварц–вода) $= 3{,}38(10^6\ T^2)-2{,}90$, можно оценить минимальные температуры преобразования пород. Для опалита (обр. 33), который можно рассматривать как полностью преобразованную породу, они составят 173–236 °С. Эти величины хорошо согласуются с глубинными температурами хлоридно-натриевых растворов кальдеры Узон, рассчитанными по ионным геотермометрам (Есиков, 1989), но значительно выше поверхностных температур, которые не превышают 100 °С. Очевидно, что опалиты были сформированы либо в более активную фазу гидротермальной деятельности, либо на некоторой глубине. Разброс величин $\delta^{18}O$ в гидротермально измененных породах отражает.



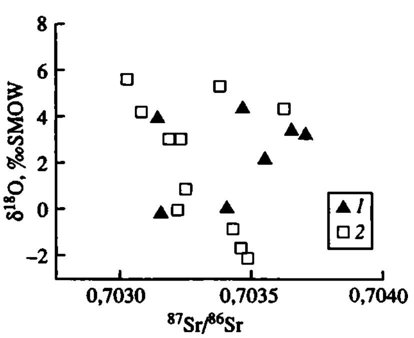


Рис. 2.3.3. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний SiO_2 в породах кальдеры Узон

1 – неизмененные лавы; *2* – неизмененные игнимбриты; *3* – гидротермально измененные породы; М – БСОХ; пунктир – зависимость, характерная для фракционной кристаллизации неконтаминированных мантийных магм в "закрытой" системе

Рис. 2.3.4. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в гидротермально измененных породах Камчатки

1 – кальдера Узон (Ерощев-Шак и др., 1998); *2* – породы, вмещающие Ахомтенский гранитоидный массив (Виноградов и др., 1990, 1993)

вероятно, главным образом степень преобразованности, а не различия в условиях преобразования.

Причины обеднения ^{18}O пород, идентифицированных как "неизмененные" (см. табл. 2.2.1), могут быть различными. Прежде всего следует отметить, что изменены могут быть и эти породы, хотя изменения и не идентифицируются петрографическими методами. Нельзя исключить, однако, что обеднение ^{18}O имело место еще на магматической стадии в результате ассимиляции гидротермально-измененных пород либо в результате непосредственного проникновения термальных растворов в магматическую камеру. Наиболее вероятным обеднение ^{18}O на магматической стадии представляется для пород вулкана Узон, сформированного в докальдерную эпоху и расположенного вдали от крупных гидротермальных полей.

Разброс изотопных отношений стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70318–0,70367 в породах кальдеры Узон не выходит за пределы интервала, установленного для эффузивов Курило-Камчатской островной дуги, однако значительно превышает аналитическую ошибку. При этом наблюдается грубая отрицательная корреляция отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и величин $\delta^{18}O$ (рис. 2.3.4). Происходит это потому, что обогащение пород радиогенным стронцием осуществлялось в данном случае при посредстве относительно высокотемпературных гидротерм, которые дренируют наряду с вулканическими, возможно, и осадочные породы (тюшевская серия, ветловский комплекс и др.), залегающие под толщей кальдерных образований. Имеющиеся определения $^{87}Sr/^{86}Sr$ 0,70354 и 0,70355 в термальных водах кальдеры Узон (Виноградов, Вакин, 1983) близки к верхнему пределу колебаний $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гидротермально измененных породах, что подтверждает сделанный вывод. Интересно отметить, что очень сходная корреляция наблюдается для гидротермально измененных пород, вмещающих Ахомтенский гранитоидный массив на юге Камчатки (см. рис. 2.3.3), сформированный около 12 млн лет назад (Виноградов и др., 1990).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постмагматические гидротермальные изменения вулканических пород Камчатки осуществляются водами атмосферного происхождения при участии вулканогенной (мантийной) углекислоты. В полуторакилометровом разрезе Мутновской гидротермальной системы не устанавливается значительных направленных изменений изотопного состава кислорода, углерода и водорода, которые свидетельствовали бы о затухании или активизации гидротермальной циркуляции с глубиной. Вариации величин $\delta^{18}O$ в керне обусловлены изменениями отношений В/П и хорошо согласуются с представлением о существенно трещинном характере циркуляции геотермального флюида в недрах Мутновской системы.

Как на Узоне, так и на Мутновском геотермальном месторождении, отмечены значительные расхождения между измеренными температурами флюида и температурами, оцененными по фракционированию изотопов кислорода между кальцитом и водой, причем на Узоне рассчитанные температуры выше, а на Мутновском месторождении – ниже измеренных. Причиной такого расхождения может быть то, что гидротермальное минералообразование является растянутым во времени процессом и характеризует, скорее, предшествующее, чем настоящее состояние гидротермальной системы. Основываясь на этом предположении, можно заключить, что гидротермальная система в кальдере Узон находится на стадии затухания, а на Мутновском месторождении – на стадии разогрева.

В гидротермально измененных породах наблюдается обратная корреляция отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и величин $\delta^{18}O$, свидетельствующая об активном переносе геотермальными флюидами "корового" стронция. Однако даже в полностью переработанных породах отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ не превышают 0,7035–0,7038, так как основным источником этого элемента в гидротермах являются доминирующие в районе эффузивы.

2.4. ДОПЛИОЦЕНОВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТЫ И КАРБОНАТИТЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Восточная Камчатка – часть обширной Курило-Камчатской щелочной петрографической провинции (Магматические..., 1984), характеризующейся присутствием разновозрастных субщелочных и щелочных пород. Плейстоценовые щелочные породы, участвующие в строении некоторых вулканов Срединного хребта (Теклетунуп, Белоголовый, ареальные зоны Дола Геологов и Ичинского вулкана), по изотопному составу кислорода и стронция не отличимы от пород известково-щелочной серии (см. табл. 2.2.1). В отличие от Срединного хребта, где щелочные лавы сосуществуют с известково-щелочными, на Восточной Камчатке излияние щелочно-базальтоидных лав происходило в мелу–палеогене и неогене, предшествуя образованию собственно островодужного вулканического пояса (Волынец и др., 1995). По изотопным характеристикам доплиоценовые щелочные базальты Восточной Камчатки, как и ассоциирующие с ними породы, описанные как карбонатиты магматического генезиса (Расс, Фрих-Хар, 1987), заметно отличаются от плейстоценовых вулканических пород. В главе обсуждаются вероятные причины этих различий.

МИОЦЕНОВЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ БАЗАЛЬТЫ

Выходы щелочных базальтов "внутриплитного" геохимического типа протягиваются прерывистой полосой в восточных отрогах Валагинского хребта и хребта Тумрок, образуя отдельные лавовые потоки мощностью 10–50 м, залегающие среди относимых к позднему миоцену терригенных осадочных пород, а также маломощные силлы и дайки. Все они относятся к калинатровому типу ($K_2O + Na_2O \approx 4 \div 7\%$),

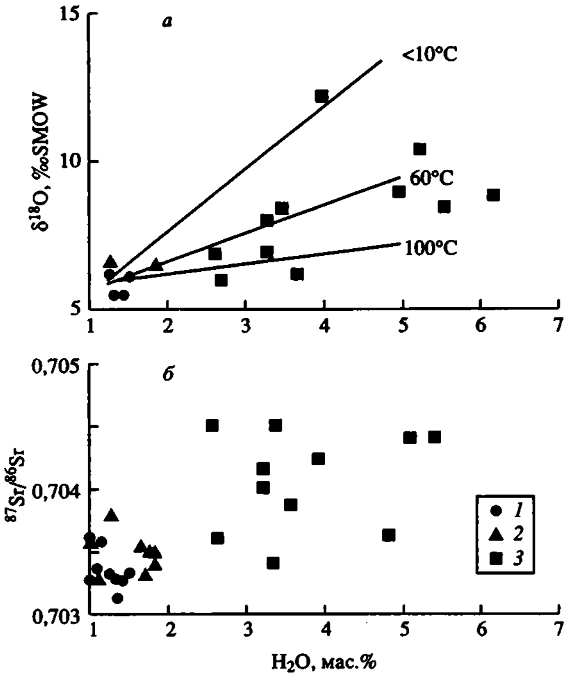


Рис. 2.4.1. Соотношение изотопного состава кислорода (*а*) и стронция (*б*) с концентрациями воды в щелочных эффузивах Камчатки (Волынец и др., 1995, 1997)

Породы: *1* – плейстоценовые; *2* – плиоценовые; *3* – миоценовые. Линии – тренды изменения базальтов при различных температурах в контакте с морской водой

заметно отличаясь от известково-щелочных лав "островодужного" типа, помимо щелочности, высокими содержаниями Ti, P, Nb, Ta, Zr, Sr, Th, U и некоторых других элементов (Геохимическая..., 1990). Породы имеют очень высокие содержания воды (до 7 мас.%) и несут явные петрографические следы постмагматических преобразований: хлорит, развивающийся по оливину и стеклу основной массы, а также карбонат, выполняющий вместе с хлоритом поры в породах (Волынец и др., 1995, 1997).

Миоценовые щелочные базальты характеризуются большим разбросом величин $\delta^{18}O = 6{,}0 \div 12{,}2‰$, отношений $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70362\text{–}0{,}70512$ и, в целом, заметным обогащением изотопами ^{18}O и ^{87}Sr по сравнению с более молодыми эффузивами. Хотя величины $\delta^{18}O$ и отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в щелочных эффузивах обнаруживают несомненную связь со степенью постмагматических преобразований (рис. 2.4.1), авторы статьи, в которой впервые были опубликованы эти результаты (Волынец и др., 1995), существенно разошлись во мнениях по поводу их интерпретации. Специалисты в области изотопной геохимии полагали, что изотопный состав миоценовых щелочных базальтов искажен постмагматическими процессами и говорить о гетерогенности мантийных источников в этой ситуации некорректно. Петрологическая часть авторского коллектива, возглавляемая О.Н. Волынцом, признавая наличие постмагматических изменений, считала их влияние на изотопные системы несущественными. В дальнейшем вторая точка зрения получила развитие в более детальной статье, в которую также были включены данные по изотопному составу неодима и свинца (они также хорошо коррелируются с потерями при прокаливании и изотопным составом кислорода). По мнению О.Н. Волынца с соавторами (1997, стр. 1014), "корреляция изотопных характеристик пород с LOI (потерями при прокаливании) является ложной, наведенной, обусловленной более высокой, в общем, степенью изменения базанитов по сравнению с щелочными базальтами и микрогаббро и отличиями тех и других по изотопному составу". Основывается этот вывод почти исключительно на том, что постмагматические преобразования базальтов не могут сопровождаться изменением изотопного состава неодима.

Действительно, концентрации неодима в морской воде ($2{,}5 \cdot 10^{-12}$), на 6 порядков меньше концентраций стронция ($8 \cdot 10^{-6}$), в связи с чем выветривание морских базальтов, которое сопровождается заметным увеличением в них отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, обычно не проявляется в изотопном составе неодима (Фор, 1989). В рассматриваемом случае мы, однако, имеем дело не с обычным выветриванием: характер корреляции $\delta^{18}O$ с H_2O позволяет предположить, что ще-

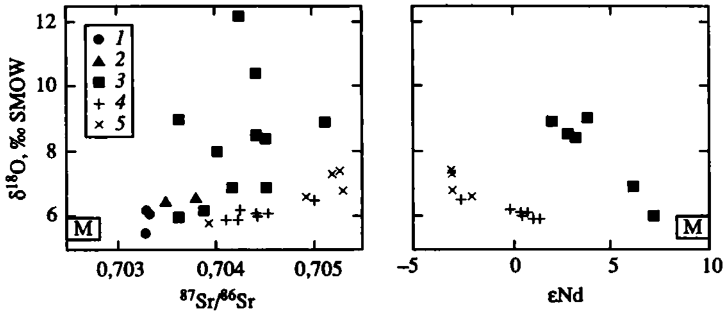


Рис. 2.4.2. Соотношение изотопного состава кислорода, стронция и неодима в щелочных эффузивах подводной горы Питкаран (Woodhead et al., 1993), иллюстрирующие "мантийную" контаминацию и аналогичные соотношения в доплейстоценовых щелочных эффузивах Камчатки (Волынец и др., 1995, 1997)

Базальты Камчатки: *1* – плейстоценовые, *2* – миоцен-плиоценовые, *3* – палеогеновые; гора Питкаран: *4* – базальты, *5* – андезиты; М – Тихоокеанские БСОХ

лочные базальты Валагинского хребта были преобразованы при температурах порядка 60–100 °С (самая верхняя точка на рис. 2.4.1 соответствует базальту с п-ва Камчатского мыса). Термальные растворы при определенных условиях способны концентрировать редкоземельные элементы: в относительно низкотемпературных гидротермах о. Кунашир содержания неодима достигают 10^{-8}–10^{-9} (Знаменский, Журавлев, 1988), что на 3 порядка превышает его содержание в океанической воде. Величины εNd в этих растворах опускаются до нуля, что указывает на то, что его источником являются вмещающие осадочные породы.

Отметим, что щелочные эффузивы на Валагинском хребте слагают относительно тонкий горизонт и подстилаются мощными (более 2 км) толщами осадочных пород, выполняющих Тюшевский прогиб. Геохимия формационных вод, заключенных в осадочных чехлах, существенно отличается от геохимии морской воды – нередко это весьма крепкие рассолы. Как будет показано ниже – в разделе, посвященном карбонатитоподобным породам – существует весьма высокая вероятность того, что высококонцентрированные рассолы могли принимать участие и в преобразовании эффузивов.

В подтверждение того, что мантия может быть гетерогенна не только по изотопному составу радиогенных элементов, но и по изотопному составу кислорода, О.Н. Волынец с соавторами ссылались на данные, полученные по щелочным базальтам подводных гор Питкариан в Тихом океане (Woodhead et al., 1993), однако такое сопоставление некорректно. Разброс величин $\delta^{18}O$ в свежих стеклах щелочных базальтов гор Питкариан ($\delta^{18}O_{max}$ = 7,4‰) несоизмерим с разбросом $\delta^{18}O$ в щелочных базальтах Восточной Камчатки, и в координатах $\delta^{18}O$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ они лежат на совершенно разных трендах (рис. 2.4.2).

В целом аргументы в пользу проявления на Восточной Камчатке специфического, обогащенного мантийного источника миоценовых щелочно-базитовых магм представляются неубедительными. Наличие в базальтах вторичных минералов, высокие концентрации воды и корреляция H_2O и $\delta^{18}O$ не оставляют сомнений в том, что вариации последних обусловлены постмагматическими изменениями. Корреляции изотопного состава стронция, неодима и свинца с величинами $\delta^{18}O$ и концентрациями H_2O делает весьма вероятным вывод, что и вариации радиогенных изотопов связаны с постмагматическими преобразованиями. Щелочно-базитовые магмы, изливавшиеся на Восточной Камчатке в миоцене, по изотопным характеристикам вряд ли существенно отличались от тех, которые изливаются в настоящее время.

В середине 80-х гг. в северной части Валагинского хребта среди мел-палеогеновых щелочных базальтов были обнаружены карбонатные породы, описанные как карбонатиты магматического генезиса (Расс, Фрих-Хар, 1987). Основанием для такого диагноза послужили: наличие магматических минералов-вкрапленников (диопсид-авгита, граната, апатита); характерные для карбонатитов высокие концентрации стронция (до 15000 г/т), бария, титана, алюминия и щелочей; обычные для магматических пород Камчатки низкие отношения $^{86}Sr/^{87}Sr = 0,70342 \div 0,70369$.

Этот вывод находился, однако, в противоречии с геологическими наблюдениями. По данным В.А. Селиверстова, проводившего в этом районе полевые исследования, наличие непрерывного ряда пород от совершенно свежих до полностью карбонатизированных, скорее, указывало на то, что карбонатиты являются результатом постмагматической карбонатизации фрагментов щелочных базальтоидов. Для проверки этого предположения был исследован изотопный состав углерода и кислорода в самих карбонатитах, а также карбонатном материале вмещающих щелочных и ультраосновных эффузивов (Покровский, Селиверстов, 1998).

Породы щелочно-ультраосновного комплекса, включающие карбонатиты, образуют в приводораздельной части Валагинского хребта небольшой палеостратовулкан, в разрезе которого (снизу вверх) выделяются три пачки: ультраосновные (меймечитовые) туфы мощностью 300–350 м и фациально замещающие их шаровые лавы того же состава; псаммитовые туфы щелочных натриево-калиевых базальтоидов (100–250 м) с обломками карбонатитов в основании пачки; меймечитовые туфы, перекрывающиеся тефроидными гравелитами и конгломерато-брекчиями меймечитов и щелочных базальтоидов (видимая мощность не менее 150 м). По своему нормативному составу неизмененные разности щелочных эффузивов отвечают меланефелинитам, нефелинитам и трахибазальтам. Комплекс был сформирован в субокеанических условиях. Он лежит на субщелочных базальтах попутновской свиты, перекрываясь шошонитами и латитами темнореченской свиты, с которыми составляет верхнемеловую валагинскую серию.

Меймечитовые туфы полностью серпентинизированы и в отдельных горизонтах содержат большое количество родингитовых включений. Основная масса лав и крупных обломков в туфах, как правило, также полностью изменена. Оливин замещен вторичными минералами по периферии и трещинам. Карбонатное вещество в меймечитах образует микроскопические включения в раннемагматических оливинах (Селиверстов, 1994), мелкие овоидные обособления диаметром около 1,5 см, рассеянные выделения в основной массе, тонкие гипергенные жилки. В толще туфов встречена единственная кальцитовая жила небольшой протяженности и мощностью до 0,5 м. Карбонаты встречаются также в некоторых образцах родингитов, где они частично или полностью выполняют пустоты. И, наконец, тонкие кальцитовые натеки гипергенного происхождения обнаружены на обломках пород в элювии ультрамафитовой дайки.

В щелочно-базальтоидных лавах присутствуют два основных типа карбонатов: заполняющие миндалины и метасоматически замещающие основную массу, выполняющие мелкие трещины. Преобладает кальцит, реже встречается стронциевый кальцит и стронцианит (Селиверстов, 1994). Геологические наблюдения позволяют предположить, что породы, описанные как карбонатиты, являются наиболее измененными разностями щелочных базальтоидов, в которых незамещенными остаются лишь крупные фенокристы клинопироксена.

Руководствуясь петрографическими критериями, можно заключить, что из всех разнообразных форм карбонатов в породах щелочно-ультраосновного комплекса наиболее близки к магматическим проявления кальцита в меймечитах – включения в кристаллах оливина, овоиды и карбонатная минерализация основной массы. За-

Таблица 2.4.1

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах щелочно-ультраосновного комплекса

№ обр.	Порода	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	CO_2, мас.%
K616-14	Карбонатит, обломок в туфах щелочных базальтоидов	1,5	15,5	13,49
PL32-15	То же	0,1	14,8	20,54
PL32-18	То же	0,4	14,3	26,18
PL36-3	"	0,3	14,9	20,11
PL32-20	"	0,3	14,9	11,8
PL32-13	"	–2,1	16,0	24,69
PL36-2	"	0,3	14,2	29,33
PL79-4	"	0,2	15,5	18,87
7.4.85*	"	0,8	15,4	29,82
7.3.85*	"	1,2	15,6	28,60
7.2.85*	"	1,1	15,3	9,21
PL32-5	Лейцитовый тефрит, лапилли	–0,1	15,6	2,79
PL79-10	Нефелиновый трахибазальт, бомба	–0,3	15,7	3,25
PL94-1	То же	–3,3	21,0	0,17
PL32-3	"	–1,2	16,7	0,15
PL84-11	"	1,0	17,5	0,48
PL84-12	"	0,1	15,5	1,61
PL84-13	"	0,2	17,2	0,82
K616-9	Тефрит, обломок в туфах	–6,1	22,7	0,24
K616-11	Меланефелинит, дайка	–3,4	22,2	0,80
PL5-8	Меймечит, обломок в туфах	12,2	14,4	н.о.
Г613-7	Меймечит, туф	–1,0	15,9	12,73
PL11-5	Меймечит, дайка, карбонатные нодули	7,8	13,5	н.о.
PL11-5	Меймечит, вал	3,1	15,4	н.о.
139-11	Меймечит родингитизированный	20,3	14,3	н.о.
PL20-2	Родингит, обломок в туфах	8,5	15,2	н.о.
PL5-9	То же	8,8	15,2	н.о.
PL2-3	"	1,2	14,8	н.о.
PL2-7	"	1,2	14,8	н.о.
PL90-2	Кальцитовая жила в меймечитах	16,6	15,2	н.о.
K606	Карбонатная корка на обломке ультраосновной дайки	–8,4	20,9	н.о.

* В этих образцах определены следующие отношения $^{86}Sr/^{87}Sr$ (Расс, Фрих-Хар, 1987): № 7.4.85 – 0,70365; № 7.3.85 – 0,70342; № 7.2.85 – 0,70369

полнение газовых полостей и замещение основной массы щелочных базальтоидов, а также образование секущих кальцитовых жил происходило в постмагматическую стадию. Наиболее поздними образованиями являются карбонаты гипергенных натеков и тонких жилок, встречающихся во всех разностях пород. Содержания углекислого газа в породах ассоциации изменяются в широком интервале (0–28 мас.%), что не противоречит выводам, сделанным на основе геологических и петрографических наблюдений.

В табл. 2.4.1 приведены результаты определения изотопного состава кислорода и углерода. В координатах $\delta^{13}C$ – $\delta^{18}O$ (рис. 2.4.3) карбонатиты, рассеянные карбонаты щелочных базальтоидов и карбонаты из меймечитов и родингитов занимают различные, хотя и перекрывающиеся поля. Наиболее компактно расположены фигуративные точки карбонатитов: $\delta^{13}C = -2{,}1 \div 1{,}5$‰, $\delta^{18}O = 14{,}3 \div 16{,}0$‰. В карбонатном материале щелочных базальтоидов разброс значительно шире: $\delta^{13}C = -6{,}1 \div 1{,}0$‰, $\delta^{18}O = 15{,}6 \div 22{,}7$‰, причем в образцах, где карбонатизация суще-

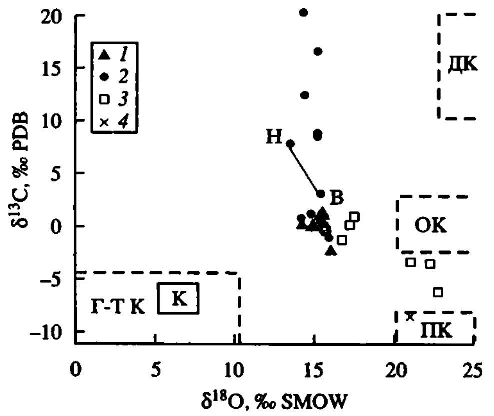


Рис. 2.4.3. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах и карбонатном материале щелочных и ультраосновных вулканитов Валагинского хребта

1 – "карбонатиты"; *2* – карбонаты ультраосновных эффузивов, линией соединены овоидное стяжение (н) и валовая проба обр. PL11-5 (в), *3* – рассеянный карбонат щелочных базальтоидов; *4* – гипергенная кальцитовая корка; Пунктиром ограничены поля: **г-т к** – карбонатов Мутновской гидротермальной системы (см. предыдущую главу), **пк** – почвенных карбонатов (Salomons, 1975), **ок** – осадочных карбонатов, **дк** – диагенетических карбонатов (Покровский, 1980); **к** – типичные магматические карбонаты

ственна (CO_2 > 1%), изотопный состав углерода и кислорода близок к таковому карбонатитов. Наблюдаемая корреляция $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ с содержанием CO_2 (рис. 2.4.4) свидетельствует о присутствии в щелочных базальтоидах по крайней мере двух фаз карбоната: основной – "карбонатитовой" и контаминирующей. В наиболее чистом виде контаминант представлен заведомо экзогенной карбонатной коркой с обломка эффузива (обр. № K606: $\delta^{13}C$ = –8,4‰, $\delta^{18}O$ = 20,9‰), которая по изотопному составу близка к почвенным карбонатам (Salomons, 1975).

По изотопному составу кислорода карбонаты из ультраосновных эффузивов и родингитов практически не отличаются от карбонатитов (см. табл. 2.4.1, см. рис. 2.4.3), однако изотопный состав углерода в них совершенно необычен: $\delta^{13}C$ = = –1,0 ÷ 20,3‰. Соотношения изотопного состава макровключений и рассеянного карбоната из одного образца меймечита (№ PL11-5) показывает, что и в этих породах содержится два вида карбоната, причем именно основная фаза характеризуется аномально высокими величинами $\delta^{13}C$, а контаминантом служит материал с "карбонатитовым" составом либо такой же экзогенный карбонат, как в щелочных базальтоидах. Заведомо постмагматическая, секущая меймечиты кальцитовая жила (обр. № PL90-2), по изотопным характеристикам не отличается от остальных карбонатов вмещающих меймечитов.

Как видно на рис. 2.4.3, карбонатиты Восточной Камчатки по изотопному составу углерода и кислорода резко отличаются от "классических" карбонатитов, развитых на континентах. Между ними не наблюдается трендов, которые позволили бы предположить их, если не близкое, то отдаленное родство: глубинная вулканическая углекислота не принимала, надо полагать, сколько-нибудь заметного участия в карбонатизации пород щелочно-ультраосновного комплекса.

Прежде всего, обратим внимание на высокие величины $\delta^{18}O$ в изученных карбонатах. В основной массе карбонатитов, щелочных базальтоидов и ультраосновных пород они не выходят за пределы 13,5÷16,0‰, что характерно, скорее, для метаморфических или низкотемпературных гидротермальных, чем для магматических пород. Температуры карбонатизации, рассчитанные, исходя из предположения равновесия с морской водой ($\delta^{18}O$ = 0‰), составляют 110–140 °С. Они не могли превышать 300–350 °С даже если допустить, что в термальных растворах ведущая роль принадлежала магматическим водам ($\delta^{18}O$ = 6‰). Отметим, что для карбонатов, формирующихся в активных средне-высокотемпературных гидротермальных системах, таких, как, например, Мутновская или кальдеры Узон, которые были рассмотрены в предыдущем разделе, характерны значительно более низкие величины $\delta^{18}O$.

С другой стороны, есть основания полагать, что вторичные карбонаты с изотопным составом кислорода в пределах $\delta^{18}O$ = 15 ± 2‰ типичны для островодужных вулканогенно-осадочных толщ, преобразованных в условиях зеленокаменного

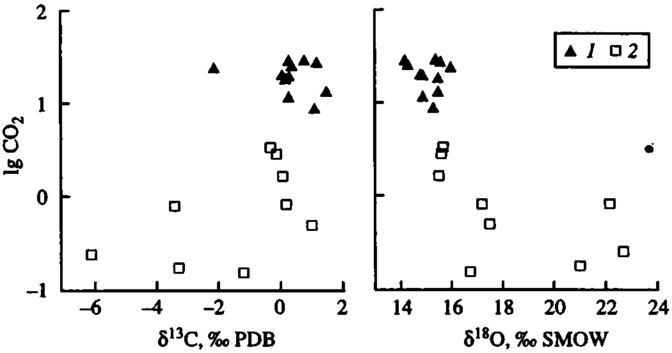


Рис. 2.4.4. Зависимость изотопного состава углерода и кислорода в карбонатитах (*1*) и щелочных базальтоидах (*2*) от содержания CO$_2$

метаморфизма. Карбонаты по изотопному составу кислорода, практически идентичные рассмотренным в настоящей статье, обнаружены, в частности, в раннесилурийской именновской свите, пройденной Уральской сверхглубокой скважиной, данные по которой рассматриваются ниже. Температуры их образования также не превышали 200–220 °С.

Карбонаты с более высокими значениями δ^{18}O, обнаруженные в эффузивах с низким содержанием CO$_2$, несомненно, были образованы значительно позднее и при более низких температурах, чем их прочие разновидности. Изотопный состав кислорода в нем определяется низкотемпературным (<50 °С) равновесием с местными атмосферными водами.

Разброс величин δ^{13}C в карбонатах щелочно-ультраосновного комплекса отражает, очевидно, смешение углерода из различных коровых источников. Основным источником углерода карбонатитов и щелочных базальтоидов были, надо полагать, морские осадочные карбонаты, растворенные и переотложенные термальными растворами, либо непосредственно бикарбонат-ион морской воды. В эффузивах с низким содержанием CO$_2$ ощущается, как отмечено выше, примесь гипергенных (почвенных) карбонатов, в формировании которых принимает участие изотопно-легкая углекислота органического происхождения (Salomons, 1975). Наибольший интерес вызывают, однако, изотопно-тяжелые карбонаты из ультраосновных эффузивов: ранее в ассоциации с вулканогенными породами, насколько нам известно, такие карбонаты не наблюдались.

Углекислота с высокими значениями δ^{13}C > 15‰ обычно образуется при бактериальном восстановлении CO$_2$ до метана либо в результате изотопно-обменных реакций в системе CO$_2$–CH$_4$. Такая углекислота характерна для газовых месторождений (Wasserburg et al., 1963), поровых растворов в осадках, богатых органическим веществом (Nissenbaum et al., 1972) и грязевых вулканов (Валяев и др., 1985). Широко распространены, в том числе на Восточной Камчатке (Покровский, 1980), изотопно-тяжелые диагенетические карбонаты. Можно предположить, что обогащенные ^{13}C карбонаты меймечитовых туфов также связаны с процессами изотопного обмена в системе CO$_2$–CH$_4$ и образованы рассолами из вмещающих (подстилающих?) щелочно-ультраосновной комплекс осадочных пород. Существенно, что рассолы, связанные с процессами катагенеза осадочных пород, богатых органическим веществом, обычно в больших количествах содержат щелочи, а также стронций, барий и ряд других редких элементов. Их участие в карбонатизации пород щелочно-ультраосновного комплекса, возможно, объясняет высокие концентрации этих элементов и в "карбонатитах" Камчатки. Следует признать, впрочем, что это не более чем предположение, достаточно плохо согласующееся с конкретной геологической ситуацией и нуждающееся в дальнейшем исследовании.

Отметим, что низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые, согласно широко распространенной точке зрения, свидетельствуют о мантийном происхождении пород, на самом деле являются только признаком существенно мантийного происхождения стронция. Наряду с мантийными магматическими породами низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ характерны для широкого класса гидротерм атмосферного (Виноградов, Вакин, 1983) и морского (Piepgras, Wasserburg, 1985) питания, а также высококонцентрированных нефтяных рассолов (Notsu et al., 1988), которые выщелачивают стронций из вулканогенных пород. Примерно такие же изотопные отношения стронция, как в карбонатитах, имеют глубоко преобразованные гидротермальными растворами породы Камчатки, рассмотренные в предыдущей главе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой главе мы рассмотрели два типа образований, которые объединяет то, что их изотопные характеристики в значительной мере определяются эпигенетическими (метаморфическими) преобразованиями, а не типом мантийного источника или условиями коровой контаминации на магматической стадии. Пренебрежение этим обстоятельством, которое вполне убедительно, на наш взгляд, доказывается данными по стабильным изотопам, ведет к ошибочным суждениям о генезисе пород и их мантийных источниках. Вулканические породы подстилаются и переслаиваются на Восточной Камчатке с мощными горизонтами осадочных и вулканогенно-осадочных пород, пока еще плохо изученных, но, несомненно, существенно отличающихся от свежих эффузивов по изотопным характеристикам. Активный обмен между осадочными и изверженными породами, в той или иной степени затрагивающий все изотопные системы, начинается, очевидно, уже на стадии эпигенеза и низкотемпературного метаморфизма. Он ведет не только к обогащению эффузивов "коровыми" изотопами, но и к изменению их элементного состава, а в некоторых случаях к появлению специфических высокостронциевых карбонатов, по ряду петрохимических характеристик напоминающих типичные магматогенные карбонатиты континентов.

Интерпретация изотопных данных, полученных по карбонатитоподобным породам Восточной Камчатки, не встречает, на наш взгляд, серьезных затруднений: это результат сравнительно низкотемпературной (порядка 150 °С) карбонатизации щелочных базальтоидов, которая осуществлялась океанической водой или продуктами дегидратации океанических осадков. Весьма загадочными, однако, остаются причины аномального обогащения этих пород стронцием, барием и некоторыми другими элементами, в целом не характерными для постмагматической карбонатизации вулканических пород зон перехода океан-континент. Можно предположить, что их образование связано с подземными водами рассольного типа, широко распространенными в осадочных чехлах континентов, но пока не обнаруженными на Камчатке.

2.5. СИЛУРИЙСКИЕ ОСТРОВОДУЖНЫЕ ЭФФУЗИВЫ ТАГИЛЬСКОГО ПРОГИБА

Изучение вулканических пород, образованных в отдаленные геологические эпохи, необходимо как для выявления возможной геохимической эволюции собственно островодужных магм, так и для определения условий постмагматических преобразований и их влияния на различные изотопные системы.

В качестве материала для изотопных исследований мы использовали керн Уральской сверхглубокой скважины, забуренной в 1985 г. в западном крыле Тагильского прогиба и к настоящему времени вскрывшей четырехкилометровый разрез, сложенный вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, относимыми к именновской свите. Состав эффузивов, а также общее структурное положение территории, позволяют предполагать, что они сформированы в условиях островной дуги, располагавшейся в западной части ранне-среднепалеозойского Уральского палеоокеана (Перфильев, 1979; Самыгин и др., 1998).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Вскрытый скважиной разрез включает четыре толщи (сверху вниз): эффузивную (0–430 м), сложенную преимущественно потоками базальтовых и андезитобазальтовых лав; вулканогенно-кластическую (430–2640 м), в которой преобладают псефитовые и глыбово-агломератовые туфы, андезито-базальтовые туффиты и тефроиды; переходную вулканогенно-осадочную (2640–3487 м), представленную туффитами, тефроидами, туфопесчаниками, реже андезито-базальтовыми и базальтовыми туфами с прослоями кремнистых туфоалевролитов и углисто-кремнистых алевролитов; флишоидную (3487–4064 м), в которой преобладают андезито-дацитовые и дацитовые вулканогенно-осадочные, обломочные и кремнистые осадочные породы. Две верхние толщи объединяются в андезито-базальтовый комплекс (S_1–S_2), а две нижние – в андезито-дацитовый (S_1) (Башта и др., 1991; Викентьев и др., 1990).

Все вулканические породы и рассекающие их дайки микродиоритов, габбро, горблендитов относятся к известково-щелочной серии и отчетливо диагностируются, несмотря на интенсивные постмагматические изменения. Базальты образуют потоки мощностью в первые метры, иногда десятки метров. Нередко это подушечные лавы, по которым устанавливается нормальное (не опрокинутое) залегание. Структуры обычно миндалекаменные, порфировые. Характерны вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза (андезин–лабрадор). Андезиты представлены большей частью крупнообломочными и агломератовыми туфами, но встречаются и потоки мощностью более 10 м. Дациты представлены грубообломочными туфами с кристаллами плагиоклаза и кварца до 3–5 мм.

Породы, вскрытые скважиной, претерпели метаморфизм в условиях пумпеллиитовой фации при температурах 200–250 °С и палеоградиенте не более 15–20 °С/км (Викентьев и др., 1990). Метаморфические минералы представлены альбитом, хлоритом, пренитом, пумпеллиитом, эпидотом, кварцем, кальцитом, цеолитами и сфеном. Вкрапленники клинопироксена частично замещены хлоритом, пренитом и кварцем, а плагиоклаз большей частью превращен в альбитовый агрегат. С глубиной, особенно с 2400 м, количество вторичных минералов увеличивается, достигая 60–80% от объема породы. По всему разрезу присутствует сульфидная минерализация, главным образом в виде пирита и пирротина, реже встречаются марказит (в верхней части), а также сфалерит и галенит (в основном ниже 3500 м). Выделяются три типа сульфидной минерализации: "сингенетичная" вкрапленность, рассеянная в пирокластических и послойная в туфогенно-осадочных, иногда в виде фрамбоидальных метаглобулярных сфероидов, обычно образующихся при бактериальном восстановлении сульфата морской воды в диагенезе; прожилково-вкрапленная, ассоциирующая с дайками; прожилковая (с кварцем и кальцитом) минерализация, не связанная с дайками.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Водород. Обсуждение результатов целесообразно начать с водорода, так как изотопный состав этого элемента несет наиболее достоверную информацию о происхождении гидротермальных и метаморфических растворов, участвующих в преобразовании пород. В шести образцах эффузивов (три базальта, три андезита) из скважины обнаружены почти не различимые в пределах ошибки величины

Таблица 2.5.1

Изотопный состав кислорода и водорода в валовых пробах и магматических минералах из керна скв. СГ-4 (Отчет..., 1995; Покровский и др., 1996)

№ обр.	Глубина, м	Порода*	$\delta^{18}O$	δD	H_2O	SiO_2	K_2O
157	80	б	8,2	–59	3,69	48,73	0,5
730	146	а	11,1	–	1,25	55,34	0,42
768	158	б	8,5	–60	4,05	48,11	0,2
943	196	б	7,3	–64	3,6	47,8	0,7
1480	259	а	10,5	–	3,02	56,45	0,6
2662	410	аб	10,0	–	4,18	49,53	0,22
7196	1105	а	11,4	–63	2,16	57,88	0,55
7245	1112	а	11,6	–	1,54	61,6	0,55
7245	1112	а(pl)	11,2	–	–	–	–
10333	1638	аб	10,2	–	2,64	53,67	0,6
14374	2390	аб	8,8	–	4,64	52,24	1,15
17373	2828	а	9,6	–71	2,29	55,66	0,7
23038	3741	фт	12,1	–	3,25	63,43	0,69
23138	3751	фт	10,8	–	1,96	74,72	0,42
23184	3756	фт	13,2	–55	1,96	78,21	1,48
23317	3787	гб	7,3	–	4,3	43,45	0,13
23317	3787	гб (px)	6,6	–	–	–	–
24087	3889	фт	12,6	–33	2,2	74,01	1,03
25382	4005	д	10,8	–59	2,46	57,25	1,6
27349	4202	гб	8,4	–	4,1	47,42	0,35
27349	4202	гб (amph)	7,3	–	–	–	–
27349	4202	гб (pl)	10,5	–	–	–	–

Примечание. В этой и в табл. 2.5.2, 2.5.3: а – андезит; б – базальт; аб – андезито-базальт; д – дацит; гб – горнблендит; фт – фтанит; др – диорит; тт – туффит, ат – алевролит; пк – песчаник; пт – пелит. В скобках – pl – плагиоклаз; amph – амфибол; px – пироксен; без пометки в скобках – валовая проба

$\delta D = -59 \div -71$‰ (табл. 2.5.1), вполне идентичные δD глинистых минералов, образующихся при подводных гидротермальных изменениях базальтов океанического дна или в экспериментах по взаимодействию базальтов с морской водой. Для расчета изотопного состава воды, под воздействием которой происходило изменение эффузивов, можно воспользоваться формулой изотопного фракционирования в системе хлорит–вода, поскольку среди гидроксилсодержащих минералов в эффузивах преобладает этот минерал. При 200 °С величина фракционирования $\Delta D_{\text{хлорит–вода}} = -50 \div -55$‰, соответственно, вода равновесная с породами скв. СГ-4 может быть оценена величиной $\delta D = -10 \pm 5$‰, что отвечает изотопному составу океанической воды (при отсутствии ледниковых покровов). В осадочных породах величины δD также близки к таковым в современных морских осадках. Они несколько выше, чем в эффузивах (см. табл. 2.5.1), ибо в них содержится больше глинистых минералов, богатых алюминием. Таким образом, можно предполагать, что породы, слагающие именновскую свиту, формировались в субокеанических условиях и основным агентом вторичного минералообразования была морская вода с изотопными характеристиками, близкими к современным.

Кислород. В валовых пробах изверженных пород значения $\delta^{18}O$ изменяются от 7,3 до 11,4‰. Очевидно, что эти вариации могут отражать состав исходных магм, условия и степень вторичных преобразований. Получить приблизительное представление о составе исходных магм можно по темноцветным минералам, наиболее устойчивым к вторичным преобразованиям. Мы располагаем двумя анализами

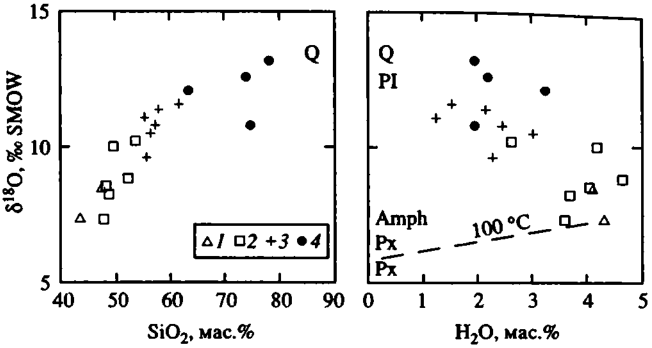


Рис. 2.5.1. Соотношение изотопного состава кислорода с концентрациями SiO_2 и H_2O в валовых пробах и минеральных фракциях керна скв. СГ-4

1 – габбро; *2* – базальты; *3* – андезиты, дациты; *4* – осадочные породы; Q – кварц; Pl – плагиоклаз; Amph – амфибол; Px – пироксен; пунктир – тренд, характерный для изменения базальтов в контакте с морской водой при 100°С

изотопного состава кислорода в пироксенах ($\delta^{18}O$ = 6,0 и 6,6‰) и одним в амфиболе ($\delta^{18}O$ = 7,3‰). Поскольку фракционирование изотопов кислорода между расплавом и пироксеном или амфиболом обычно составляет около 0,5‰, значения $\delta^{18}O$ в исходных магмах можно оценить в 6,5 ÷ 7,8‰, которые не выходят за пределы обычного для современных островодужных вулканических пород интервала. В двух монофракциях плагиоклаза величины $\delta^{18}O$ существенно выше: 11,2 и 10,5‰. Очевидно, плагиоклаз перекристаллизован и обогащен тяжелым изотопом кислорода в результате низкотемпературного обмена с водой. Используя формулу изотопного фракционирования между полевым шпатом и водой и принимая температуру преобразования 200 °С, можно оценить изотопный состав воды, равновесной с полевым шпатом: $\delta^{18}O$ = 2–3‰. Это обычные величины для термальных вод океанического происхождения. Нельзя исключить, таким образом, что полевой шпат в эффузивах полностью уравновешен с гидротермальными (метаморфическими) растворами при относительно высоких отношениях В/П > 1.

Как отмечалось в предыдущих разделах, постмагматические изменения кайнозойских океанических и островодужных эффузивов обычно проявляются в прямой корреляции величин $\delta^{18}O$ с содержанием H_2O. В силурийских эффузивах именновской свиты наблюдается обратная картина (рис. 2.5.1): величины $\delta^{18}O$ уменьшаются с увеличением содержания воды, причем в андезитах и дацитах содержания H_2O ниже, а величины $\delta^{18}O$ выше, чем в базальтах и андезито-базальтах. Эта закономерность может иметь различные объяснения. Возможно, она определяется составом вторичных минералов – более кислых, но менее водных в андезитах и дацитах, чем в базальтах. В то же время нельзя исключить, что характер вторичных преобразований базальтов и андезитов был несколько различным. Базальты и андезито-базальты, располагающиеся в верхней части разреза, претерпели изменения, по-видимому, весьма сходные с подводным выветриванием; породы же, идентифицированные как андезиты и дациты, вначале испытали изменения, сходные с теми, которые испытали базальты, а затем частичную дегидратацию с привносом SiO_2 или окварцевание. Весьма примечательно, что тренд, который образуют андезиты и дациты в координатах $\delta^{18}O$ – H_2O (см. рис. 2.5.1), прослеживается в область средних значений $\delta^{18}O$, полученных по вторичному кварцу. Характерно также соотношение $\delta^{18}O$ и SiO_2 (см. рис. 2.5.1): если базальты еще сохраняют связь с исходными породами, то андезиты и дациты лежат на одном тренде с фтанитами.

Нельзя исключить, что некоторые породы, идентифицированные на основании химического состава как андезиты и дациты, являются, на самом деле, "раскис-

Таблица 2.5.2

Изотопный состав кислорода и углерода во вторичных кальците и кварце и равновесные температуры (при условии $\delta^{18}O$ воды = 0‰)

№ обр.	Глубина, м	Порода	$\delta^{13}C$ (Cc)	$\delta^{18}O$ (Cc)	$\delta^{18}O$ (Q)	T °C
90	69	аб	1,3	14,8	–	123
485	118	а	–9,6	14,0	–	133
730	146	а	–	–	15,9	**148**
943	196	б	–4,0	17,2	–	99
1480	259	а	–	–	13,8	**171**
2662	410	аб	0,2	17,6	–	96
2662*	410	аб	0,4	16,6	–	*104*
7196	1105	а	0,1	16,1	13,1	110 **180**
7245	1112	а	0,2	13,6	–	138
7245*	1112	а	–0,1	16,9	–	*102*
10333	1638	аб	–0,2	16,7	–	104
11089	1788	а	–2,2	13,5	–	139
11709	1926	ат	–7,1	13,2	–	143
13915А	2314	а	–0,2	13,2	12,4	143 **190**
14374	2390	аб	–0,7	13,4	–	140
14374*	2390	аб	–0,6	17,0	–	*101*
20719	3419	др	–	–	11,1	**209**
21118	3515	пт	–4,4	12,6	–	151
21118*	3515	пт	–4,5	12,1	–	*158*
21560	3588	пк	–11,2	12,8	–	149
22340*	3667	др	–14,5	11,9	12,7	*160* **185**
23010	3738	д	–13,3	13,6	–	138
23038	3741	фт	–17,1	12,7	–	149
24843	3957	гб	–6,6	13,7	–	136
25382	4005	д	–3,8	14,6	–	126
25879	4028	тт	–	–	13,5	**175**
26243	4132	тт	–	–	11,7	**200**

Примечание. Звездочкой отмечены монофракции кальцита; остальные – рассеянный кальцит. Температуры, набранные жирным шрифтом, рассчитаны по кварцу; обычным шрифтом – по рассеянному кальциту и курсивом – по монофракциям кальцита. В обр. № 23084, № 23184 и № 24087 определены, соответственно, следующие величины $\delta^{13}C$ в рассеянном органическом веществе: –26,2; –26,7 и –31,7‰. Условные обозначения см. в табл. 2.5.1

ленными" при метаморфизме базальтами. В отличие от базальтов, слагающих мощные покровы, андезиты встречаются обычно в виде бомб и глыб в туфах. Это обстоятельство, а также, возможно, то, что они залегают на большей глубине в ассоциации с осадочными породами, вполне вероятно и определяют особенности их вторичных преобразований. Постмагматические изменения, которые претерпели породы именновской свиты, обычно называют "зеленокаменными", проводя определенную аналогию с породами современных океанов (greenstones). Необходимо, однако, отметить, что, в отличие от пород именновской свиты, океанические "гринстоуны" не обогащены, а обеднены изотопом ^{18}O ($\delta^{18}O = 2{,}8 \div 6{,}8$‰, Muehlenbachs, Clayton, 1972b). Их образование связывают с активными гидротермальными системами в зонах спрединга океанического дна, тогда как породы именновской свиты претерпели в субокеанических условиях, по-видимому, относительно низкотемпературные (<50 °С) изменения, сходные с подводным выветриванием, а затем региональный метаморфизм, в ходе которого были сформированы "зеленокаменные" минеральные парагенезисы.

Величины $\delta^{18}O$ в валовых пробах осадочных пород именновской свиты изменяются в пределах 10,8–13,2‰. В целом, это относительно низкие для пелитов и фтанитов значения. С одной стороны, они могут свидетельствовать о том, что в осадках содержалось большое количество магматического детрита, с другой – об интенсивном изотопном обмене (при посредстве флюида) осадочных пород с доминирующими в разрезе эффузивами в ходе метаморфизма. Положение на графике $\delta^{18}O$ – SiO_2 осадочных пород на общем тренде с изверженными показывает, что такой обмен был весьма интенсивным. Верхним пределом вариаций $\delta^{18}O$ в осадочных породах служат значения $\delta^{18}O$ во вторичном кварце.

В табл. 2.5.2 приведены данные по изотопному составу кислорода во вторичном кварце и кальците. Средние величины $\delta^{18}O$ в кварце несколько ниже, чем в кальците; в образцах, где определен изотопный состав обоих минералов, кварц также легче – на 3‰ (глубина 1106 м) и на 0,8‰ (глубина 2314 м). Такое соотношение не отвечает изотопному равновесию: в равновесной ассоциации при 200 °C кварц должен быть тяжелее кальцита на 5–6‰. Отсутствие равновесия, очевидно, объясняется тем, что кальцит отлагался при более низкой температуре, чем кварц. Если принять для воды величину $\delta^{18}O = 0‰$, то для кварца равновесные температуры составят 150–220 °C, что удовлетворительно согласуется с температурами, оцененными по минеральным парагенезисам. Для кальцита выделяются два пика: 100 ± 10 и 130–150 °C. Средние величины $\delta^{18}O$ несколько уменьшаются сверху вниз по разрезу, что отражает, по-видимому, увеличение температуры преобразования с глубиной. Температурный градиент, однако, невелик: на 4000 м увеличение температуры не превышает 40–50 °C.

Углерод. Вариации изотопного состава углерода охватывают интервал $\delta^{13}C$ от –17,1 до 1,3‰ (см. табл. 2.5.2, рис. 2.5.2). Они показывают, что углерод поступал в метаморфические растворы из двух источников. Одним из них были карбонат океанического происхождения (по-видимому, собственно бикарбонат-ион морской воды), а вторым – органическое вещество, содержащееся в осадках. Величины $\delta^{13}C$ в органическом веществе осадочных пород лежат в пределах от –26,2 до –31,7‰; они несколько ниже значений, характерных как для наземной ($\delta^{13}C \approx -20‰$), так и для морской ($\delta^{13}C \approx -25‰$) органики, что, вероятно, связано с декарбоксилизацией, которую она претерпела в ходе диагенеза и эпигенеза.

В минимальной степени углекислота органического происхождения проявлена в рассеянном и прожилковом кальците из лав и туфов в зонах, где прожилки кварц-кальцитового состава особенно обильны на глубинах 100–2200 м (по-видимому, это были зоны повышенной проницаемости), а в максимальной – в рассеянном кальците из осадочных и ассоциирующих с ними вулканогенных пород с глубин более 3000 м. Признаков участия глубинной вулканической углекислоты в карбонатизации пород именновской свиты не просматривается. Отметим, что для базальтов океанического дна изотопно-легкие ($\delta^{13}C < -7‰$) вторичные кальциты в целом не характерны.

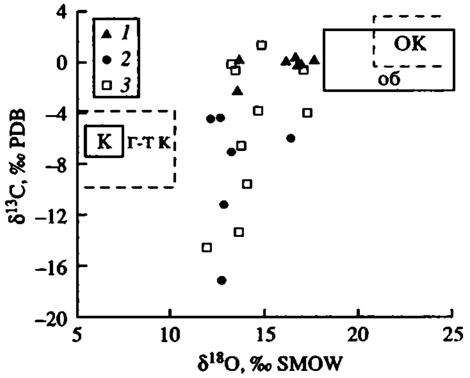


Рис. 2.5.2. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода во вторичном кальците из керна скв. СГ-4

Кальцит: *1* – из зон интенсивной гидротермальной проработки (зон прожилков), *2* – из лав и туфов, *3* – из осадочных пород: пунктиром ограничены поля: **г-т к** – карбонатов Мутновской гидротермальной системы (см. главу 2.3), **ок** – осадочных карбонатов, **об** – вторичных кальцитов из базальтов океанического дна (Muechlenbachs, Clayton, 1972a; Muechlenbachs, 1979; Lawrence, 1971: Stakes, O'Neil, 1982; McKenzie, 1980); к – типичные магматические карбонатиты

Таблица 2.5.3

Изотопный состав серы в сульфидах из керна СГ-4

№ обр.	Глубина, м	Порода	Минерал	$\delta^{34}S$	№ обр.	Глубина, м	Порода	Минерал	$\delta^{34}S$
1480	259	а	pi (св)	–20,3	22553	3698	пк	pt (в)	–9,3
1480	259	а	ch (св)	–12,4	23138	3751	фт	pi (св)	–16,7
20719	3419	др	gl (ж)	–4,6	24315	3920	фт	pt (св)	–16,2
21118	3515	пт	pi (св)	–11,3	25879	4028	тт	sph (ж)	–10,0
22293	3667	др	pi (в)	–2,0	26243	4132	тт	pt (ж)	–13,9
22340	3667	др	pi (ж)	–3,3	27527	4234	ат	pt (св)	–19,1
22365	3684	тт	pt (в)	–0,9					

Примечание. pi – пирит; pt – пирротин; ch – халькопирит; sph – сфалерит; gl – галенит. В скобках: св – сингентичные включения; в – включения; ж – прожилки. Остальные условные обозначения см. в табл. 2.5.1

Повышенная роль углекислоты органического происхождения в карбонатизации пород именновской свиты, по-видимому, в какой-то степени отражает то, что она формировалась в относительной близости от суши, где осадки, как правило, содержат больше органического вещества.

Сера. Изотопный состав сульфидной серы ($\varepsilon^{34}S$) из пород, вскрытых СГ-4, варьирует в пределах $\delta^{34}S$ от –20,3 до –0,9‰ (табл. 2.5.3). Ранее в районе заложения СГ-4 изучался изотопный состав серы в сульфидах руд колчеданных месторождений и вмещающих их породах раннесилурийской базальт-риолитовой формации, а также скарново-магнетитовых руд, метасоматитов и магматических пород позднесилурийской – раннедевонской базальт-трахитовой формации (Загрузина, 1986; Медноколчеданные..., 1992). Во всех этих образованиях сульфиды имеют близкие к 0 или положительные значения $\delta^{34}S$ (до 10) и, таким образом, сильно обогащены тяжелым изотопом серы по сравнению с сульфидами скв. СГ-4. Существенно различен изотопный состав серы в сульфидах разных типов минерализации: от ранней "сингенетической" вкрапленности к прожилковой и затем к минерализации, тяготеющей к дайкам, величины $\delta^{34}S$ закономерно увеличиваются (рис. 2.5.3). На детально опробованном интервале 3400–4200 м проявляется увеличение $\delta^{34}S$ в "сингенетических" (тип 1) и "эпигенетических" (тип 3) сульфидах по мере приближения к крупным дайкам.

Эти закономерности, очевидно, иллюстрируют смешение двух генераций сульфидов: изотопно-легкой диагенетической ($\delta^{34}S < -20‰$) и тяжелой гидротермальной ($\delta^{34}S \geqslant 0‰$). Не возникает сомнений в том, что изотопно-легкие диагенетические сульфиды были образованы в результате низкотемпературного бактериального восстановления сульфата морской воды (другой стороной этого процесса является окисление органики и образование углекислоты с низкими значениями $\delta^{13}C$, что нашло отражение в изотопном составе углерода кальцита). Изотопный состав гидротермальной серы формировался, вероятно, в результате совместного действия нескольких факторов: термохимического восстановления сульфата морской воды при температуре >150 °С; растворения диагенетических сульфидов; растворения магматических сульфидов из эффузивов. Подсчитать баланс этих источников не представляется возможным, так как восстановление сульфата сопровождается кинетическим изотопным фракционированием, величина которого трудно предсказуема.

Стронций и неодим. Д.З. Журавлев в породах скв. СГ-4 определил изотопный состав стронция и неодима (Отчет..., 1995; Розен и др., 1997). Полученные данные, в целом, хорошо согласуются с результатами изучения стабильных изотопов. На Rb-Sr и Sm-Nd диаграммах ни эффузивы, ни осадочные породы скв. СГ-4 не дают

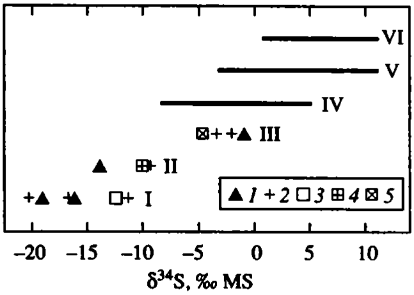


Рис. 2.5.3. Изотопный состав серы в сульфидах различного типа минерализации из керна скв. СГ-4 (I–III), рудовмещающих вулканогенных формаций Красноуральского района (IV, V) и гидротермальных сульфидов срединно-океанических хребтов (VI)

I – сингенетичная вкрапленность; *II* – кварц-кальцитовые прожилки; *III* – прожилки и вкрапленность в дайках и их экзоконтактах; *IV* – колчеданные руды и вмещающие породы Красноуральского и Кабанского рудных полей (Загрузина, 1986; Медноколчеданные..., 1992); *V* – магнетитовые руды и скарны Гороблагодатского рудного поля (Загрузина, 1986); *VI* – гидротермальные сульфидные руды океанического дна

статистически достоверной изохроны, угол наклона облака точек в обоих случаях примерно соответствует предполагаемому возрасту (420 млн лет). В эффузивах начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{420}$ колеблются от 0,70319 до 0,70442 и εNd = = 5,7 ÷ 8,4, не обнаруживая отчетливой корреляции между собой. Обработка проб соляной кислотой ведет к некоторому уменьшению $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и увеличению εNd, что характерно для измененных пород. Разница в изотопном составе между обработанными кислотой пробами и кислотными вытяжками, однако, очень невелика: 0,00005–0,0005 по стронцию и 0,1–0,6 единиц ε по неодиму. Значительной разницы между базальтами и андезитами ни в изотопном составе стронция, ни в изотопном составе неодима не устанавливается (рис. 2.5.4).

Удивительным результатом является то, что начальные отношения изотопов стронция (0,70405–0,70509) и εNd (2,8–7,5) в осадочных породах именновской свиты очень слабо отличаются от соответствующих величин в эффузивах. Отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в осадочных породах скв. СГ-4 значительно ниже, а εNd выше, чем в силурийской океанической воде, не говоря уже о древнем сиалическом материале, поступающем в океан с материковым сносом.

Структурное положение Тагильского прогиба, к востоку и западу от которого расположены пояса офиолитов, позволяет предположить, что "Именновская" островная дуга развивалась на энсиматическом фундаменте (Самыгин и др., 1998). Изотопный состав стронция и неодима в эффузивах и осадочных породах дуги убедительно подтверждает этот вывод. Вместе с тем, нельзя не отметить, что в среднем отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в эффузивах именновской свиты несколько выше, а εNd ниже, чем в аналогичных породах Камчатки и Курильских островов. Очевидно, химическая активность термальных (метаморфических) растворов была доста-

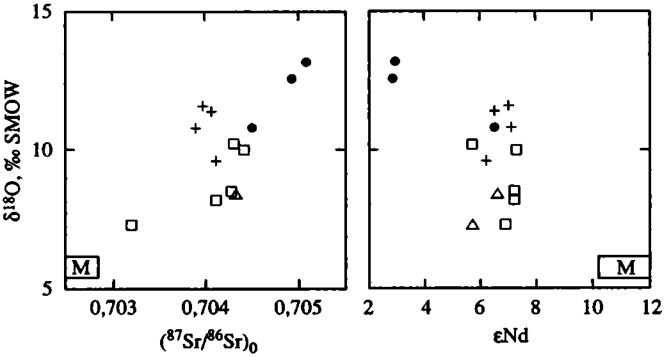


Рис. 2.5.4. Соотношение изотопного состава кислорода с изотопным составом стронция и неодима в керне скв. СГ-4 (Покровский и др., 1996; Отчет..., 1995; Розен и др., 1997)

Условные обозначения см. на рис. 2.5.1; М – поле БСОХ точной для мобилизации стронция и редкоземельных и интенсивного обмена изотопного состава стронция и неодима между осадочными и вулканогенными породами. Этот вывод подтверждается общими трендами, на которых лежат вулканогенные и осадочные породы именновской свиты в координатах $\delta^{18}O$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и $\delta^{18}O$ – εNd (см. рис. 2.5.4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известково-щелочные эффузивы именновской свиты, вскрытые Уральской сверхглубокой скважиной, были сформированы мантийными магмами, относительно слабо контаминированными коровым материалом. В качестве ближайшего аналога могут быть указаны современные островодужные серии Курило-Камчатской дуги.

Эффузивы и осадочные породы претерпели интенсивные эпигенетические преобразования под воздействием воды океанического происхождения при температурах не более 200–220 °С. На основании изотопных данных могут быть выделены три основных этапа преобразования: подводное выветривание и/или низкотемпературные гидротермальные изменения, которые сопровождались гидратацией, обогащением вулканических пород ^{18}O и, вероятно, ^{87}Sr в результате замещения магматических минералов глинистыми, образованием сульфидов с низкими значениями $\delta^{34}S$; относительно высокотемпературные локальные изменения, связанные с внедрением даек и проявившееся в сульфидной минерализации с повышенными величинами $\delta^{34}S$; метаморфизм низкой ступени, который сопровождался частичной дегидратацией, вторичным окварцеванием эффузивов и изотопным обменом (через флюид) между осадочными и вулканическими породами. В результате такого обмена модификации подвергся, по-видимому, не только изотопный состав кислорода и стронция, но и таковой неодима (хотя и в меньшей степени). Есть основания полагать, что количество пород кислого и среднего состава в именновской свите преувеличено, поскольку в качестве таковых могут ошибочно идентифицироваться вторично окварцованные базальты.

3. ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ И КАРБОНАТИТЫ КОНТИНЕНТОВ

3.1. ГЕОХИМИЯ ИЗОТОПОВ В ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОДАХ И КАРБОНАТИТАХ

Термин "щелочные" используется для обозначения очень широкого спектра изверженных пород, в пределах которого содержания собственно щелочных элементов изменяются почти на порядок, а многих редких элементов – на несколько порядков. Для типичных щелочных пород характерно присутствие фельдшпатоидов: нефелина, лейцита, мелилита и др., щелочных пироксенов и амфиболов и множества редких минералов, количество которых исчисляется сотнями. Номенклатура щелочных пород, основанная главным образом на вариациях минерального состава, включает более 400 названий (Щелочные..., 1976). Широко распространенной практикой определения типов щелочных пород является также их расположение на диаграмме ($Na_2O + K_2O$)/SiO_2 (Магматические..., 1984, Le Bas et al., 1986).

Щелочной магматизм проявляется в самых разных тектонических обстановках, исключая зоны океанического спрединга, но наиболее характерен все-таки для континентов, где он сопровождает рифтогенез, как в Восточной Африке или Байкальской рифтовой зоне, либо ассоциирует с "горячими точками", как на юго-востоке и западе Австралии, на востоке Антарктиды и в некоторых других районах. В тесной ассоциации со щелочными породами на континентах встречаются карбонатиты, крайне редкие на океанических островах и зонах перехода океан–континент. В зонах современной субдукции сравнительно широко распространены умеренно щелочные базальтоиды и разновидности, переходные к Са-щелочным породам, однако ультращелочные породы, такие как нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты, лампроиты, лейцититы и др., встречаются достаточно редко. Один из немногих примеров такого рода – лейцитсодержащие эффузивы дуги Сунда в Индонезии (Nelson, 1992). С постколлизионным этапом развития территории связывается плейстоценовый К-щелочной вулканизм Италии. Связь эта, однако, не очевидна: от предполагаемых субдукционных процессов его отделяют десятки миллионов лет.

На протяжении большей части XX в. происхождение щелочных пород и карбонатитов вызывало интенсивные дискуссии. Крайние точки зрения на эту проблему связываются с именами Н. Боуэна, который основным фактором петрогенезиса считал фракционную кристаллизацию расплавов, и Р. Дэли – сторонником ассимиляционных гипотез, которые иногда не совсем справедливо сводят к гипотезе "известнякового синтексиса". Важнейшее значение в опровержении наиболее радикальных ассимиляционных гипотез сыграли данные изотопной геохимии и геохимии редких элементов, которые стали появляться в конце 50-х – начале 60-х гг. Эти данные позволили сделать вывод, что щелочные сиениты безусловно не являются продуктом ассимиляции известняков гранитной магмой, а карбонатиты не являются осадочными карбонатами, подвергшимися термическому метаморфизму. Вместе с тем, эти сведения не позволяли исключить, что в процессе образования щелочных пород и карбонатитов имела место коровая контаминация мантийных магм или какой-либо иной тип взаимодействия мантийного и корового материала (Фор, Пауэл, 1974; Пауэл, Белл, 1976).

В дальнейшем ситуация значительно усложнилась. Низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в щелочных базальтах (как правило, <0,704), в ранних работах отмеченные как вполне закономерное и ожидаемое подтверждение их мантийного генезиса, в начале 80-х г. стали рассматриваться как трудноразрешимый парадокс: каким образом обедненная подвижными компонентами мантия, в обычном режиме продуцирующая БСОХ, приобретает способность формировать щелочно-базальтоидные (и не только базальтоидные) магмы с гораздо более высокими отношениями $^{87}Rb/^{86}Sr$. Для объяснения этого парадокса была предложена гипотеза мантийного метасоматоза, вследствие которого мантийный очаг плавления может быть обогащен подвижными компонентами непосредственно перед излиянием магмы. Постепенно гипотеза мантийного метасоматоза претерпела известную трансформацию: если в начале наиболее вероятным источником метасоматизирующих растворов считалась нижняя, недеплетированная мантия (Bailey, 1982), то в настоящее время большинство исследователей полагает, что таким источником являются субдуктированный коровый материал (Когарко, 1995, 1997; Contichelli, Peccerillo, 1992; Nelson, 1992).

В некоторых разновидностях К-щелочных пород, включая алмазсодержащие лампроиты, установлены очень высокие начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ – до 0,720 и низкие εNd – до –20, практически не отличимые от таковых в породах верхней континентальной коры и анатектических кислых вулканитах, таких, например, как риолиты Тасканской провинции (Contichelli, Peccerillo, 1992). Поскольку существенная контаминация лампроитов в коровых очагах считается маловероятной, ввиду высокого содержания в них Mg, Ni, Cr и других "мантийных" элементов, предполагается, что в этом случае контаминирован осадочным материалом был также мантийный источник, располагающийся в континентальной литосфере и вследствие этого длительное время изолированный от конвектирующей мантии (Nelson, 1992). Вместе с тем, близкие, даже идентичные по химическому и изотопному составу щелочные базальты установлены и в океанах и на континентах, что позволяет ряду авторов скептически относиться к идее мантийного метасоматоза и связывать образование этих пород с очень низкими степенями плавления (<1%) астеносферной мантии (Norry, Fitton, 1983; Menzies, 1987; Fitton, 1987). Характерный пример – Камерунская вулканическая линия в Западной Африке, пересекающая континентальный склон без заметного изменения в составе базальтов. Существенно, что дифференцированные породы Камерунской линии (фонолиты на океанской, кварцевые трахиты, щелочные риолиты – на континентальной стороне) существенно отличаются от базальтов по изотопным характеристикам, явно указывающим на коровую контаминацию в промежуточных очагах (Norry, Fitton, 1983).

Возможность коровой контаминации щелочно-базитовых магм, прорывающих примитивную кору океанического типа, нередко вообще не принимается во внимание. Признаки контаминации материалом верхнекорового происхождения установлены, однако, на Гавайских островах, где некоторые вулканы (Килауэа, Мауна-Кеа, Кохала, Халеакала) изливают лавы с пониженными величинами $\delta^{18}O$, типичными для гидротермально измененных пород (Eiler et al., 1996). Сопоставление величин $\delta^{18}O$ с отношениями радиогенных изотопов Sr, Nd и Pb дает основание предполагать, что в формировании гавайских магм участвуют три источника: БСОХ; EM-I (характеризующийся несколько повышенными значениями $\delta^{18}O \approx 6.5$) и гидротермально измененные породы океанической коры, ассимилированные магмами в промежуточных очагах.

Как правило, изотопные данные по щелочным породам не поддаются однозначной интерпретации и допускают возможность "мантийной" и "коровой" контаминации. Рассмотрим в качестве иллюстрации вулканические породы Апеннинского полуострова и ближайших островов Средиземного моря. Эти породы отличаются исключительным многообразием петрохимических и изотопных характеристик (Turi, Taylor, 1976; Taylor, Turi, 1976; Taylor et al., 1979, 1984; Holm, Munsgaard, 1982; Ferrara et al., 1985, 1986, 1989; Taylor, Sheppard, 1986; Turi et al., 1991).

Крупнейший вулкан Средиземноморья – Этна (о. Сицилия) сложен щелочными базальтами, изотопный состав стронция и неодима в которых указывает на деплетированный мантийный источник, а величины $\delta^{18}O = 5{,}9 \div 6{,}1‰$ не выходят за пределы "нормально магматического" интервала (Taylor, Sheppard, 1986). Расположенные на небольших островах в 100 и 150 км к северу от Сицилии вулканы Вулькано и Стромболи, сложены уже значительно более пестрым по химическому и изотопному составу комплексом пород. Особенно интересен в этом отношении вулкан Стромболи, продукты которого на протяжении последних 100 тыс. лет несколько раз изменяли состав от обычных известково-щелочных андезитов до высококалиевых шошонитов и латитов. По сравнению с породами вулкана Этна породы вулкана Стромболи заметно обогащены радиогенным стронцием ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70519 \div 0{,}70757$), причем отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ закономерно увеличиваются от известково-щелочных пород к щелочным (Francalanci et al., 1989). Далее на север-северо-запад располагается Романская магматическая провинция K-щелочных пород (до 12% K_2O), включающая крупные вулканические центры Сомма-Везувий, Флегрейские Поля, Роккамонфино, Альбанские Холмы, Монте-Вульсини и ряд более мелких. Общий разброс величин $\delta^{18}O$ в Романской провинции 5,5–11‰, εNd – от 0 до –10 и отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ – от 0,706 до 0,712.

К северо-западу от Романской располагается Тасканская магматическая провинция, объединяющая вулканы, сложенные анатектическими породами кислого состава: риолитами и кварцевыми трахитами, характеризующимися очень высокими величинами $\delta^{18}O$ – до 16‰, Nd – –5 ÷ –10 и $^{87}Sr/^{86}Sr$ – до 0,725. Наряду с пространственными изотопными вариациями в пределах каждого вулканического центра Романской и Тасканской провинций наблюдается закономерный рост величин $\delta^{18}O$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ от ранних к поздним дифференциатам, характерный для "коровой" контаминации. В относительно редких первичных (наименее дифференцированных) магмах Романской провинции величины $\delta^{18}O$ не выходят за пределы интервала 5,5–7,5‰ при большом разбросе отношений $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}706 \div 0{,}711$, что обычно интерпретируется как смешение различных мантийных источников (Taylor, Sheppard, 1986; Turi et al., 1991). Руководствуясь $\delta^{18}O$–$^{87}Sr/^{86}Sr$ трендами, Б. Тури с соавторами (Turi et al., 1991) выделяют четыре источника магм: континентальная кора ($\delta^{18}O = 10 \div 20‰$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}715 \div 0{,}735$), поставляющая кислый материал в ходе дифференциации магм в подводящих системах; относительно низкокалиевый, умеренно стронциевый мантийный источник ($\delta^{18}O = 6‰$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}706$), преобладающий на юге Романской провинции (вулкан Сомма-Везувий) и представляющий верхнюю мантию, модифицированую относительно недавним субдукционным событием; высококалиевый, высокостронциевый мантийный источник ($\delta^{18}O = 7‰$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}711$), преобладающий в окрестностях Рима и далее к северу и, вероятно, связанной с древней метасоматизированной субконтинентальной мантией; деплетированный, низкокалиевый, низкостронциевый мантийный источник ($\delta^{18}O = 5{,}7‰$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7025$).

Не все вулканологи разделяют мнение о множественности мантийных источников плейстоценовых вулканических пород Апеннинского полуострова, полагая, что их петрологические, геохимические и геологические особенности могут быть удовлетворительно объяснены контаминацией и фракционной кристаллизацией в подводящих системах. Отмечалось, в частности (Francalanci et al., 1989), что смена Ca-щелочных и K-щелочных серий в деятельности вулкана Стромболи совпадает с этапами структурной перестройки верхних частей вулканического аппарата. Хотя нельзя исключить, что перестройка последнего связана с региональными тектоническими событиями, затрагивающими и мантийный источник вулкана, значительно более вероятной (и нам и авторам цитируемой работы) представляется связь структурной перестройки вулканического аппарата с изменениями в подводящей системе: опорожнением и перезаполнением магматических камер. По мнению Л. Франкаланчи с соавторами (Francalanci et al., 1989), базитовые K-щелочные магмы вулкана Стромболи могли быть образованы в результате контаминации и фракционной кристаллизации базитовой Са-щелочной магмы при следующих условиях: ассимилированные магмой коровые породы должны были иметь базитовый состав, так как в противном случае контаминация сопровождалась бы увеличением содержания SiO_2; степень плавления ассимилированных пород должна была быть достаточно высокой; плагиоклаз должен был играть в кумуляте подчиненную роль, ибо в противном случае невозможно объяснить увеличение концентраций стронция от Са-щелочных к К-щелочным магмам; в кумуляте должен присутствовать гранат – концентратор тяжелых редкоземельных элементов, содержания которых уменьшаются от Са-щелочных к К-щелочным магмам.

В базитовых магмах вулкана Ишия Романской магматической провинции за последние 30 тыс. лет произошло значительное уменьшение отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и увеличение отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$, причем заметный разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ наблюдается в продуктах единичного извержения, что также говорит в пользу контаминации магм при их подъеме к поверхности (Civetta et al., 1991). По мнению авторов (Civetta et al., 1991), определить изотопные характеристики неконтаминированной и недифференцированной магмы вулкана Ишия практически невозможно, так как все магмы в той или иной степени контаминированы и дифференцированы. То, что наиболее низкое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70580$ зарегистрировано в породе не основного, а среднего состава – щелочном трахите, показывает, что исходная магма должна была иметь менее радиогенный стронций.

Количественное моделирование эволюции магматических пород вулкана Флегрейские Поля в Романской провинции (Villemant, 1988) показало, что эти породы принадлежат к единой гомогенной серии (трахибазальт–латит-калиевый трахит–трахит), сформированной в результате фракционной кристаллизации магмы, которая в ходе дифференциации селективно обогащалась рядом элементов: K, Sb, Sr, Cl и F по отношению к U и Th – наиболее типичным магмафильным элементам. Сходная ситуация, по-видимому, характерна для вулкана Сомма-Везувий. По мнению автора (Villemant, 1988), обогащение магм калием и другими названными выше элементами происходило в результате проникновения в расплав, находящийся в процессе дифференциации, мантийного флюида, уравновешенного при подъеме к поверхности с коровым материалом. Мантийный источник флюида в этой модели не является необходимой деталью. Очевидно, что ту же роль мог с успехом играть коровый флюид. В целом же гипотеза представляется исключительно перспективной для объяснения не только элементного, но и изотопного состава многих щелочных пород.

Среди очень сходных по составу щелочных интрузий (которые изучены, в целом, хуже, чем эффузивы) можно отметить как такие, в которых контаминация, если и имела место, то была крайне незначительной, так и безусловно контаминированные коровым материалом. К первым относится, прежде всего, крупнейший Хибино-Ловозерский комплекс Кольского полуострова, рассмотренный ниже, ко вторым, в числе прочих – очень сходный с Хибинским и Ловозерским по химическому и минеральному составу позднедокембрийский массив Илимауссак в Гардарской магматической провинции Гренландии, который характеризуется высокими величинами $\delta^{18}O = 8{,}4 \div 9{,}1‰$ (Sheppard, 1986) и начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7096 \pm 0{,}0022$ (Blaxland et al., 1976). Особенность интрузии Илимауссак – очень низкие величины в арфедсоните $\delta D = -172 \div -207‰$, свидетельствующие, возможно, о значительном вкладе в магматический флюид продуктов окисления органического вещества: "органической воды" (Sheppard, 1986a, 1986b). Наряду с контаминированными в составе Гардарской провинции установлены щелочные породы с "нормальными" величинами $\delta^{18}O$, δD и низкими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}702–0{,}704$ (Blaxland et al., 1976). Высокая степень гетерогенности свойственна щелочным породам массива Ред Хилл, Нью-Гемпшир, США (Folland, Friedman, 1977), а также целому ряду щелочных интрузий России, которые рассматриваются ниже.

Обширнейшая изотопно-геохимическая литература посвящена карбонатитам, обычно ассоциирующим со щелочными породами (Виноградов и др., 1967; Галимов и др., 1974; Taylor et al., 1967; Denes, 1989; Denes, Gold, 1973; Pineau et al., 1973; Nelson et al., 1988; Santos, Clayton, 1995). Согласно наиболее общему и распространенному определению, к карбонатитам могут быть отнесены любые изверженные породы, интрузивные и эффузивные, с содержанием карбонатных минералов >50%. В зависимости от минерального состава выделяют кальцитовые, доломитовые, стронцианит-баритовые, ферро- и другие карбонатиты, в которых содержания породообразующих (Ca, Mg, Fe, Sr) и рассеянных (Sr, Ba, Zr, Nb и др.) элементов могут изменяться в очень широких пределах. Предполагается, что "типичные" карбонатиты имеют магматическую природу, хотя для большого числа интрузивных карбонатитов далеко не всегда удается однозначно доказать магматическое происхождение. Дискуссионной остается и природа карбонатитовых магм. Допускается, что они могут быть 1) первичным мантийным расплавом, 2) продуктом ликвации или фракционной кристаллизации силикатных магм (Bell, 1989). Изотопные данные не имеют к этой дискуссии непосредственного отношения, однако позволяют сделать некоторые выводы об источниках карбонатитовых магм и флюидов.

Карбонатиты, слагающие относительно крупные тела в пределах плутонических щелочных массивов, характеризуются, как правило, довольно однообразным изотопным составом кислорода (5,5÷8‰) и углерода (–5 ÷ –7,5‰), которые, предположительно, характеризуют "типичный" неконтаминированный карбонатитовый расплав или флюид, образующийся путем дифференциации мантийных магм. Вместе с тем известно большое число карбонатитов, которые, не отличаясь существенно от типичных карбонатитов по химическому и минеральному составу, обнаруживают значительное обогащение ^{18}O – до $\delta^{18}O \sim 20‰$ и более, а нередко и ^{13}C до свойственных осадочным карбонатам "нулевых" значений $\delta^{13}C$. Теоретически возможной, но вряд ли наиболее вероятной причиной этого разброса, является дифференциация карбонатитового расплава (Pineau et al., 1973; Javoy et al., 1986). В частности, к заметному увеличению значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в отделяющемся от карбонатитового расплава флюиде, ответственном за образование поздних фаз карбонатитов, может привести кристаллизация кальцита, который при 500–800 °C в условиях изотопного равновесия обеднен по отношению к CO_2 изотопом ^{18}O на 5–7 и ^{13}C – на 2–4‰. Сомнительно, однако, образование больших масс обогащенных ^{13}C и ^{18}O "дифференцированных" карбонатитов, так как значительный эффект может быть достигнут при кристаллизации более чем 70–80% первоначального объема расплава и строгом соблюдении условий "релеевского" процесса и изотопного равновесия.

Типичная для многих карбонатитов положительная корреляция величин $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ может быть обусловлена также участием в их образовании углекислоты осадочного происхождения. Как будет показано ниже, нередко этот вывод подтверждается данными по изотопному составу стронция. Характерно, что обогащенные ^{18}O и ^{13}C карбонатиты достаточно часто бывают приурочены к щелочным массивам, прорывающим осадочные карбонаты: например, из пяти щелочно-карбонатитовых комплексов Бразилии лишь в одном Мато-Прето, залегающем среди известняков, отмечены широкие вариации величин $\delta^{13}C = -6{,}9 \div -0{,}8$, тогда как в других они не выходят за пределы интервала $\delta^{13}C = -4{,}8 \div -7{,}5$ (Santos, Clayton, 1995). В части карбонатитов наблюдается большой разброс изотопного состава кислорода при сравнительно однообразном изотопном составе углерода. Предполагается, что такая ситуация возникает в результате относительно низкотемпературного (<300 °C) взаимодействия карбонатитов с поверхностными водами, хотя в большинстве случаев невозможно доказать, что имело место именно преобразование карбонатитов, а не их формирование гидротермально-метасоматическим путем.

Исключительно широкие вариации изотопного состава углерода (–13÷3‰) и кислорода (5,8÷30‰) были обнаружены в карбонатитовых лавах и туфах Восточно-

Африканской рифтовой зоны (Виноградов и др., 1970, 1981; Виноградов и др., 1978; Hay, O'Neil, 1983; Suwa et al., 1975; Keller, Hoefs, 1995). В течение длительного времени природа этих вариаций, в особенности образцов, обедненных ^{13}C, оставалась неясной. Гипотеза контаминации карбонатитов озерными отложениями не получила подтверждения, так как эти осадки резко обогащены ^{13}C ($\delta^{13}C$ до 6‰) и не могут быть причиной обеднения карбонатитов ^{13}C. В.И. Виноградов с соавторами (1978) предположили, что "глубинный" источник углерода африканских карбонатитов характеризовался низкими величинами $\delta^{13}C = -12 \div -14$‰, а разброс обусловлен контаминацией источника озерными карбонатами, которая в некоторых образцах превышала 50%, однако этот вывод не совсем согласуется с установленными в карбонатитах низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70414 \div 0{,}70512$ и $\varepsilon Nd = -2{,}9 \div 1$ (Bell, Dawson, 1995).

Последние, наиболее внимательные исследования (Keller, Hoefs, 1995) показали, что разброс $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в натровых карбонатитах вулкана Олдоиньо-Ленгаи несомненно связан с постмагматическими изменениями под влиянием атмосферной углекислоты и влаги, которые отчетливо проявляются визуально уже в течение 1–2 дней после извержения, тогда как в фенокристах нейерерита и грегорита, отобранных из карбонатитовых лав, и в лавах, отвечающих самым строгим критериям "свежести", величины $\delta^{13}C = -6{,}3 \div -7{,}1$‰ и $\delta^{18}O = 5{,}8 \div 6{,}7$‰ не выходят за пределы "нормально карбонатитового" интервала. Аналогичный вывод может быть сделан и относительно кальцитовых карбонатитов вулкана Калианго (Кулешов, 1986).

Как видно на рис. 3.1.1, пониженные величины $\delta^{13}C$ характерны для лав, а повышенные – для пирокластики этого вулкана, что может быть интерпретировано как результат обмена с CO_2 атмосферы при различных температурах: относительно высоких для долго остывающих лав и низких для пеплов, остывающих практически мгновенно. Излияние карбонатитовых магм, очевидно, сопровождается частичным разложением карбонатных минералов, и дефицит CO_2 пополняется из атмосферы. Только так, по нашему мнению, можно объяснить обнаруженные в африканских карбонатитах высокие концентрации радиоуглерода (Виноградов и др., 1978). Нельзя исключить, что сходный механизм контаминации может быть реализован и в субвулканической обстановке с той, однако, разницей, что дефицит CO_2 будет в этом случае пополняться не из атмосферы, а из продуктов дегазации и растворения вмещающих пород. Отсутствие или слабая распространенность среди вмещающих щелочные комплексы пород осадочных карбонатов не является серьезным аргументом против возможности контаминации карбонатитов углеродом осадочно-карбонатного происхождения, так как последний мог присутствовать в перекрывающих толщах и транспортироваться конвектирующими термальными растворами.

Для карбонатитов характерны также широкие вариации изотопного состава серы. В сульфидах из карбонатитов величины $\delta^{34}S$ изменяются от –25 до +12‰ (Гриненко и др., 1970; Mitchell, Krouse, 1975; Багдасаров, Гриненко, 1983) с максимумом вблизи значений $\delta^{34}S = -3 \div -4$‰. Отмечена тенденция к уменьшению величин $\delta^{34}S$ от ранних, высокотемпературных фаз карбонатитов к поздним, а также от наиболее глубинных фаций к малоглубинным. По мнению Р. Митчела и Х. Кроуза (Mitchell, Krouse, 1975), изотопный состав серы в пиритах не может быть использован для определения изотопного состава общей серы в магме, поскольку величины $\delta^{34}S$ в пирите зависят от фракционирования в системе сульфид–сульфат (последние в виде барита и/или целестина иногда присутствуют в карбонатитах). Нет также уверенности в том, что сульфиды в карбонатитах всегда имеют магматическое происхождение. Наиболее низкие величины $\delta^{34}S = -15 \div -25$‰ зарегистрированы в жильных, вероятно, гидротермальных карбонатитах массива Маунтин Пасс на западе США (Mitchell, Krouse, 1975), где они находятся в ассоциации с изотопно-тяжелым баритом ($\delta^{34}S = -0{,}3 \div +11{,}7$‰), причем величины

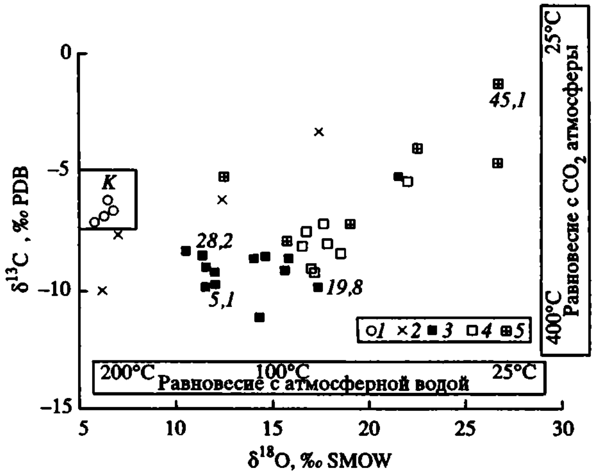


Рис. 3.1.1. Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатитах Восточно-Африканской рифтовой зоны

Натрокарбонатитовые лавы вулкана Олдоньо-Ленгаи (Keller, Hoefs, 1995): *1* – свежие, *2* – измененные; вулкана Каллианго (Кулешов, 1986): *3* – лавы, *4* – шлаки, *5* – туфы; числа – концентрации радиоуглерода в процентах к атмосфере (Виноградов и др., 1978); К – предполагаемое поле неизмененных карбонатитовых расплавов

$\delta^{34}S$ в барите увеличиваются от ранних высокотемпературных фаз к поздним. Такая ситуация может быть следствием как увеличения изотопного фракционирования между сульфатной и сульфидной серой с падением температуры, так и неравновесного прогрессирующего восстановления сульфатов с образованием сульфидов. И в обоих случаях определить изотопный состав исходной серы достаточно сложно. В некоторых карбонатитовых массивах (Палабора, Ессей) обнаружены сульфиды с положительными значениями $\delta^{34}S$, в образовании которых, несомненно, принимал участие коровый сульфатный источник серы.

Как было установлено уже в ранних работах (Фор, Пауэл, 1974), отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ большей части палеозойских карбонатитов лежат в интервале 0,703–0,704. По изотопному составу стронция, а также, как было показано позднее, неодима (Nelson et al., 1988; Bell, Blenkisop, 1989) карбонатиты очень близки к базальтам океанических островов и резко отличаются от "средней" континентальной коры, что, по мнению большинства исследователей, однозначно доказывает их мантийное происхождение. Вряд ли справедливо, однако, руководствуясь близкими изотопными характеристиками, говорить об идентичности мантийных источников карбонатитов и базальтов океанических островов (Nelson et al., 1988), так как на океанических островах карбонатиты отсутствуют. Нередко в одновозрастных карбонатитовых телах, располагающихся в нескольких десятках километров друг от друга, наблюдается значительный разброс и линейная корреляция изотопных отношений стронция и неодима, свидетельствующая о присутствии материала из различных источников (Bell, Blenkisop, 1989). Одним из этих источников, безусловно, является деплетированная мантия; вторым может быть как первичная недеплетированная мантия, так и коровый материал – либо субдуктированный в мантию, либо захваченный в магматических камерах и подводящих каналах.

Вопреки широко распространенному заблуждению, карбонатиты не столь существенно отличаются по изотопному составу стронция от осадочных карбонатов, среди которых достаточно обычны породы с отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0{,}704 \div 0{,}705$ (верхний докембрий), а в архее встречаются и такие, в которых отношения $^{87}Sr/^{86}Sr < 0{,}703$, т.е. ниже, чем в типичных карбонатах. Участие древних осадочных карбонатов в карбонатитообразовании, таким образом, не может быть исключсно на основании изотопного состава стронция. Мало проясняют в этом смысле ситуацию и данные по изотопному составу неодима. Значительно более веским аргументом против того, что карбонатиты представляют собой метаморфизованные ксенолиты древних осадочных карбонатов, является сходство их изотопных характеристик с таковыми ассоциирующих щелочных пород, свидетельствующее в пользу тесной генетической связи.

Известны карбонатитовые массивы, в которых участие корового вещества вряд ли могут вызывать (и тем не менее у некоторых авторов вызывают) сомнения. Среди них, в первую очередь, следует назвать один из крупнейших в мире массив Палабора в Южной Африке (Eriksson, 1989), карбонатиты которого выделяются очень высокими начальными отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70393–0,71022), низкими εNd (0,50961–0,50977), повышенными значениями $\delta^{13}C$ (–5,1 ÷ –3,6‰), $\delta^{34}S$ (до 5‰) и $\delta^{18}O$ как в карбонатах (7,7÷8,6‰), так и в пироксенах (7,3÷7,5‰). Массив содержит промышленные месторождения сульфидов меди гидротермального происхождения. Признавая, что медь привнесена в карбонатиты термальными растворами из вмещающих пород, С. Эриксон (Eriksson, 1989), тем не менее, относит широкие вариации стабильных и радиогенных изотопов в породах массива на счет мантийной гетерогенности. Нам этот вывод представляется весьма странным.

Повышенные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,705–0,706) установлены также в карбонатитовых массивах Амба-Донгар в Индии (Deans, Powell, 1968), Якупиранга в Бразилии (Roden et al., 1985) и некоторых других. Более высокие, чем в массивных (магматогенных?) карбонатитах, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ характерны для жильных карбонатитов, имеющих, по всей видимости, гидротермальное происхождение (Powell, 1965). Последний пример показывает, что высокоминерализованные карбонатитовые флюиды активно контактируют с вмещающими породами и не являются прямыми производными щелочно-карбонатитовых магм.

3.2. МАЙМЕЧА-КОТУЙСКАЯ ПРОВИНЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ-ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

В пределах расположенной на севере Сибирской платформы Маймеча-Котуйской магматической провинции (рис. 3.2.1) описано около 20 сложных по составу ультраосновных – щелочных интрузий. Все они прорывают мощный позднепротерозойско-раннепалеозойский осадочный чехол общей мощностью около 3 км, в котором преобладают карбонатные породы – доломиты и известняки. Верхняя часть стратиграфического разреза представлена субсинхронными с интрузиями раннетриасовыми вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, среди которых наряду с характерными для Сибирской платформы траппами (коготокская свита) широко развиты щелочные (правобоярская, дельканская и арыджангская свиты) и ультраосновные (меймечиты) эффузивы. По геологическим данным, нижний предел внедрения интрузий определяется как ранний триас – по фауне, найденной в вулканогенно-осадочных породах правобоярской свиты, прорываемой Гулинским плутоном. K-Ar определения, собранные в работе Л.С. Егорова (1991), дают довольно большой разброс – 200–340 млн лет. Большая часть датировок лежит, однако, в интервале 225–245 млн лет, который, обычно, и принимается для интрузий. С этим интервалом удовлетворительно согласуется большая часть Rb-Sr датировок (Покровский, Виноградов, 1987) и полученная в ГЕОХИ Sm-Nd изохрона по меймечитам: 240 ± 60 млн лет (Когарко и др., 1988).

Геохимия изотопов в породах Маймеча-Котуйской провинции изучается на протяжении 20 лет (Плюснин и др., 1980; Ланда и др., 1982, 1984; Покровский, Виноградов, 1987; Когарко и др., 1988, 1998). К сожалению, весь этот материал недостаточно систематизирован и в основном опубликован в очень кратких сообщениях. В связи с этим мы вынуждены опираться главным образом на результаты,

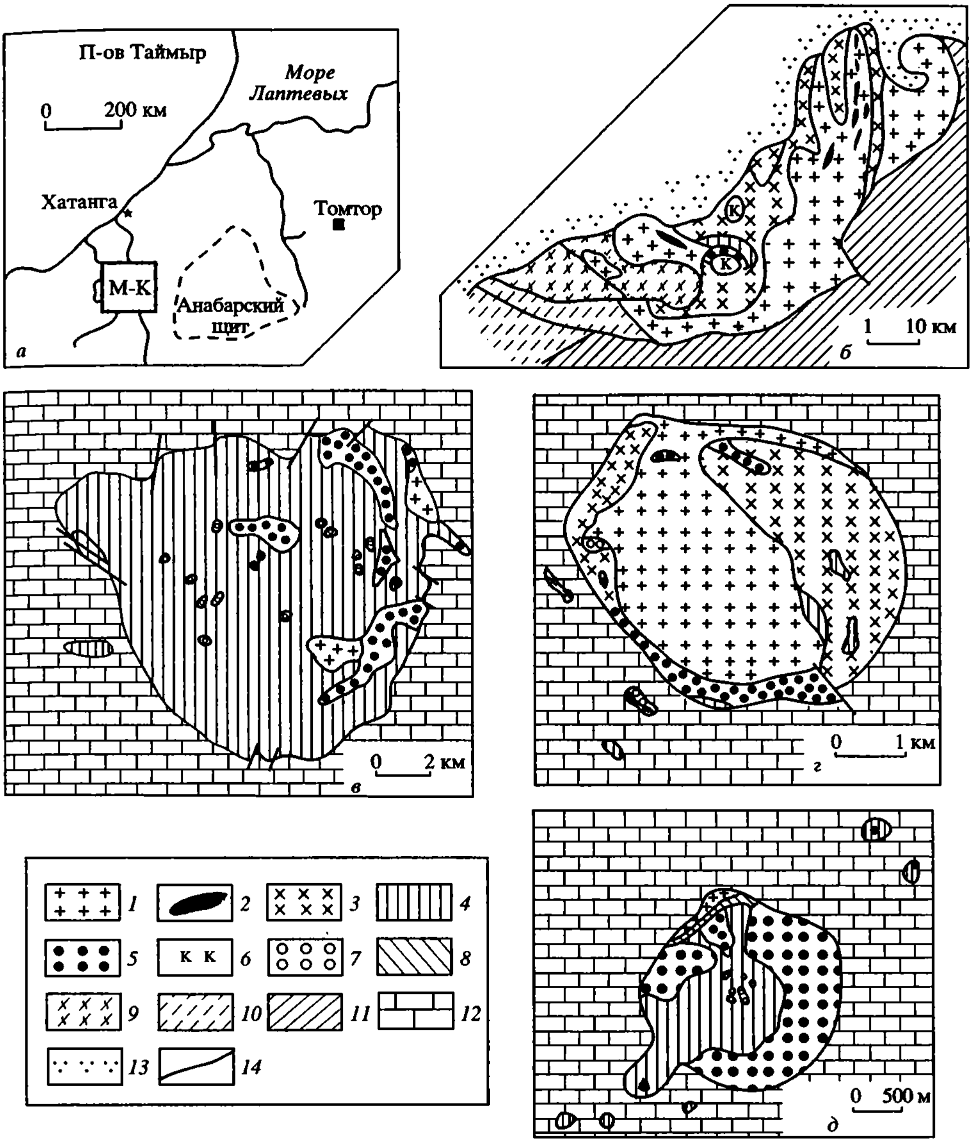


Рис. 3.2.1. Расположение Маймеча-Котуйской (М-К) магматической провинции (*а*) и схемы геологического строения (по Л.С. Егорову, 1969, 1991) интрузий: Гулинской (*б*), Одихинча (*в*), Кугда (*г*), Немакит (*д*)

1 – оливиниты, перидотиты; *2* – рудные пироксениты; *3* – малиньиты – шонкиниты; *4* – породы якупирангит-уртитового ряда (преимущественно ийолит-мельтейгиты); *5* – мелилитовые породы; *6* – карбонатиты; *7* – щелочные сиениты; *8* – долериты; *9* – меймечиты; *10* – щелочные базальты, андезито-базальты, трахиты дельканской свиты; *11* – базальты, трахибазальты коготокской свиты; *12* – позднедокембрийско-раннепалеозойские известняки и долмиты; *13* – мезозойско-кайнозойские отложения Хатангской впадины; *14* – разломы полученные в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института, частично опубликованные ранее (Покровский, Виноградов, 1987). Изотопные исследования проводились нами на щелочных эффузивах и четырех интрузиях, расположенных в северной части провинции: Гулинской, Одихинче, Кугде и Немаките. Ниже приведена их краткая геологическая характеристика.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Гулинский массив. Площадь обнаженной части крупнейшего в провинции Гулинского массива, расположенного в междуречье Маймечи и Котуя, составляет около 470 км^2. Его бóльшая северо-западная часть перекрыта молодыми мезозойско-кайнозойскими отложениями Хатангского прогиба и общая площадь (по геофизическим данным) достигает 1500–1600 км^2. На юге и юго-востоке интрузия прорывает базальты коготокской свиты, превращенные в экзоконтактовой зоне в амфиболиты, на юго-западе – щелочные и ультраосновные эффузивы дельканской и меймечинской свит, на северо-востоке – щелочные базальтоиды арыджангской свиты. По данным Л.С. Егорова (1969, 1991), Гулинский массив имеет концентрически-зональное строение и образован последовательным внедрением 7 магматических фаз (от древних к молодым): 1) дуниты-перидотиты и рудные пироксениты; 2) мелилитовые породы; 3) якупирангиты-мельтейгиты и малиньиты-шонкиниты; 4) оливиновые меланефелиниты, нефелиновые пикриты и пикриты; 5) ийолиты и ийолиты–пегматиты; 6) нефелиновые и щелочные сиениты; 7) карбонатиты. Сходная последовательность устанавливается и для других интрузий, меняется лишь относительная распространенность пород. Бóльшую часть Гулинского массива (около 60% площади) занимают дуниты и породы якупирангит-ийолитового ряда (30% площади). Карбонатиты (кальцитовые и доломитовые) образуют два овальных в плане центральных массива: Южный (5 км^2) и Северный (3 км^2). Площадь распространения остальных пород незначительна. Внедрение всех магматических фаз сопровождалось гидротермально-метасоматическими процессами, в результате которых породы претерпели значительные преобразования – гидратацию, нефелинизацию, карбонатизацию, флогопитизацию. Дуниты, в частности, интенсивно серпентинизированы – до 50% их объема занимает петельчатый лизардит, что резко отличает их от оливинитов интрузий Одихинча и Кугда, рассмотренных ниже.

Массив Одихинча (56 км^2). Расположен в 60 км к востоку от Гулинского массива, на правобережье р. Котуй. Массив залегает в поле среднекембрийских доломитов. Экзоконтактовые зоны массива сложены, однако, рифейскими доломитами, дислоцированными в результате интрузивного диапиризма. Не менее 80% площади массива занимают породы якупирангит-уртитового ряда. Оливиниты встречаются среди ийолитов и якупирангит-мельтейгитов в виде изолированных тел (ксенолитов?) обычно не более 5 м, крупнейшее из них имеет около 1 км в поперечнике. Мелилитовыми породами сложены два относительно крупных тела, протяженностью около 9 км вблизи восточного контакта плутона и ряд более мелких (до 1 км в поперечнике) блоков в ийолитах и уртитах. Карбонатиты (кальцитовые) представлены относительно маломощными (0,5–1 м) дайками (жилами), сосредоточенными в восточной части комплекса.

Массив Кугда (16 км^2). Расположен на правобережье р. Котуй, в 30 км к югу от массива Одихинча. Наиболее древние породы – оливиниты, нередко рудные, обогащенные титаномагнетитом – слагают штокообразное тело, занимающее (в плане) примерно половину массива. Местами оливиниты пересечены маломощными карбонатитовыми жилами и жилами клиногумит-серпофит-флогопитового состава, содержащими кристаллы благородного хризолита. В южной части массива между оливинитами и вмещающими доломитами залегает серпообразное тело мелилитовых пород длиной около 5 км и шириной 0,1–0,6 км. Большие площади в западной

Таблица 3.2.1

Химический состав интрузивных пород Маймеча-Котуйской магматической провинции

Компонент	1	2′	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	40.80	40,66	35,23	40.57	34,55	40,63	31.87	59,19	37,90	42,42	36,43	48,13
TiO_2	0.81	0,47	2.41	4,89	3.7	0,66	5,46	1,29	0,92	1,92	1,58	1.97
Al_2O_3	18,71	28,78	15,98	12.79	3,56	3,27	2.34	11,18	10,34	10,45	7.93	13.90
Fe_2O_3	3,94	2.81	3.05	4,87	8,13	3,72	11.06	8,44	8.22	8,40	5.74	9.20
FeO	3.41	0,38	21,17	4,29	5,36	3,44	6,61	0.79	3,59	4,01	3,43	1,70
CaO	12,14	3,88	4,11	14,13	30,79	31.67	25,64	2,95	23,28	15.38	26,99	4.34
MgO	4.11	2,95	0,10	7.78	10.65	13,47	12,14	1,61	5,94	8.26	10,29	2,87
MnO	0,11	0,01	8,76	0.10	0.12	0,08	0,03	0,01	0,14	0,09	0,08	0.20
Na_2O	9,95	14.35	2,44	6,04	1,87	2,18	3,17	4.51	6,76	6,31	4,75	8,54
K_2O	3,51	4,85	0,42	3,51	0,19	0,16	0,65	10.06	2,44	1,92	1,61	5.27
P_2O_5	2,40	0,003	3,08	0,004	0,02	0,01	0,02	0.01	0,01	0,005	0.03	0.09
H_2O^+	0,48	1,37*	0,42	0,37	0,5	0,59	1,15*	0,37*	0,83*	1,19*	1,45*	3.43*
H_2O^-	0,18	–	0,27	0,27	–	0,08	–	–	–	–	–	–
Сумма	100,6	100,5	99.55	99.62	99,64	99,96	100.1	100,4	100,4	100,4	100.3	100,4

Примечание. 1–3: массив Одихинча (1 – ийолит-мельтейгит, № 1716; 2 – уртит, № 1732; 3 – мелилитовая порода, № 1733). 4–8: массив Кугда (4 – нефелин-пироксеновый метасоматит, № 1742; 5–7 – мелилитовые породы № 1756, 1757, 141/88; 8 – щелочной сиенит интрузии-сателлита). 9–12: массив Немакит (9 – мелилитовая порода интрузии-сателлита, № 10/88; 10 – ийолит-мельтейгит № 30/88; 11 – мелитовая порода, № 34/88; 12 – ийолит-мельтейгит интрузии-сателлита, № 35/88.
* ппп

Таблица 3.2.2

Химический состав щелочных эффузивов Маймеча-Котуйской провинции

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	59,67	44,59	43,17	45,63	42,50	40,45	37,9
TiO_2	1,17	3,43	4,02	3,61	3,59	3,16	1,49
Al_2O_3	16,36	15,27	12,26	15,09	10,22	6,04	2,37
Fe_2O_3	4,25	4,96	7,12	5,25	5,73	7,20	4,95
FeO	3,02	6,01	7,88	6,53	6,55	7,43	6,92
CaO	4,01	8,3	9,76	8,01	14,06	12,79	3,76
MgO	1,04	4,43	5,55	3,51	8,64	14,09	34,13
MnO	0,16	0,23	0,29	0,19	0,19	0,20	0,14
Na_2O	4,69	4,69	4,00	4,84	3,62	2,93	0,26
K_2O	4,58	2,97	2,27	2,71	1,16	1,51	0,27
P_2O_5	0,34	0,75	0,69	0,83	0,66	0,39	0,19
H_2O^+	0,22	3,15	2,53	2,77	2,48	2,90	6,38*
H_2O^-	0,16	0,84	0,44	0,58	0,35	0,49	–
Сумма	99,67	99,62	100,0	99,55	99,69	99,58	–

Примечание. 1–4: дельканская свита (1 – трахиандезит, № 1672; 2–4 – тефрит-базаниты, № 1702; 1703, 1704), 5, 6: пикритовые базальты арыджангской свиты (5 – № 1779; 6 – № 1790), 7 – средний состав дайковых меймечитов (Васильев, Золотухин, 1975). * ппп

и восточной частях интрузии занимают породы якупирангит-уртитового ряда (преимущественно мельтейгиты). Небольшое тело щелочных сиенитов установлено в северо-западной части массива. К юго-востоку от интрузии расположено несколько мелких (до 0,25 км^2) интрузий-сателлитов, сложенных почти теми же породами, что и главный массив, за исключением оливинитов. Главный массив и интрузии сателлиты вмещаются доломитами среднего кембрия.

Массив Немакит (*5 км*^{2}). Расположен на правобережье р. Медвежьей, примерно в 60 км восточнее интрузии Одихинча. Центральную часть массива занимают ийолит-мельтейгиты, а периферическую часть – мелилитовые породы, образующие почти замкнутое кольцо. Оливиниты слагают приуроченное к северной экзоконтактовой зоне серповидное тело мощностью 0,4–0,7 км. В 0,5–2 км от основного массива вмещающие раннекембрийские известняки прорваны несколькими мелкими (0,1–0,2 км^2) интрузиями-сателлитами, сложенными ийолит-мельтейгитами и мелилитовыми породами, причем в одной из них первые слагают периферическую зону, а вторые – ядро.

Массив Бор-Юрях (*18,5 км*^{2}). Сложен почти исключительно оливинитами и дунитами. Нами специально не изучался. Проанализировано лишь небольшое количество вмещающих этот массив мраморизованных рифейских доломитов.

Образцы эффузивов дельканской свиты были отобраны на левом берегу р. Маймеча: щелочные базальтоиды – в 300–400 м выше устья р. Делькан, где они образуют крутопадающие дайки и трахиандезит – в 2 км ниже устья р. Канар-Юрях. Щелочные базальты арыджангской свиты взяты из обнажения на правом берегу р. Котуй, в 0,5–1 км от устья р. Медвежей. Химические анализы основных разновидностей пород, использованных для изотопных исследований, приведены в табл. 3.2.1, 3.2.2.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. Начальные отношения (^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$ в интрузивных щелочных-ультраосновных породах, рассчитанные на возраст 240 млн лет, располагаются в интервале: 0,70311–0,70533. В том числе в Гулинском массиве – 0,7031–0,7039 (с учетом данных Л.Н. Когарко и др., 1998), Одихинча – 0,7031–0,7051, Кугда – 0,70345–0,70418 и Немакит (включая небольшую интрузию сателлит) – 0,70447–0,70533. В одном из образцов ийолит-мельтейгита из интрузии Одихинча (№ 1716, табл. 3.2.3) рассчитывается существенно более низкое начальное отношение (^{87}Sr/^{86}Sr)$_{240}$ = 0,7027, однако эта величина, возможно, не соответствует действительности, так как радиогенная добавка в этом образце сравнительно велика.

В целом полученный разброс значительно превышает неопределенность, связанную с радиогенной добавкой на постмагматической стадии: отношения ^{87}Rb/^{86}Sr в валовых пробах большей части пород, а также в пироксенах и оливинах, очень невелики (0,1–0,2), и, следовательно, поправка на возраст не превышает 3–4 единиц в четвертом знаке, а в высокостронциевых минералах – кальците и мелилите – ^{87}Rb/^{86}Sr пренебрежимо малы (<0,01), и поправка на возраст может не вводиться. При столь низких отношениях ^{87}Rb/^{86}Sr даже достаточно длительное (100–200 млн лет) фракционирование магмы в промежуточных очагах также не может привести к значительному (более 2–3 единиц в четвертом знаке) увеличению отношений ^{87}Sr/^{86}Sr. Какой-либо связи между петрохимическим и изотопным составом для интрузивных щелочных-ультраосновных пород не устанавливается; значительные отличия в изотопном составе стронция, свидетельствующие о гетерогенности источников, наблюдаются в однотипных и даже почти идентичных в петрографическом отношении породах, таких как карбонатиты или существенно мелилитовые породы.

Вместе с тем, может быть отмечена грубая корреляция начальных изотопных отношений стронция с размером интрузий (рис. 3.2.2): устойчиво низкие отношения наблюдаются в крупнейшей Гулинской интрузии и наиболее высокие – в маленькой интрузии-сателлите Немакита. Значительно более высокие, чем в породах щелочно-ультраосновного состава, отношения (^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$ = 0,7067÷0,71110 обнаружены в кварцевых, щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитах Гулинской интрузии (Когарко и др., 1998).

Таблица 3.2.3

Изотопный состав кислорода и Rb–Sr системы в интрузивных породах Маймеча-Котуйской провинции

№ обр.	Порода	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O$
Гулинский массив								
1667	п	px	0,70351	8,7	240	0,105	0,70315	4,7
1667	п	ph	0,70530	75	450	0,495	–	–
1675	к	ca	–	–	–	–	–	7,7
1676	к	ca	–	–	–	–	–	7,5
1677	к	ca	–	<1	4445	<0,001	–	6,8
1678	к	ca	0,70314	<1	4800	<0,001	0,70314	6,8
1679	к	ca	0,70320	–	–		0,70320	–
1680	к	ca	0,70321	<1	4800	<0,001	0,70321	7,4
1681	к	ca	–	6,2	6600	0,003	–	8,0
к-1	м	вал	–	–	–	–	–	5,5
1684	мс	ca	0,70311	–	–	–	0,70311	7,0
1685	мс	ca	0,70330	–	–	–	0,70330	7,2
1685	мс	ph	0,74534	295	86	7,43	–	5,0
Массив Одихинча								
1712	и-м	вал	–	–	–	–	–	7,0
1713	и-м	nf	–	–	–	–	–	6,6
1716	и-м	вал	0,70354	52	607	0,25	0,7027	6,2
1716	и-м	px	–	–	–	–	–	5,5
1716	и-м	nf	–	–	–	–	–	6,0
1717	и-м	px	–	–	–	–	–	6,0
1717	и-м	nf	–	–	–	–	–	6,3
1718	и-м	nf	–	–	–	–	–	5,9
1719	и-м	nf	–	–	–	–	–	6,3
1723	о	ol	0,70460	0,21	3,06	0,20	0,7039	–
1724	я	px	0,70390	28	340	0,24	0,7031	5,8
1728	к	ca	0,70410	–	–	–	0,7041	1,3
1729	к	ca	0,70422	–	15410	<0,001	0,70422	0,9
1729	к	ph	0,72410	612	306	5,84	–	1,1
1730	к	ca	0,70420	2,1	17000	<0,001	0,7042	2,3
1731	к	ca	0,70337	1,2	19000	<0,001	0,70337	2,0
1732	и-у	вал	–	–	–	–	–	5,8
1733	м	ml	0,70335	16	5800	0,01	0,7033*	5,4
1733	м	ph	0,72640	342	128	7,67	0,7033*	5,65
1733	м	nf	0,70415	52	520	0,29	0,7033*	6,1
1734	мс	ph	–	–	–	–	–	6,1
1736	о	ol	0,70407	0,20	6,88	0,03	0,70381	–
Массив Кугда								
1738	к	ca	0,70353	<1	10200	<0,001	0,70353	8,7
1740	о	ol	0,70446	0,57	31,36	0,05	0,7043	4,3
1742	мс	px	0,70410	34	517	0,2	0,70345*	6,3
1742	мс	nf	0,70630	80	102	2,28	0,70345*	–
1742	мс	ph	0,72990	350	133	7,63	0,70345*	–
1747	мс	nf	–	–	–	–	–	2,7
1752	о	ol	0,70464	–	–	–	–	–
1755	к	ca	0,70407	2,2	12200	<0,001	0,70407	11,1
1756	м	ml	0,70389	<1	3187	<0,001	0,70389	5,5
1757	м	ml	0,70417	<1	2584	<0,001	0,70417	7,0

Таблица 3.2.3 (окончание)

№ обр.	Порода	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O$
Массив Кугда								
1758	м	ml	0,70418	<1	2348	<0,001	0,70418	7,7
1758	м	ph	–	–	–	–	–	8,0
141/88	м	вал	–	–	–	–	–	5,9
143/88	щс	вал	–	–	–	–	–	8,2
Массив Немакит								
10/88	м	вал	–	–	–	–	–	5,5
30/88	и-м	вал	0,70485	14,7	379,3	0,1124	0,70447	6,5
34/88	м	вал	0,70569	29,5	807	0,105	0,70533	11,2
35/88	и-м	вал	0,70495	79,5	2484	0,0926	0,70463	7,2

Примечание. В столбце "порода": и-м – ийолит-мельтейгит, и-у – ийолит-уртит, к – карбонатит, м – мелилитовая порода, мс – метасоматит, о – оливинит, п – пироксенит, я – якупирангит. В столбце "проба": са – кальцит; ml – мелилит, nf – нефелин, ol – оливин, ph – флогопит, px – пироксен; щс – щелочной сиенит. Звездочкой отмечены начальные отношения изохрон по минеральным фракциям. Обр. № 143/88 – интрузия-сателлит Кугды, № 34/88 и № 35/88 – интрузия-сателлит Немакита

В эффузивах основного и ультраосновного состава разброс начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ не столь велик, как в интрузивных породах (0,7035–0,7041) (табл. 3.2.4), однако и он превышает аналитическую ошибку и свидетельствует о гетерогенности магм. Примечательным обстоятельством является зависимость $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ отношений в эффузивах от содержания SiO_2 и K_2O (рис. 3.2.3): минимальные величины, равные 0,7033–0,7035, зарегистрированы в маймечитах (Покровский, Виноградов, 1987; Когарко и др., 1988), а максимальные – в трахиандезите дельканской свиты – 0,7061. Если расположение щелочных базальтоидов арад-

Таблица 3.2.4

Изотопный состав кислорода и Rb-Sr системы
в эффузивах Маймеча-Котуйской провинции

№ обр.	Порода	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O$
Коготокская свита (траппы, экзоконтакт Гулинской интрузии)								
1639	аба	вал	0,70388	–	–	–	–	2,3
1644	аба	вал						1,2
Свита меймечитов								
1655	мд	ol	0,70454	0,29	4,58	0,19	0,70401	–
1662	мд	ol	0,70436	0,35	3,83	0,26	0,70361	–
Дельканская свита щелочных базальтоидов								
1672	та	вал	0,70671	105	1552	0,19	0,70616	9,3
1701	тб	вал	0,70437	40	1190	0,10	0,70410	7,1
1702	тб	вал	0,70440	43	1100	0,11	0,70408	7,25
1703	тб	вал	0,70439	38	940	0,12	0,70406	–
1704	тб	вал	0,70446	48	1178	0,12	0,70413	7,4
Арыджангская свита щелочных базальтоидов								
1779	пб	вал	0,70380	18	1962	0,03	0,70372	7,6
1790	пб	вал	0,70415	58	1600	0,105	0,70379	7,5

Примечание. В столбце "порода": аба – апобазальтовый амфиболит, мд – меймечит дайковый, та – трахиандезит, тефритовый базанит, пб – пикритовый базальт

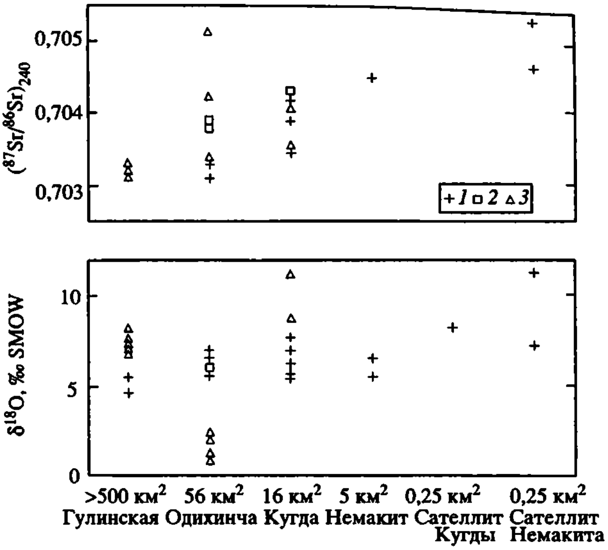


Рис. 3.2.2. Зависимость изотопного состава кислорода и стронция от размера интрузий Маймеча-Котуйской провинции

1 – щелочные породы; *2* – оливиниты; *3* – карбонатиты

жангской и делsканской свит в промежутке между этими значениями не случайно (чего нельзя исключить, учитывая сравнительно небольшой объем анализов), то оно может рассматриваться как весьма важный аргумент в пользу контаминации этих пород сиалическим материалом.

О причинах вариаций изотопного состава стронция в породах Маймеча-Котуйской провинции высказывались различные точки зрения. Л.Н. Когарко с соавторами (1998) допускают коровую контаминацию только для кварцевых, щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов Гулинской интрузии, отличающихся наиболее высокими отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и низкими εNd (–1,55 ÷ –8,9), полагая, однако, что разброс изотопных отношений стронция и неодима (εNd = 5,35 ÷ 3,98) в щелочных-ультраосновных породах и карбонатитах обусловлен смешением материала деплетированной (верхней) и примитивной (нижней) мантии в результате мантийного метасоматоза. Отметим, что естественной для такого рода смешения корреляции между петрохимическим и изотопным составом не устанавливается: предельно бедные подвижными компонентами дуниты имеют более высокие

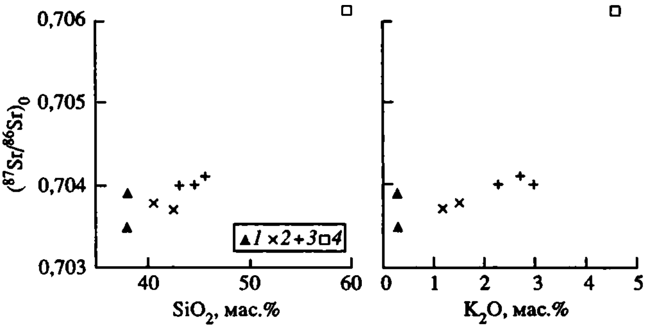


Рис. 3.2.3. Соотношение изотопного состава стронция с содержанием SiO_2 и K_2O в эффузивах Маймеча-Котуйской провинции

1 – меймечиты; *2* – пикритовые базальты арыджангской свиты; *3* – тефритовые базаниты дельканской свиты; *4* – трахиандезит дельканской свиты отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и низкие εNd, чем ийолиты, мельтейгиты, карбонатиты и мелилитолиты, в которых содержания тех же редких элементов на порядки больше (в частности, стронция на 2–3 порядка). Э.А. Ланда с соавторами (1982, 1984) не исключают коровую контаминацию карбонатитов поздних стадий, но для щелочных-ультраосновных пород считают ее маловероятной.

Ранее (Покровский, Виноградов, 1987) мы высказали предположение, что контаминированы коровым материалом в той или иной степени могли быть как карбонатиты, так и щелочные – ультраосновные породы, и продолжаем считать это главной причиной разброса начальных отношений изотопов стронция в породах Маймеча-Котуйской провинции. В пользу такого предположения свидетельствует несколько фактов. Одним из них является отмеченная выше связь начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ с размером интрузий. Объяснить ее гетерогенностью мантии очень трудно, если же принять гипотезу контаминации, эта связь представляется совершенно закономерной: поскольку масса интрузии растет пропорционально кубу радиуса, а площадь поверхности – квадрату радиуса, в маленькой интрузии на единицу поверхности приходится относительно меньшая масса, чем у большой и, следовательно, она испытывает большее "удельное взаимодействие" с рамой. Аналогичная зависимость устанавливается и для изотопного состава кислорода (см. рис. 3.2.2), причем между изотопным составом кислорода и стронция наблюдается типичная для коровой контаминации зависимость, которую мы рассмотрим ниже. Нельзя не отметить также, что в пределах некоторых интрузий (Кугда, Одихинча) наиболее высокие отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ зарегистрированы в поздних, по-видимому, гидротермальных карбонатитах заведомо "местного" происхождения (о чем опять-таки однозначно свидетельствуют данные по изотопному составу кислорода), а также то, что часто породы с повышенными $^{87}Sr/^{86}Sr$ залегают непосредственно на контакте с рамой (мелилитовые породы Кугды). Наконец, в ряде образцов наблюдается нарушение Rb-Sr изотопных систем между сосуществующими минералами (рис. 3.2.4), показывающее, что на постмагматической стадии, а возможно, и на стадии кристаллизации расплавов породы интрузий не являлись закрытой системой по отношению к внешней среде.

Проявляются такие нарушения как в удревнении, так и в омоложении Rb-Sr возрастов, рассчитанных по минеральным парам (см. рис. 3.2.4). Завышенные возрасты – 323 и 398 млн лет – дали образцы пироксенита и метасоматита Гулинской интрузии. Вероятно, завышение в данном случае связано с тем, что породы на постмагматической, а не исключено, что и магматической стадии, подверглись воздействию обогащенных радиогенным стронцием флюидов, которые существенно увеличили отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ во флогопитах, но не изменили (или изменили в меньшей степени) аналогичные отношения в пироксене и кальците. Интересно отметить, что значительная часть K-Ar датировок по флогопитам Гулинской интрузии превышает 250 млн лет (Егоров, 1991) и, следовательно, также удревнена, из чего можно заключить, что флюиды, ответственные за образование (или преобразование) флогопита, содержали также избыточный ^{40}Ar. Для других интрузий Маймеча-Котуйской провинции такое удревнение в целом не характерно.

Нефелин – пироксеновая пара из метасоматита интрузии Кугда (см. рис. 3.2.4), напротив, дает заниженное значение возраста. Причину омоложения определить в данном случае достаточно трудно: оно может быть связано, в частности, с привносом в нефелин на стадии гипергенеза (во всяком случае, значительно позднее внедрения интрузии) рубидия или выносом стронция. Существенно, что формальный расчет начального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{240}$ по этому нефелину дает нереально низкое значение – менее 0,700.

Концентрации стронция в породах, слагающих щелочно-ультраосновные интрузии, изменяются в очень широких пределах – от 3–6 в оливинитах до 20000 г/т в карбонатитах интрузии Одихинча. Очевидно, что, чем ниже концентрации стронция, тем легче (при прочих равных условиях) изотопный состав стронция в породе

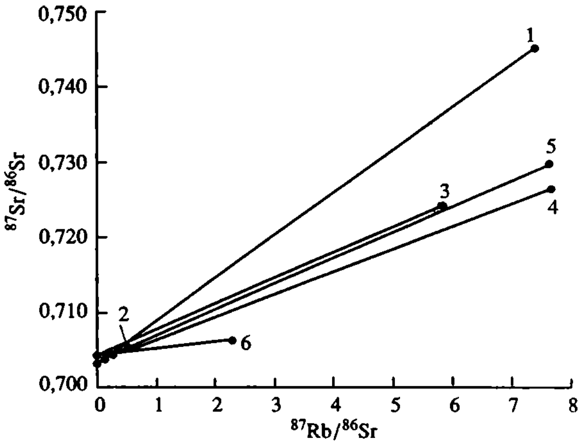


Рис. 3.2.4. Rb-Sr системы в минеральных фракциях интрузивных пород Маймеча-Котуйской провинции

1 – обр. № 1685, Гулинский массив, метасоматит с флогопитового месторождения, условный возраст по паре флогопит–кальцит 398 млн лет; *2* – № 1667, Гулинский массив, пироксенит, 323 млн лет (флогопит–пироксен); *3* – № 1729, Одихинча, карбонатит, 240 млн лет (флогопит–кальцит); *4* – № 1733, Одихинча, существенно мелилитовая порода, 212 млн лет (флогопит–нефелин–мелилит); *5* – № 1742, Кугда, пироксен-нефелиновый метасоматит, 245 млн лет (флогопит–пироксен); *6* – то же 74 млн лет (нефелин–пироксен); №№ образцов из табл. 3.2.3

(минерале) будет меняться под влиянием гипергенных процессов, в связи с чем обратная корреляция содержания стронция и начальных изотопных отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ рассматривается как важный признак поверхностной контаминации. Для пород Маймеча-Котуйской провинции такая зависимость не характерна: отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в целом находятся в тех же пределах, что и в высокостронциевых породах. Скорее, можно говорить о противоположной тенденции (рис. 3.2.5): среди силикатных пород интрузий наиболее высокие отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ установлены в высокостронциевых мелилитовых породах и образце ийолит-мельтейгита с содержанием стронция более 2000 г/т; среди карбонатитов – в породах интрузий Кугда и Одихинча с содержанием стронция в 2–3 раза выше, чем в карбонатитах Гулинского плутона, среди эффузивов – в трахиандезите дельканской свиты с содержанием стронция опять-таки в 1,5 раза выше, чем в щелочных базальтоидах. Изменения в зоне гипергенеза вносят, очевидно, сравнительно небольшой вклад в разброс начальных отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, основной причиной которого являются либо контаминация на магматической стадии либо высокотемпературные гидротермально-метасоматические процессы.

Источником радиогенного стронция в обоих случаях могли служить вмещающие осадочные и метаосадочные породы. В непосредственном контакте с интрузиями, как отмечалось выше, преобладают карбонатные породы позднего докембрия, характеризующиеся очень низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}705 \div 0{,}706$

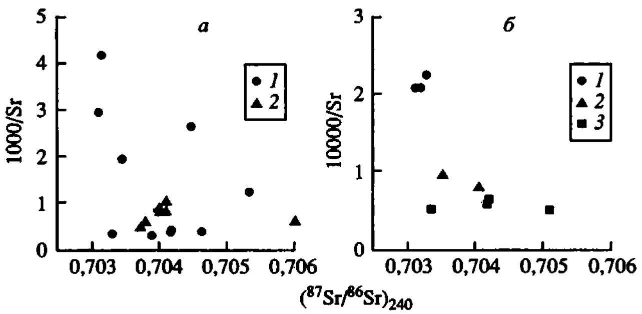


Рис. 3.2.5. Соотношение изотопного состава и концентраций стронция в щелочных породах и карбонатитах Маймеча-Котуйской провинции

а – щелочные породы (*1* – интрузивы, *2* – эффузивы); *б* – карбонатиты (*1* – Гулинская интрузия, *2* – Одихинча, *3* – Кугда)

Таблица 3.2.5

Изотопные характеристики карбонатных пород, вмещающих интрузии Маймеча-Котуйской провинции

№ обр., свита (мощность)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr, г/т	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Массив Бор-Юрях, южный экзоконтакт[1]				
1605	0,70497	–	20,2	–1,4
1606	–	–	20,4	0,0
1607	–	–	18,3	–0,3
Массив Одихинча, южный экзоконтакт[1]				
1711	0,70425	240	20,7	–2,2
1710	–	–	23,0	-3,6
1709	0,70765	–	23,0	–0,7
1708	–	–	21,0	-1,6
Массив Кугда, южный экзоконтакт				
1759	0,70900	–	18,9	–1,6
Неизмененные породы[2]				
Маныкайская свита Cm_1 (75 м)	0,7114(1)	63		
Старореченская свита V (50 м)	0,7086±0,0003(4)	53–60	27,0±0,3	–2,9±1,6
Юсмастахская свита R_1 (620 м)	0,7057±0,0008(10)	20–40	24,5±0,9	–0 ±0,5
Котуйканская свита R_1 (450 м)	0,7062±0,0017(10)	25–30	24,5±1,2	–1,2±0,5
Устьильинская свита R_1 (70 м)	0,7083(1)	31	22,9±0,7	–2,4±2,0

Примечание. [1] В порядке удаления от контакта; [2] Разрез по р. Котуйкан (Покровский, Виноградов, 1987, 1991; Покровский, Миссаржевский, 1993); приведены средние значения измеренных (современных) изотопных отношений стронция и пределы колебаний концентраций (в скобках – количество анализов)

(табл. 3.2.5), которые лишь незначительно превышают и даже частично перекрываются с аналогичными отношениями в изверженных породах ультраосновного-щелочного состава и карбонатитах. Очевидно, что простая ассимиляция вмещающих карбонатов, содержание стронция в которых редко превышает 100 г/т, не может рассматриваться как вероятная причина вариаций $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изверженных породах – для наблюдаемого смещения потребовались бы нереально большие количества ассимилированного материала, полностью исключенные данными по стабильным изотопам. Ассимиляция магмами пород древнего сиалического фундамента представляется вполне вероятной причиной обогащения радиогенным стронцием кварцевых, щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов Гулинской интрузии (Когарко и др., 1998), но – по очевидным соображениям – значительно менее вероятной для ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов. Единственным контаминантом, который мог бы изменить в магмах отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, не изменяя существенно их химический состав или даже обогащая их щелочами, стронцием и другими подвижными компонентами, является, очевидно, высококонцентрированный раствор-флюид, изотопный состав которого формировался в результате взаимодействия с породами рамы и изверженными породами, возможно, изменяясь в достаточно широких пределах.

Кислород. Значения $\delta^{18}O$ в карбонатитах Маймеча-Котуйской провинции находятся в пределах 0,9 ÷ 11,1, интрузивных щелочных породах –2,7 ÷ 11,2 и щелочных эффузивах – 7,1 ÷ 9,3‰. Большой разброс изотопного состава кислорода не оставляет сомнений в том, что породы провинции содержат наряду с мантийным кислород корового происхождения, причем степень их контаминированности варьирует в очень широких пределах. В преобладающей части силикатных пород интрузий величины $\delta^{18}O$ не выходят за пределы нормально-магматического интервала (5,5±0,5‰) и, очевидно, они если и контаминированы, то в очень небольшой степени. Определенное в некоторых образцах ийолит-мельтийгитов и мелилитовых пород фракционирование $\Delta^{18}O$ между нефелином и пироксеном (мелилитом) находится в пределах 0,3–0,7‰, в целом соответствуя высокотемпературному (> 800 °C) равновесию. Наиболее высокие значения $\delta^{18}O$ установлены в мелилитовых породах интрузии Кугда (до 7,7‰), мелилитовых породах и ийолит-мельтейгитах интрузии-сателлита Немакита (до 11,2‰) – в тех же образцах, которые отличаются и наиболее высокими отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$.

Не обнаруживается заметного участия корового материала в карбонатитах Гулинской интрузии – величины $\delta^{18}O$ в карбонатитах несколько выше, чем в силикатных породах, однако это различие может быть объяснено изотопным обменом между карбонатитовыми и ультраосновными-щелочными породами (магмами) при 600–800 °C. Жильные карбонатиты интрузии Кугда заметно обогащены, а интрузии Одихинча – обеднены ^{18}O по сравнению с карбонатитами Гулинской интрузии. Обедненные тяжелым изотопом кислорода карбонатиты интрузии Одихинча, несомненно, формировались при активном участии вод атмосферного происхождения. Этот вывод однозначно подтверждается данными по изотопному составу водорода, рассмотренными ниже, и хорошо согласуется с предположением о гидротермальном происхождении этих пород. Нам не попадались сообщения о каких-либо других карбонатитах с аномально низкими значениями $\delta^{18}O$: карбонатиты Одихинчи в этом отношении едва ли не уникальны. Апобазальтовые амфиболиты, слагающие экзоконтактовую зону Гулинской интрузии, а также метасоматические породы интрузии Кугда, в которых обнаружен нефелин с аномально низким значением $\delta^{18}O$, вероятно, сформированы при участии растворов со сходными изотопными характеристиками. Обогащение карбонатитов ^{18}O встречается достаточно часто и допускает различное толкование. Оно может быть следствием контаминации карбонатитовой магмы твердым осадочным материалом, низкотемпературного обмена с подземными водами различного генезиса, высокотемпературного обмена с флюидом, обогащенным ^{18}O в результате выпаривания и/или обмена с вмещающими породами. Учитывая соображения геологического характера, мы считаем последнее предположение наиболее вероятным. Нельзя исключить, что термальные растворы, ответственные за образование жильных карбонатитов интрузий Кугда и Одихинча, имели общее (атмосферное) происхождение, но находились на разной стадии эволюции.

Эффузивы изменяются гипергенными процессами значительно быстрее, чем полнокристаллические породы и поэтому являются менее удобным материалом для изотопных исследований. Щелочные базальтоиды дельканской и арыджангской свит обнаруживают типичную для измененных пород зависимость величин $\delta^{18}O$ от содержаний H_2O (рис. 3.2.6). Экстраполяция этой зависимости в область концентраций H_2O 0–0,5% показывает, тем не менее, что и исходные магмы имели несколько повышенные величины $\delta^{18}O$ (6,5–7,0‰) по сравнению с океаническими базальтами. Визуально наименее измененная из эффузивов порода – трахиандезит дельканской свиты – характеризуется наиболее низким содержанием воды (0.44%) и наиболее высоким значением $\delta^{18}O$ = 9,3‰. Исходная, относительно дифференцированная магма была контаминирована "коровым" изотопом ^{18}O, несомненно, в большей степени, чем магмы базитового состава.

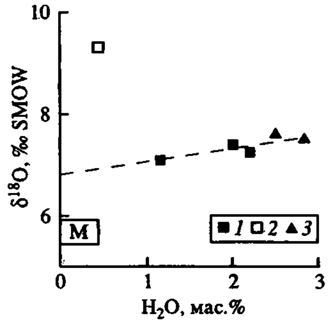


Рис. 3.2.6. Соотношение изотопного состава кислорода и концентраций воды в щелочных эффузивах Маймеча-Котуйской провинции

1 – тефрит-базаниты дельканской свиты; *2* – трахиандезит дельканской свиты; *3* – пикрит-базальты арыджангской свиты; М – поле БСОХ

На рис. 3.2.7 показано соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах Маймеча-Котуйской провинции. Хотя разброс точек достаточно велик, более или менее определенно на этом графике обозначаются два тренда. Первый (на нем лежат карбонатиты интрузии Одихинча) связывает область с изотопными характеристиками, близкими к БСОХ, и резервуар с относительно высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,7045$ и низкими величинами $\delta^{18}O$. Такого рода тренды вполне обычны для пород, образованных или преобразованных высокотемпературными термальными растворами морского или атмосферного питания. В остальных породах провинции увеличение отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ сопровождается ростом величин $\delta^{18}O$.

Упрощенные модели смешения не позволяют однозначно определить, каким именно материалом контаминированы эти породы. Они, однако, дают основание полагать, что контаминация магм в данном случае заведомо не может отождествляться с ассимиляцией вмещающих карбонатов. Концентрации стронция в послед-

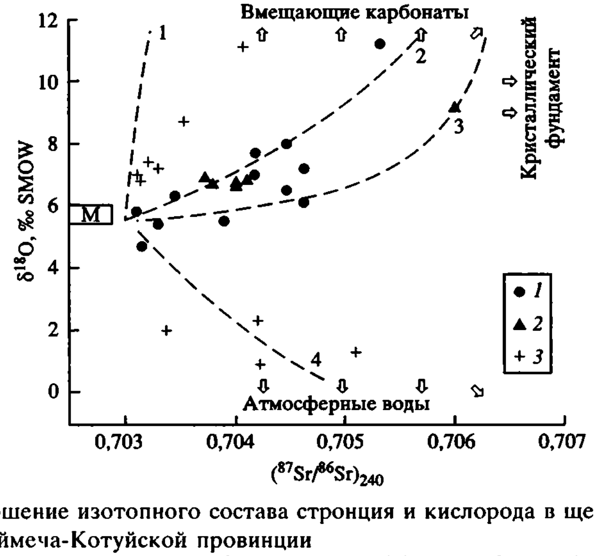


Рис. 3.2.7. Соотношение изотопного состава стронция и кислорода в щелочных породах и карбонатитах Маймеча-Котуйской провинции

1 – интрузивные щелочные породы; *2* – щелочные эффузивы; *3* – карбонатиты; пунктир – модельные графики смешения магмы ($\delta^{18}O = 5,5‰$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703$; Sr = 500 г/т) с: 1 – вмещающими карбонатами ($\delta^{18}O = 20‰$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7065$; Sr = 50 г/т); 2 – рассолами ($\delta^{18}O = 15‰$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7065$; Sr = 1000 г/т); 3 – рассолами ($\delta^{18}O = 15‰$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7065$; Sr = 5000 г/т); 4 – рассолами ($\delta^{18}O = -2‰$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7065$; Sr = 250 г/т); М – поле БСОХ. Чтобы исключить влияние вторичных преобразований, величины $\delta^{18}O$ в эффузивах скорректированы (уменьшены на 0,1–0,7‰) в зависимости от содержания в них воды (см. рис. 3.2.6)

Таблица 3.2.6

Изотопный состав водорода в валовых пробах и минеральных фракциях пород Маймеча-Котуйской провинции (сведения о породах см. табл. 3.2.3 и 3.2.4)

№ обр.	δD	$\delta^{18}O$	H_2O, мас.%	№ обр.	δD	$\delta^{18}O$	H_2O, мас.%
Флогопиты интрузивных пород				Валовые пробы эффузивов			
1685	- 65	5,0		1639	–140	2,3	–
1729	–101	1,1		1644	–121	1,2	–
1733	–42	5,65		1672	- 95	9,3	0,44
1733а	–47	6,1		1701	–124	7,1	1,15
1758	–23	8,0		1702	–140	7,25	2,2
				1704	–131	7,4	2,0
				1779	- 88	7,6	2,5
				1790	- 87	7,5	2,83

них, как минимум, на порядок ниже, чем в щелочных магмах, и в координатах $\delta^{18}O$ – $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ их ассимиляция дала бы субвертикальный тренд, как это показано на рис. 3.2.7. Ассимиляция пород древнего сиалического фундамента, которые характеризуются значительно более высокими отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 > 0,720$ и относительно низкими величинами $\delta^{18}O < 12‰$, также представляется сомнительной для всех образцов, но не может быть исключена для некоторых (в частности, для трахиандезита дельканской свиты). Наиболее же вероятным механизмом контаминации с точки зрения Sr-O изотопной систематики представляется взаимодействие магм с флюидом, в котором концентрации стронция были не ниже 2000 г/т, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменялись в пределах 0,7045–0,708, а значения $\delta^{18}O$ превышали 12‰.

Водород. Изотопный состав водорода определялся в эффузивах, апобазальтовых амфиболитах, слагающих южный экзоконтакт Гулинской интрузии, и флогопитах из карбонатитов и мелилитовых пород интрузий Кугда, Одихинча и Гулинской. Общий разброс величин δD охватывает очень большой интервал – от –23 до –140‰ (табл. 3.2.6). На рис. 3.2.8 показано соотношение изотопного состава водорода и кислорода в различных породах.

Флогопиты образуют в координатах δD–$\delta^{18}O$ тренд, который может отражать как смешение флюидов различной природы, так и эволюцию флюида в недрах гидротермальной системы. Формирование флогопита из карбонатита интрузии Одихинча, который по изотопным характеристикам сходен с экзоконтактовыми амфибо-

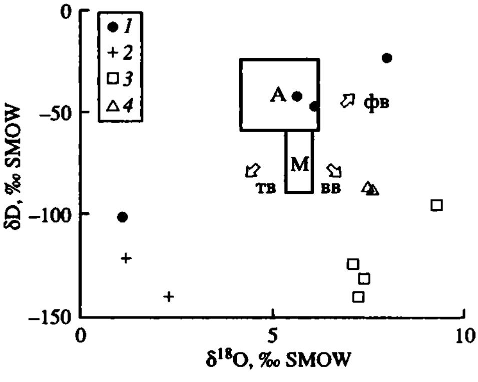
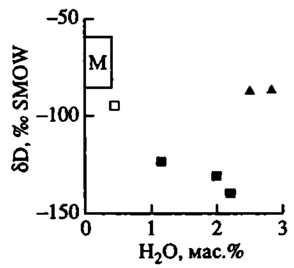


Рис. 3.2.8. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в породах и минералах Маймеча-Котуйской провинции

1 – флогопиты из карбонатитов и мелилитовых пород; *2* – апобазальтовые амфиболиты экзоконтакта Гулинской интрузии; *3* – эффузивы дельканской свиты; *4* – эффузивы арыджангской свиты; стрелки – направления смещения изотопного состава под влиянием различных факторов: тв – высокотемпературного воздействия вод атмосферного происхождения; фв – взаимодействия с формационными или метаморфогенными водами; вв – субаэрального выветривания; М – поле БСОХ; А – поле амфиболов и слюд из магм субдукционного типа



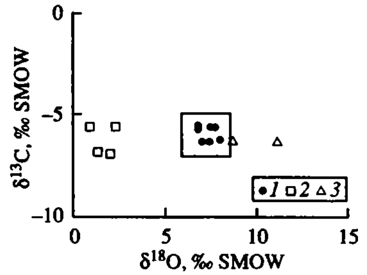


Рис. 3.2.9. Соотношение изотопного состава водорода с концентрациями воды в щелочных эффузивах Маймеча-Котуйской провинции

Условные обозначения см. на рис. 3.2.6

Рис. 3.2.10. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах Гулинского массива (*1*), массива Одихинча (*2*) и Кугда (*3*); квадрат – поле типичных неизмененных карбонатитов

литами, несомненно, осуществлялось при преобладающем участии высокотемпературного флюида атмосферного происхождения. Обогащение флогопитов из мелилитовых пород интрузий Кугда и Одихинча дейтерием и изотопом ^{18}O может указывать на влияние метаморфогенных или формационных вод, а изотопный состав флогопита из карбонатита Гулинской интрузии может представлять как самостоятельный источник магматогенных вод, так и смесь вод атмосферного и метаморфогенного происхождения. Избыток радиогенного стронция в флогопите Гулинской интрузии делает последнее предположение более вероятным.

Хотя возможность вовлечения в гидротермально-метасоматические процессы флюидов различного происхождения представляется вполне реальной, нельзя забывать и о том, что изотопный состав термальных растворов может существенно меняться в результате изотопного фракционирования в системе жидкость-пар и изотопного обмена с вмещающими породами. На многих вулканах имеются кратерные озера (иногда, например, на вулкане Эль-Чичон в Мексике значительного объема) и источники, вода которых по изотопному составу кислорода и водорода близка океанической, хотя не имеет к океану никакого отношения и стала такой в результате длительного выпаривания или обмена с паром. Тренд, на котором лежат флогопиты, вполне мог возникнуть в результате такого рода эволюции термального флюида. Неслучайно, возможно, он имеет примерно тот же наклон, что и "линия атмосферных вод", обусловленная процессами изотопного фракционирования между жидкой водой и паром в атмосфере.

Эффузивы дельканской свиты обнаруживают типичную для пород, измененных в условиях гипергенеза, обратную корреляцию величин δD с содержанием H_2O (рис. 3.2.9).

Углерод. Изотопный состав углерода в карбонатитах Маймеча-Котуйской провинции весьма однообразен и изменяется в интервале величин $\delta^{13}C = -5{,}8 \div -6{,}9$‰, что соответствует мантийному источнику CO_2. Какой-либо зависимости между изотопным составом кислорода и углерода в карбонатитах не устанавливается (рис. 3.2.10). В силу не совсем ясных причин углекислота осадочного происхождения не сказывается даже в жильных карбонатитах интрузии Одихинча, образованных термальными водами атмосферного питания, которые не могли не дренировать вмещающие карбонатные толщи. По своим изотопным характеристикам карбонатиты Одихинчи сходны с карбонатами Мутновской парогидротермальной системы (см. главу 2.3), в зоне которой осадочные карбонаты вообще отсутствуют.

Отметим, что данные, полученные нами по карбонатитам массива Одихинча (Покровский, Виноградов, 1987), существенно отличаются от данных, опубликованных Г.С. Плюсниным с соавторами (1980), которые определили в карбонатитах этого массива значительно более высокие величины $\delta^{13}C$ (–2,1 ÷ –4,0‰) и $\delta^{18}O$ (10 ÷ 15,2‰). Причины этого расхождения не ясны, ибо сведения о месте отбора образцов в упомянутой статье не приведены.

Мраморизованные осадочные карбонаты, слагающие экзоконтактовые зоны интрузий, заметно обеднены ^{13}C и ^{18}O по сравнению с неизмененными осадочными карбонатами (см. табл. 3.2.5), причем чем ближе к контакту, тем сильнее. Обычно это в целом довольно распространенное явление связывается с декарбонатизацией, хотя нельзя исключить влияние и других причин, в частности сброс магматогенной углекислоты в окружающую среду и/или пропаривание экзоконтактов интрузий термальными растворами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Щелочные породы и карбонатиты Маймеча-Котуйской магматической провинции характеризуются значительными вариациями изотопного состава кислорода, водорода и стронция, в которых нашли отражения изменения в зоне гипергенеза, высокотемпературные постмагатические процессы и контаминация магм в магматичеких камерах и подводящих каналах. Среди названных факторов первый представляется наименее важным: более или менее отчетливо гипергенные изменения проявляются только в изотопном составе водорода и кислорода в щелочных эффузивах и, возможно, в искажении отношений Rb/Sr в нефелине из некоторых образцов.

Роль высокотемпературных постмагматических преобразований представляется более заметной. Более или менее однозначно изотопные данные позволяют связать с термальными растворами корового происхождения образование высокостронциевых жильных карбонатитов массивов Кугда и Одихинча и нарушение Rb-Sr изотопных систем в сосуществующих минералах. Однако этими объектами роль коровых флюидов вряд ли исчерпывается, в связи с чем остановимся на их генезисе более подробно.

Внедрение интрузий, как теперь хорошо известно, активизирует конвективную циркуляцию подземных вод, в которую могут вовлекаться не только слабоминерализованные поверхностные воды, но и высококонцентрированные рассолы глубокого залегания. Высокая минерализация таких рассолов связывается с растворением эвапоритовых отложений, потерей газовой фазы и взаимодействием с вмещающими породами. Очевидно, что изменяя изотопный состав интрузивных тел, которыми они разогреваются, термальные растворы и сами меняют свой исходный состав и в предельном случае могут прийти в полное изотопное и химическое равновесие с изверженными породами. Поэтому, не будучи магматическими эманациями, такие растворы не могут в то же время рассматриваться и как чисто коровые агенты. В данном случае в их изотопном и химическом составах могло найти отражение взаимодействие с позднедокембрийскими и раннепалеозойскими осадочными породами, породами кристаллического фундамента и породами, слагающими интрузии.

Далеко не все изверженные породы Маймеча-Котуйской провинции, в которых изотопные данные позволяют обнаружить присутствие корового материала, несут следы постмагматических преобразований, что позволяет допустить их контаминацию на магматической стадии. Наряду с породами среднего состава отчетливые признаки контаминации фиксируются и в некоторых щелочных-ультраосновных породах, таких, например, как мелилитовые породы интрузий Кугда и Немакит. По целому ряду соображений ассимиляция щелочными-ультраосновными магмами пород древнего сиалического фундамента и вмещающих интрузии существенно карбонатных пород позднего докембрия – раннего палеозоя представляется весьма маловероятной. Значительно предпочтительней выглядит возможность контаминации магм термальными растворами, подобными тем, которыми были сформированы жильные карбонатиты интрузий Кугда и Одихинча.

Коровая контаминация не позволяет, на наш взгляд, установить истинные масштабы исходной (мантийной) изотопной гетерогенности источников щелочных-ультраосновных магм; представляется очевидным, что она значительно меньше наблюдающейся гетерогенности пород. Доминирующим был, несомненно, деплетированный источник, сходный с источником БСОХ. Этот вывод порождает серьезные петрогенетические проблемы, обсуждение которых выходит за рамки данной работы. Отметим, однако, что гипотеза, согласно которой щелочно-ультраосновные комплексы формируются путем эволюции единого исходного расплава в закрытой системе, плохо согласуется с изотопными данными.

3.3. МАССИВ ТОМТОР

Массив Томтор, принадлежащий к числу крупнейших ультраосновных щелочных комплексов (площадь около 300 км^2), расположен к востоку от Анабарского щита, в пределах Билиро-Уджинского поднятия. По составу слагающих его пород Томтор во многом сходен с интрузиями Маймеча-Котуйской провинции, но древнее – позднедокембрийско-раннепалеозойский. Широкую известность массив приобрел благодаря уникальному месторождению комплексных фосфатно-редкометальных и железных руд дискуссионного генезиса.

Породы массива подвергались интенсивным, возможно, неоднократным постмагматическим преобразованиям, в связи с чем малопригодны для изучения собственно проблем магмообразования. Основная цель изотопных исследований в данном случае заключалась в определении условий концентрирования типоморфных для ультраосновных–щелочных пород и карбонатитов редких элементов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Массив Томтор расположен на водоразделе рек Уджа и Чыимаара. Он прорывает доломитовые отложения улахан-курунгской и томторской свит, относимых к раннему–среднему рифею, и перекрывается терригенными отложениями ранней и средней перми, представленными песчаниками и конгломератами с прослоями углей.

В строении массива принимают участие породы нескольких магматических фаз (рис. 3.3.1). Древнейшими являются нефелиновые и щелочные сиениты, занимающие примерно 2/3 массива, а также породы якупирангит-уртитового ряда, образующие серповидное в плане тело шириной около 1 км. Структурный центр массива занимает крупный (более 12 км^2) карбонатитовый шток. Выделяются относительно бедные редкими металлами (~ 0,05% Nb_2O_3) кальцитовые и доломит-кальцитовые породы, приуроченные к краевым частям ядра, более поздние, богатые редкими металлами (0,2–0,4% Nb_2O_3) карбонатиты, тяготеющие к центральной части, а также эксплозивные карбонатитовые брекчии, слагающие тела трубчатой и дайкообразной формы (Лапин, 1997). Все эти породы прорваны многочисленными дайками и трубками взрыва, сложенными породами альнеит-пикритовой ассоциации. Менее распространены дайки щелочных биотитсодержащих габбро и нефелиновых сиенитов.

Породы массива несут следы интенсивных постмагматических преобразований: карбонатизации, хлоритизации, окварцевания, каолинитизации и т.д. В виде чехла мощностью от первых десятков до 300–400 м на магматических породах залегает толща полностью преобразованных пород, которая большинством исследователей идентифицируется как древняя (позднедевонско-раннекарбоновая) кора выветривания (Эрлих, 1964; Багдасаров, 1997; Лапин, 1997). В ее пределах выделяют нижний рудный горизонт, в котором концентрации ниобия и

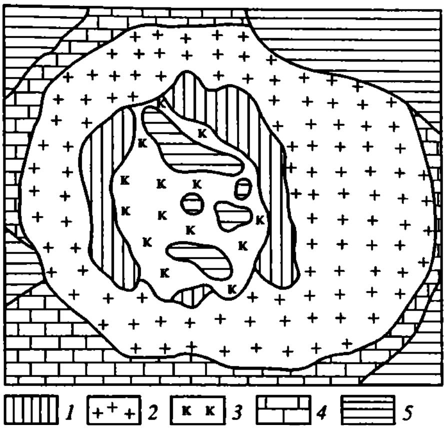


Рис. 3.3.1. Схема геологического строения массива Томтор (см. рис. 3.2.1)

1 – гидротермально измененные породы якупирангит-уртитового ряда (преимущественно ийолит-мельтейгиты; *2* – нефелиновые сиениты; *3* – магматические и метасоматические породы центрального карбонатитового штока; *4* – существенно карбонатные (доломитовые) отложения позднего рифея; *5* – пермские угленосные отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты)

редкоземельных элементов в 4–5 раз выше, чем в карбонатитах, и верхний рудный горизонт, в котором содержания этих элементов в 4–5 раз выше, чем в нижнем рудном горизонте.

Среди минералов, слагающих нижний рудный горизонт, наиболее распространены карбонаты (кальцит, доломит, родохрозит, сидерит), гидроокислы железа (гетит, лимонит), франколит, апатит, кварц, слюды, гидрослюды. В значительных количествах присутствуют сульфиды (пирит, галенит, сфалерит), а также минералы – концентраторы редких элементов: пирохлор, флоренсит, монацит, гойяцит, сванбергит и др. Верхний рудный горизонт представлен отчетливо слоистыми породами, в которых лейкократовые прослои сложены тонкодисперсным вторичным флоренситом, гидромонацитом, кальцитом, доломитом, сидеритом, кварцем, полевым шпатом, а меланократовые – пиритом, анатазом, окислами и гидроокислами железа (Кравченко и др., 1992). Количество рудных минералов в верхнем рудном горизонте достигает 50%, а содержания Nb_2O_3 – 7–8%.

Генезис рудной толщи вызывает серьезные разногласия. По мнению А.В. Лапина (1997), она была сформирована в два этапа. На первом этапе – в позднем девоне–раннем карбоне – массив был выведен на поверхность и в результате латеритного выветривания были сформированы породы нижнего рудного горизонта. Основным рудоконцентрирующим фактором на этом этапе признается остаточное накопление инертных рудных компонентов, обусловленное выносом подвижных (CO_2, Ca, Mg и др.) и ограниченно подвижных (P, Si и др.) в окислительной обстановке компонентов. На втором этапе – в перми – кора выветривания была перекрыта угленосными осадками и подвергнута воздействию нисходящих восстановленных бескислородных вод, которые обусловили вынос из продуктов выветривания Fe и Mn, что явилось важнейшим фактором формирования верхнего рудного горизонта, а также дальнейшего преобразования, в частности сидеритизации, нижнего рудного горизонта.

Не все исследователи полностью разделяют изложенную выше точку зрения. Высказывалось предположение о россыпном, делювиально-озерном происхождении верхнего рудного горизонта (Коноплев и др., 1992; Эпштейн и др., 1994). Отмечалось (Кравченко и др., 1992), что предполагаемая "каноническая" зональность нижнего рудного горизонта, приписываемая латеритному корообразовательному процессу, на большей части территории не выдерживается. Породы характеризуются рядом нетипичных для кор выветривания особенностей: незначительным развитием глинистых минералов и тонкодисперсного материала (до 20%, редко до 30%), наличием больших количеств (до 10–15%) неокисленных сульфидов. Согласно последним данным (Кравченко, 2000), субстратом, по которому формировалась рудная толща, служили не карбонатиты, а калиевые щелочно-ультраосновные вулканиты (венанциты), причем максимальные содержания РЗЭ и ниобия приурочены к определенным структурным поверхностям метасоматизированных вулканитов. Этот вывод хорошо согласуется с результатами изотопных исследований (Покровский и др., 1990), которые дали основания предположить, что в образовании рудной толщи важная роль принадлежала относительно высокотемпературным гидротермальным процессам.

Геохронология массива весьма запутана. Общий спектр K-Ar и Rb-Sr датировок, полученных в различных лабораториях, охватывает интервал 240–800 млн лет (Эрлих, Загрузина, 1981; Энтин и др., 1990; Багдасаров, 1997), что не может не вызывать сомнений в пригодности использовавшегося для геохронологических исследований материала. В древнейших интрузивных породах (нефелиновых и щелочных сиенитах, ийолит-мельтейгитах) K-Ar и Rb-Sr даты лежат в интервале 650–800 млн лет и в карбонатитах – 510–660 млн лет. Этот интервал отражает, по-видимому, скорее, неопределенность возраста, чем реальную длительность образования пород, особенно если учесть, что Rb-Sr изохроны рассчитаны по 2–3 точкам и иногда существенно расходятся с K-Ar датами, полученными по той же пробе (Энтин и др., 1990). Возраст секущих тел пикритов оценивается интервалом 370–430, формирование нижнего рудного горизонта (по геологическим соотношениям и изотопным датировкам) – 450–440, верхнего рудного горизонта – более 400 млн лет. Насчитывается также несколько этапов гидротермально-метасоматических процессов с возрастом 450–240 млн лет.

Геохронология массива, несомненно, нуждается в более детальном изучении. Вероятно, не все датировки, приводимые в статье Д.Р. Энтина с соавторами (1990), соответствуют реальным геологическим событиям, так как в ходе вторичных изменений может происходить неполная потеря радиогенного аргона или выравнивание отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, а в некоторых случаях (при потере материнских элементов) – и удревнение возраста.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. В табл. 3.3.1 приведены результаты определения изотопного состава стронция в карбонатах и пирохлоре из карбонатитов и нижнего рудного горизонта. В карбонатах карбонатитов отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ изменяются от 0,70346 до 0,70362. Эти значения попадают в интервал, обычный для карбонатитов. Они, однако, несколько выше, чем в карбонатитах Гулинской интрузии, и могут быть сопоставлены с отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в контаминированных гидротермально-метасоматических карбонатитах интрузий Одихинча и Кугда. Весьма вероятна некоторая контаминированность и карбонатитов массива Томтор, что подтверждают и данные по стабильным изотопам, которые рассмотрены ниже. В пирохлоре из карбонатитов отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70374$ выше, чем в карбонатах, что позволяет предположить образование или перекристаллизацию пирохлора в ходе постмагматических изменений. Хотя различия в изотопном составе и невелики, за ними могут стоять вполне ощутимые потоки вещества, так как концентрации стронция в исследованных минералах весьма значительны – более 2000 г/т. Отметим, что при таких концентрациях стронция отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ заведомо не превышают 0,01, и поэтому за время существования массива изотопный состав стронция не мог измениться в результате радиоактивного распада более чем на 0,00005.

Пирохлор рудной толщи по изотопному составу стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70371$) практически идентичен пирохлору из карбонатитов, что может свидетельствовать о его механическом переотложении в условиях корообразовательного процесса либо образовании в тех же условиях. В карбонатах нижнего рудного горизонта отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, однако, несколько выше (0,70374–0,70421), что свидетельствует об усилении роли стронция, поступавшего в толщу извне. В целом карбонатиты и карбонаты рудного горизонта различаются сравнительно небольшим, если

Таблица 3.3.1

Изотопный состав и концентрации стронция в породах Томторского массива

№ обр.	Порода, минерал	^{87}Sr/^{86}Sr	Sr, г/т	№ обр.	Порода, минерал	^{87}Sr/^{86}Sr	Sr, г/т
	Карбонатиты				Нижний рудный горизонт		
103/80	Кальцит+доломит	0,70362	3400	107/172	Кальцит+доломит	0,70374	–
103/133	То же	0,70347	4700	107/202	То же	0,70374	4700
103/202	"	0,70347	–	107/228	"	0,70421	4300
103/213	"	0,70355	2900	107/292	"	0,70395	2100
103/185	Пирохлор	0,70374	3500	111/58	Пирохлор	0,70371	7000
					Мраморизованные карбонатные породы экзоконтакта		
				Г-2А/86	Кальцит+доломит	0,70667	170
				Г-2Б/86	То же	0,70943	9

учесть степень их вещественной трансформации, разбросом отношений ^{87}Sr/^{86}Sr, соизмеримым с таковым в гидротермальных карбонатитах массивов Одихинча и Кугда. Можно предположить, что разброс отношений ^{87}Sr/^{86}Sr на Томторе и в интрузиях Маймеча-Котуйской провинции обусловлен смешением материала со сходными изотопными характеристиками.

В субстрате, на котором развивался рудный горизонт, отношения ^{87}Sr/^{86}Sr были, очевидно, не выше 0,7035, т.е. примерно такие же, как в исходных магмах Маймеча-Котуйской провинции. Источником материала, относительно обогащенного радиогенным стронцием, могли быть вмещающие массив верхнедокембрийские существенно карбонатные толщи и дренирующие их воды либо воды, дренирующие перекрывающие массив терригенные породы. Изотопный состав стронция в этих источниках резко различен. Рифейские карбонаты, вмещающие Томторский массив, являются аналогами детально изученных рифейских карбонатов Котуйканского разреза на восточном склоне Анабарского щита. Отношения ^{87}Sr/^{86}Sr в них относительно низки – средние около 0,706 и минимальные –0,7048 ÷ –0,705. Близкие отношения, очевидно, имеют и дренирующие их растворы. Даже весьма интенсивное взаимодействие изверженных пород с такими растворами не может привести к большому увеличению в них отношений ^{87}Sr/^{86}Sr.

Перекрывающие массив теригенные породы – продукты денудации древнего кристаллического фундамента (Анабарского щита), как и дренирующие их воды, имеют неизмеримо более высокие отношения ^{87}Sr/^{86}Sr > 0,720. Если бы такие растворы принимали участие в преобразовании рудного горизонта (которое, согласно гипотезе А.В. Лапина, было весьма интенсивным), в нем можно было бы ожидать значительно большего увеличения отношений ^{87}Sr/^{86}Sr, чем в действительности. Данные по изотопному составу стронция, таким образом, плохо согласуются с идеей гравитационного катагенеза и позволяют предположить, что растворы, участвовавшие в преобразовании карбонатитов и формировании рудной толщи массива Томтор, имели примерно те же характеристики, что и гидротермальные растворы, воздействие которых нашло отражение в изотопном составе пород, слагающих интрузии Маймеча-Котуйской провинции.

Кислород. Изотопный состав кислорода в карбонатных минералах карбонатитов массива Томтор (табл. 3.3.2) изменяется в пределах величин $\delta^{18}O$ от 8,9 до 15,0‰, которые много выше, чем в неизмененных карбонатитах, таких, например, как карбонатиты Гулинской интрузии (см. предыдущую главу). Вместе с тем такой

Таблица 3.3.2

Изотопный состав кислорода и углерода в минералах массива Томтор

№ обр.	$\delta^{18}O$ (Cc)	$\delta^{13}C$ (Cc)	$\delta^{18}O$ (Dm)	$\delta^{13}C$ (Dm)	$\delta^{18}O$ (Q)	$\delta^{18}O$ (Mt/Pc)	T° C
Карбонатизированный ийолит-мельтейгит							
7265	10,2	–4,7	–	–	–	–	–
Карбонатиты							
103/80	10,5	–4,2	9,2	–3,9	–	–	–
103/116	10,0	–4,3			–	–	–
103/133	–	–	8,9	–4,6	17,2	–	–
103/172	10,2	–4,3	–	–	11,3	–	–
103/185	14,0	–3,0	–	–	–	–5,6(Pc)	262
103/202	11,6	–3,8	–	–	–	–	–
103/213	13,8	–3,8	–	–	–	–	–
Нижний рудный горизонт							
104/118	15,0	–7,5	–	–	–	–0,5 (Mt)	328
107/118	16,5	–4,8	–	–	–	1,1 (Mt)	331
107/172а	17,5	–6,4	–	–	–	–	–
107/172б	12,9	–5,2	12,4	–4,5	–	–	–
106/202	14,8	–4,5	–	–	–	–	–
107/228	15,9	–5,8	–	–	16,3	–	–
107/247	17,3	–4,3	–	–	–	–	–
107/292	12,0	–4,0	11,9	–3,4	10,2	–	–
111/159	18,7	–5,0	–	–	–	–4,7 (Pc)	216
111/215	22,4	–3,3	23,1	–3,3	–	0,0 (Mt)	226
113/145	19,4	–15,8	–	–	12,5* 11,0* 12,0*	–7,4 (Mt)	184; *291*
113/185	13,7	–48,1	11,0	–59,9	–	–9,4 (Mt)	219
Верхний рудный горизонт							
4825/77	21,6	–14,0	19,9	–16,0	–	–	–
4075/45	–	–	10,5	–5,6	–	–	–
4068/128	13,4	–10,6	13,1	–9,6	–	–	–
4825/153	15,4	–17,5	15,1	–19,9	–	–	–
4829/135	–	–	14,5	–3,2	–	–	–
4071/149	16,2	–12,8	21,5	–18,4	–	–	–
110/47	–	–	12,5	–4,5	–	–	–
5650/95	16,6	–11,3	16,9	–12,9	–	–	–
5648/69	15,2	–12,9	10,9	–12,9	–	–	–
4009/49	–	–	21,6	–9,8	–	–	–
5650/81	–	–	12,6	–9,8	–	–	–
5651/64	18,4	–7,7	12,8	–7,8	–	–	–
4825/83	18,1	–13,8	20,8	–15,3	–	–	–

Примечание. * Генерации различно окрашенного кварца; курсивом дана температура, рассчитанная по фракционированию между кварцем и магнетитом, обычным шрифтом – между кальцитом и магнетитом, кальцитом и пирохлором. Cc – кальцит; Dm – доломит; Q – кварц; Mt – магнетит; Pc – пирохлор.

интервал вполне обычен для карбонатитов гидротермального генезиса или субвулканических карбонатитов, претерпевших среднетемпературные (100–300 °С) гидротермальные изменения (Santos, Clayton, 1995). Как правило, в ходе гидротермальных преобразований существенно изменяется только изотопный состав карбонатных минералов, тогда как изотопный состав более устойчивых минералов – магнетита и пирохлора – остается примерно таким же, как в исходных магматических породах: $\delta^{18}O = 0 \div 3‰$. Принципиально иная ситуация наблюдается на Томторе: пирохлор из карбонатитов резко обеднен ^{18}O ($\delta^{18}O = -5{,}6‰$) по сравнению с магматогенным пирохлором и, очевидно, был сформирован в изотопном равновесии с термальным флюидом. Фракционирование в системе кальцит–пирохлор в карбонатите (обр. № 103/185) отвечает температуре 200°С, которую можно принять как приблизительную оценку температуры флюида. Изотопный состав кислорода во флюиде, соответственно, может быть оценен величиной $\delta^{18}O = 4{,}5‰$, которая мало что говорит о природе этого флюида: исходно это могли быть атмосферные, морские или формационные воды, интенсивно преобразованные в контакте с породой.

Два образца кварца, отобранных из карбонатитов, также имеют обычный для низко-среднетемпературных гидротермальных образований изотопный состав кислорода: $\delta^{18}O = 11{,}3$ и $17{,}2‰$. Опыт изучения современных гидротермальных систем (см. главу 2.3) позволяет предположить, что разброс величин $\delta^{18}O$ в кварце и карбонатных минералах из карбонатитов связан главным образом с изменением отношения В/П. Ответить на вопрос, имеем ли мы дело в данном случае с гидротермальным преобразованием магматогенных карбонатитов или карбонатитовый шток имеет собственно гидротермальное происхождение, достаточно трудно.

Имеющийся в наличии сравнительно небольшой материал говорит, скорее, о гидротермальном происхождении карбонатитов, хотя этот вывод нельзя считать окончательным. В любом случае можно утверждать, что сквозь карбонатиты Томтора были прокачены огромные объемы термальных растворов, которые, по-видимому, в значительной мере определили геохимические и петрографические особенности карбонатитов.

Силикатные породы массива Томтор также несут петрографические и изотопные следы интенсивной гидротермальной проработки, чем они довольно существенно отличаются от относительно свежих в массе пород Маймеча-Котуйской провинции. Широко распространены на Томторе вторичная карбонатизация щелочных пород, шпреуштейнизация нефелина, хлоритизация и другие гидротермальные проявления, отмеченные большинством исследователей. Разброс значений $\delta^{18}O$ в валовых пробах щелочных пород ($4{,}8 \div 11{,}2‰$, табл. 3.3.3) обусловлен, несомненно, постмагматическими преобразованиями и не дает повода обсуждать первичную гетерогенность магм. Вторичный кальцит из ийолит-мельтейгита (обр. № 7265/20) имеет такие же изотопные характеристики, как карбонатиты. По-видимому, щелочные породы и карбонатиты прорабатывались одними и теми же растворами.

Разброс величин $\delta^{18}O$ в карбонатах рудной толщи ($10{,}5 \div 22{,}0‰$) много больше, чем в карбонатитах. Принципиальных различий в изотопном составе кислорода нижнего ($\delta^{18}O = 12{,}0 \div 22{,}0‰$) и верхнего ($10{,}5 \div 21{,}0‰$) рудного горизонтов не устанавливается. Максимальные значения $\delta^{18}O$ в карбонатах рудной толщи практически идентичны значениям $\delta^{18}O$ в мраморизованных осадочных карбонатах, слагающих экзоконтактовую зону массива. Фракционирование $\delta^{18}O$ между кальцитом и доломитом в породах рудной толщи колеблется в довольно широких пределах и в основном имеет неравновесный характер. Магнетиты нижнего рудного горизонта обнаруживают очень большой разброс величин $\delta^{18}O = -9{,}4 \div 1{,}1‰$, который может быть объяснен только частичным или полным уравновешиванием с флюидом переменного изотопного состава или переменной температуры (рис. 3.3.2). Пирохлор из нижнего рудного горизонта имеет такой же изотопный состав, как и

Таблица 3.3.3

Изотопный состав кислорода в щелочных породах Томторского массива

№ образца	Порода	$\delta^{18}O$
1625/78	Мельтейгит	6,9
2457/21,7	Шпреуштейнизированный нефелиновый сиенит	6,8
703	Нефелиновый сиенит	7,0
57,53/38	Игнимбрит	11,2
7265/20	Ийолит-мельтейгит	7,7
6409/93	То же	4,8

пирохлор из карбонатитов, что может свидетельствовать о его механическом переотложении либо формировании в сходных гидротермальных условиях. Значения $\delta^{18}O$ в кварце из нижнего рудного горизонта (10,2 ÷ 16,3‰) можно прокомментировать аналогичным образом.

Фракционирования $\delta^{18}O$ между кварцем/кальцитом и магнетитом/пирохлором соответствуют температурам 184–328°С. Вероятно, не во всех парах достигалось изотопное равновесие. Наиболее реалистичными нам представляются температуры около 200° С, рассчитанные для образцов с изотопно-легкими и, следовательно, заведомо перекристаллизованными в гидротермальных условиях магнетитом и пирохлором.

На рис. 3.3.3 показано соотношение изотопного состава стронция и кислорода в карбонатных породах карбонатитов и нижнего рудного горизонта массива Томтор. Для сравнения показаны данные по карбонатитам Гулинской интрузии и интрузии Кугда. Между значениями $\delta^{18}O$ и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Томтора наблюдается достаточно отчетливая корреляция, которая дает основание полагать, что и в данном случае разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ связан с малоглубинными процессами. В координатах $\delta^{18}O$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ породы Томтора располагаются между продуктами деплетированной мантии (и карбонатитами, которые условно можно назвать "нормальными") и вмещающими осадочными породами. Формально их можно рассматривать как простую смесь "нормальных" карбонатитов и вмещающих пород, хотя на самом деле ситуация, несомненно, много сложнее, и взаимодействие массива с рамой осуществлялось через раствор. Поскольку концентрации стронция в карбонатитах и рудной толще очень высоки, объяснить установленный тренд механической примесью вмещающих доломитов, в которых концентрации стронция, как минимум, на два порядка ниже, не представляется возможным.

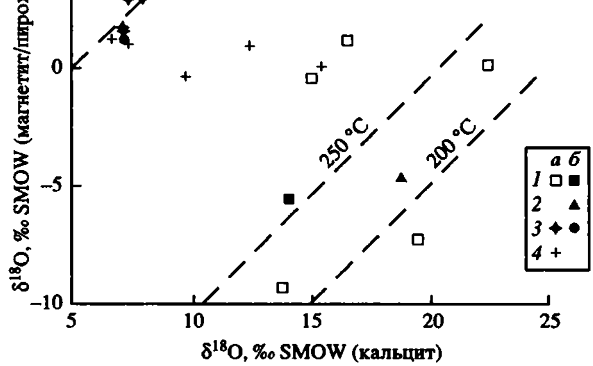


Рис. 3.3.2. Зависимость между изотопным составом кислорода в кальците и магнетите (пирохлоре)

1 – нижний рудный горизонт массива Томтор; *2* – карбонатиты массива Томтор; *3* – карбонатиты массива Ока (Conway, Taylor, 1969); *4* – карбонатиты палеозойских щелочно-ультраосновных массивов Бразилии (Santos, Clayton, 1995); *а* – магнетит; *б* – пирохлор; равновесные температуры рассчитаны по формуле $5{,}61 \cdot 10^6/T^2$ (Mattews et al., 1983б)

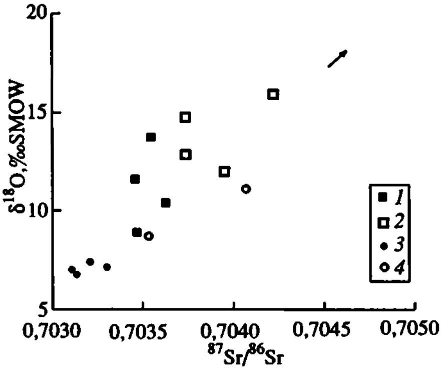


Рис. 3.3.3. Соотношение изотопного состава стронция и кислорода в карбонатитах (*1*) и нижнем рудном горизонте (*2*) массива Томтор, карбонатитах Гулинского массива (*3*) и массива Кугда (*4*)

Стрелкой показан изотопный состав вмещающих позднедокембрийских карбонатов

Углерод. Значения $\delta^{13}C$ в карбонатитах массива Томтор ($-3,0 \div -4,2$‰) заметно выше, чем в "нормальных" карбонатитах. Они обнаруживают прямолинейную зависимость с величинами $\delta^{18}O$ (рис. 3.3.4), которая связывает "нормальные" карбонатиты с вмещающими осадочными карбонатами. Теоретически такого рода тренд может возникнуть не только в результате смешения мантийного и корового материала, но и в результате дифференциации карбонатитового расплава на относительно обедненную изотопами ^{18}O и ^{13}C твердую фазу и относительно обогащенный этими изотопами флюид (Pineau et al., 1973). Не отрицая такой возможности в целом, мы считаем, что в данном случае дифференциация была бы избыточным объяснением, поскольку о взаимодействии карбонатитовых флюидов Томторского массива с вмещающими породами убедительно свидетельствуют данные по изотопному составу стронция.

Карбонаты рудной толщи отличаются очень большим разбросом величин $\delta^{13}C$: $-3,2 \div 19,9$‰ в основной группе и $\delta^{13}C = -59,3$‰ в обр. № 113/185 (см. табл. 3.3.2). Принципиальных различий в изотопном составе верхнего и нижнего рудного горизонтов не устанавливается. Низкие значения $\delta^{13}C$ вполне определенно указывают на участие в образовании этих пород углекислоты органического происхождения.

Наличие образца с ультралегким углеродом дает основание утверждать, обедненная ^{13}C углекислота формировалась не только путем окисления твердой

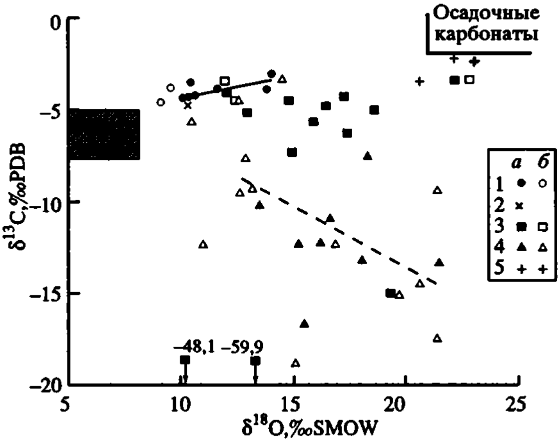


Рис. 3.3.4. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах и рудной толще Томторского массива

1 – карбонатиты; *2* – вторичный кальцит в ийолит-мельтейгите; *3* – нижний рудный горизонт; *4* – верхний рудный горизонт; *5* – карбонатные породы экзоконтактной зоны; *а* – кальцит; *б* – доломит; затененный квадрат – типичные неизмененные карбонатиты

Таблица 3.3.3

Изотопный состав кислорода в щелочных породах Томторского массива

№ образца	Порода	$\delta^{18}O$
1625/78	Мельтейгит	6,9
2457/21,7	Шпреуштейнизированный нефелиновый сиенит	6,8
703	Нефелиновый сиенит	7,0
57,53/38	Игнимбрит	11,2
7265/20	Ийолит-мельтейгит	7,7
6409/93	То же	4,8

пирохлор из карбонатитов, что может свидетельствовать о его механическом переотложении либо формировании в сходных гидротермальных условиях. Значения $\delta^{18}O$ в кварце из нижнего рудного горизонта (10,2 ÷ 16,3‰) можно прокомментировать аналогичным образом.

Фракционирования $\delta^{18}O$ между кварцем/кальцитом и магнетитом/пирохлором соответствуют температурам 184–328°C. Вероятно, не во всех парах достигалось изотопное равновесие. Наиболее реалистичными нам представляются температуры около 200° C, рассчитанные для образцов с изотопно-легкими и, следовательно, заведомо перекристаллизованными в гидротермальных условиях магнетитом и пирохлором.

На рис. 3.3.3 показано соотношение изотопного состава стронция и кислорода в карбонатных породах карбонатитов и нижнего рудного горизонта массива Томтор. Для сравнения показаны данные по карбонатитам Гулинской интрузии и интрузии Кугда. Между значениями $\delta^{18}O$ и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Томтора наблюдается достаточно отчетливая корреляция, которая дает основание полагать, что и в данном случае разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ связан с малоглубинными процессами. В координатах $\delta^{18}O$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ породы Томтора располагаются между продуктами деплетированной мантии (и карбонатитами, которые условно можно назвать "нормальными") и вмещающими осадочными породами. Формально их можно рассматривать как простую смесь "нормальных" карбонатитов и вмещающих пород, хотя на самом деле ситуация, несомненно, много сложнее, и взаимодействие массива с рамой осуществлялось через раствор. Поскольку концентрации стронция в карбонатитах и рудной толще очень высоки, объяснить установленный тренд механической примесью вмещающих доломитов, в которых концентрации стронция, как минимум, на два порядка ниже, не представляется возможным.

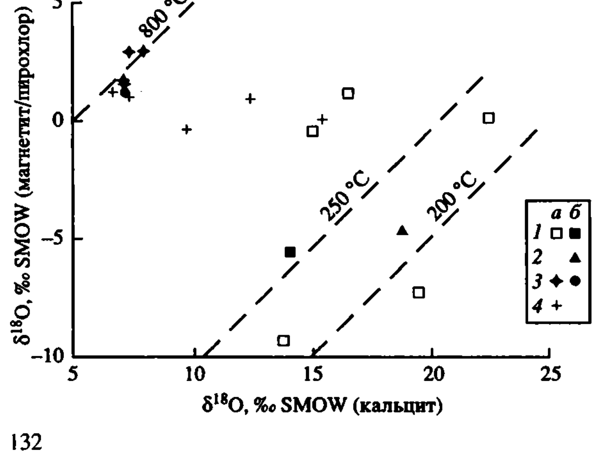
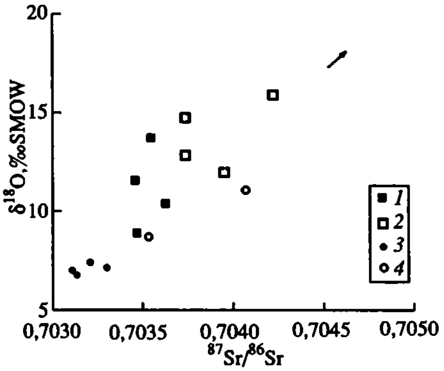


Рис. 3.3.2. Зависимость между изотопным составом кислорода в кальците и магнетите (пирохлоре)

1 – нижний рудный горизонт массива Томтор; *2* – карбонатиты массива Томтор; *3* – карбонатиты массива Ока (Conway, Taylor, 1969); *4* – карбонатиты палеозойских щелочно-ультраосновных массивов Бразилии (Santos, Clayton, 1995); *а* – магнетит; *б* – пирохлор; равновесные температуры рассчитаны по формуле $5{,}61 \cdot 10^6/T^2$ (Mattews et al., 1983б)

Рис. 3.3.3. Соотношение изотопного состава стронция и кислорода в карбонатитах (*1*) и нижнем рудном горизонте (*2*) массива Томтор, карбонатитах Гулинского массива (*3*) и массива Кугда (*4*)

Стрелкой показан изотопный состав вмещающих позднедокембрийских карбонатов



Углерод. Значения $\delta^{13}C$ в карбонатитах массива Томтор (–3,0 ÷ –4,2‰) заметно выше, чем в "нормальных" карбонатитах. Они обнаруживают прямолинейную зависимость с величинами $\delta^{18}O$ (рис. 3.3.4), которая связывает "нормальные" карбонатиты с вмещающими осадочными карбонатами. Теоретически такого рода тренд может возникнуть не только в результате смешения мантийного и корового материала, но и в результате дифференциации карбонатитового расплава на относительно обедненную изотопами ^{18}O и ^{13}C твердую фазу и относительно обогащенный этими изотопами флюид (Pineau et al., 1973). Не отрицая такой возможности в целом, мы считаем, что в данном случае дифференциация была бы избыточным объяснением, поскольку о взаимодействии карбонатитовых флюидов Томторского массива с вмещающими породами убедительно свидетельствуют данные по изотопному составу стронция.

Карбонаты рудной толщи отличаются очень большим разбросом величин $\delta^{13}C$: –3,2 ÷ 19,9‰ в основной группе и $\delta^{13}C$ = –59,3‰ в обр. № 113/185 (см. табл. 3.3.2). Принципиальных различий в изотопном составе верхнего и нижнего рудного горизонтов не устанавливается. Низкие значения $\delta^{13}C$ вполне определенно указывают на участие в образовании этих пород углекислоты органического происхождения.

Наличие образца с ультралегким углеродом дает основание утверждать, обедненная ^{13}C углекислота формировалась не только путем окисления твердой

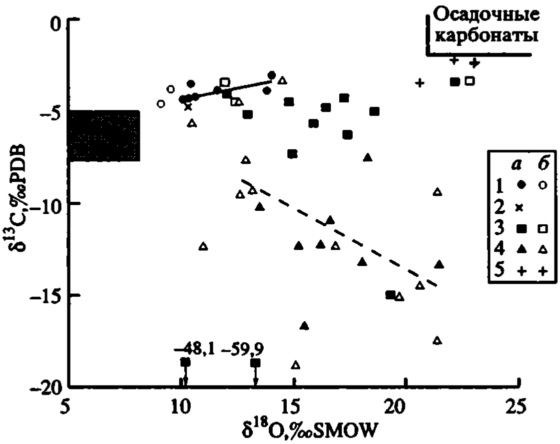


Рис. 3.3.4. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах и рудной толще Томторского массива

1 – карбонатиты; *2* – вторичный кальцит в ийолит-мельтейгите; *3* – нижний рудный горизонт; *4* – верхний рудный горизонт; *5* – карбонатные породы экзоконтактной зоны; *а* – кальцит; *б* – доломит; затененный квадрат – типичные неизмененные карбонатиты

Таблица 3.3.3

Изотопный состав кислорода в щелочных породах Томторского массива

№ образца	Порода	$\delta^{18}O$
1625/78	Мельтейгит	6,9
2457/21,7	Шпреуштейнизированный нефелиновый сиенит	6,8
703	Нефелиновый сиенит	7,0
57,53/38	Игнимбрит	11,2
7265/20	Ийолит-мельтейгит	7,7
6409/93	То же	4,8

пирохлор из карбонатитов, что может свидетельствовать о его механическом переотложении либо формировании в сходных гидротермальных условиях. Значения $\delta^{18}O$ в кварце из нижнего рудного горизонта (10,2 ÷ 16,3‰) можно прокомментировать аналогичным образом.

Фракционирования $\delta^{18}O$ между кварцем/кальцитом и магнетитом/пирохлором соответствуют температурам 184–328°С. Вероятно, не во всех парах достигалось изотопное равновесие. Наиболее реалистичными нам представляются температуры около 200° С, рассчитанные для образцов с изотопно-легкими и, следовательно, заведомо перекристаллизованными в гидротермальных условиях магнетитом и пирохлором.

На рис. 3.3.3 показано соотношение изотопного состава стронция и кислорода в карбонатных породах карбонатитов и нижнего рудного горизонта массива Томтор. Для сравнения показаны данные по карбонатитам Гулинской интрузии и интрузии Кугда. Между значениями $\delta^{18}O$ и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах Томтора наблюдается достаточно отчетливая корреляция, которая дает основание полагать, что и в данном случае разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ связан с малоглубинными процессами. В координатах $\delta^{18}O$ – $^{87}Sr/^{86}Sr$ породы Томтора располагаются между продуктами деплетированной мантии (и карбонатитами, которые условно можно назвать "нормальными") и вмещающими осадочными породами. Формально их можно рассматривать как простую смесь "нормальных" карбонатитов и вмещающих пород, хотя на самом деле ситуация, несомненно, много сложнее, и взаимодействие массива с рамой осуществлялось через раствор. Поскольку концентрации стронция в карбонатитах и рудной толще очень высоки, объяснить установленный тренд механической примесью вмещающих доломитов, в которых концентрации стронция, как минимум, на два порядка ниже, не представляется возможным.

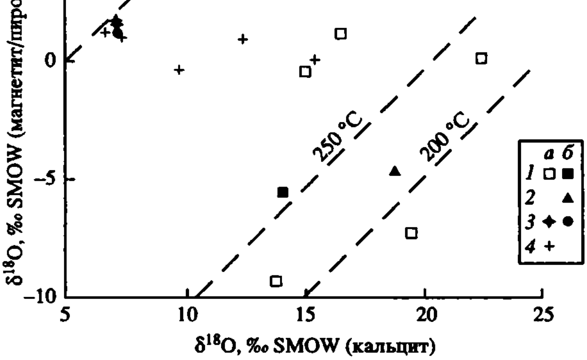


Рис. 3.3.2. Зависимость между изотопным составом кислорода в кальците и магнетите (пирохлоре)

1 – нижний рудный горизонт массива Томтор; *2* – карбонатиты массива Томтор; *3* – карбонатиты массива Ока (Conway, Taylor, 1969); *4* – карбонатиты палеозойских щелочно-ультраосновных массивов Бразилии (Santos, Clayton, 1995); *а* – магнетит; *б* – пирохлор; равновесные температуры рассчитаны по формуле 5,61 · $10^6/T^2$ (Mattews et al., 1983б)

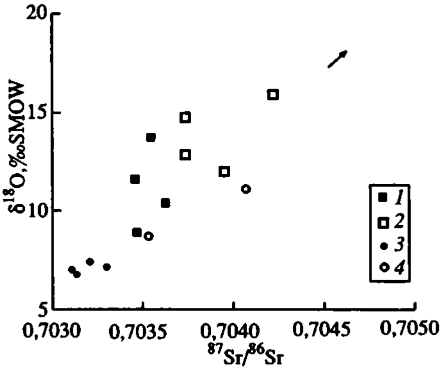


Рис. 3.3.3. Соотношение изотопного состава стронция и кислорода в карбонатитах (*1*) и нижнем рудном горизонте (*2*) массива Томтор, карбонатитах Гулинского массива (*3*) и массива Кугда (*4*)

Стрелкой показан изотопный состав вмещающих позднедокембрийских карбонатов

Углерод. Значения $\delta^{13}C$ в карбонатитах массива Томтор (–3,0 ÷ –4,2‰) заметно выше, чем в "нормальных" карбонатитах. Они обнаруживают прямолинейную зависимость с величинами $\delta^{18}O$ (рис. 3.3.4), которая связывает "нормальные" карбонатиты с вмещающими осадочными карбонатами. Теоретически такого рода тренд может возникнуть не только в результате смешения мантийного и корового материала, но и в результате дифференциации карбонатитового расплава на относительно обедненную изотопами ^{18}O и ^{13}C твердую фазу и относительно обогащенный этими изотопами флюид (Pineau et al., 1973). Не отрицая такой возможности в целом, мы считаем, что в данном случае дифференциация была бы избыточным объяснением, поскольку о взаимодействии карбонатитовых флюидов Томторского массива с вмещающими породами убедительно свидетельствуют данные по изотопному составу стронция.

Карбонаты рудной толщи отличаются очень большим разбросом величин $\delta^{13}C$: –3,2 ÷ 19,9‰ в основной группе и $\delta^{13}C$ = –59,3‰ в обр. № 113/185 (см. табл. 3.3.2). Принципиальных различий в изотопном составе верхнего и нижнего рудного горизонтов не устанавливается. Низкие значения $\delta^{13}C$ вполне определенно указывают на участие в образовании этих пород углекислоты органического происхождения.

Наличие образца с ультралегким углеродом дает основание утверждать, обедненная ^{13}C углекислота формировалась не только путем окисления твердой

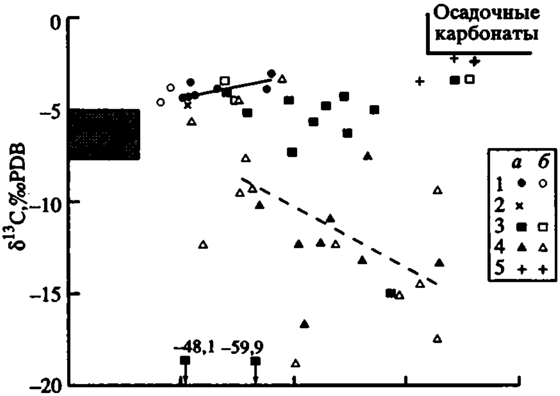


Рис. 3.3.4. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах и рудной толще Томторского массива

1 – карбонатиты; *2* – вторичный кальцит в ийолит-мельтейгите; *3* – нижний рудный горизонт; *4* – верхний рудный горизонт; *5* – карбонатные породы экзоконтактной зоны; *а* – кальцит; *б* – доломит; затененный квадрат – типичные неизмененные карбонатиты

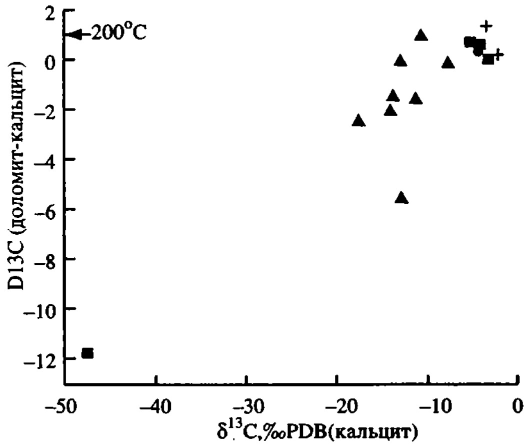


Рис. 3.3.5. Зависимость между фракционированием изотопного состава углерода в системе доломит–кальцит и изотопным составом углерода в кальците

Условные обозначения см. рис. 3.3.4

или жидкой органики, но и (по крайней мере отчасти) в результате окисления метана (причем не термогенного, характерного для вулкано-гидротермальных систем, а низкотемпературного, который образуется в осадочных чехлах в результате жизнедеятельности бактерий).

Примечательная особенность рудной толщи – изменение фракционирования между кальцитом и доломитом в зависимости от изотопного состава карбонатов (рис. 3.3.5): в образцах с относительно высокими величинами $\delta^{13}C > -10‰$ доломит обогащен ^{13}C по отношению к кальциту в среднем на 1‰, что может рассматриваться как равновесное фракционирование при примерно 200° С. В образцах с низкими значениями $\delta^{13}C$ фракционирование между доломитом и кальцитом становится резко неравновесным, причем по мере уменьшения значений $\delta^{13}C$ в карбонатах величина фракционирования также уменьшается, приобретая минимальное значение 11,8‰ в максимально обедненном ^{13}C образце. Эта закономерность подчеркивает гетерогенность рудной толщи и свидетельствует о преимущественной по отношению к кальциту перекристаллизации доломита, или вторичной доломитизации под влиянием флюида с изотопно-легкой углекислотой.

Сера. Изотопный состав серы в сульфидных минералах приведен в табл. 3.3.4. Разброс значений $\delta^{34}S$ очень велик – более 60‰. По крайней мере, один вывод не вызывает сомнений: сульфиды рудной толщи не являются продуктами механического переотложения сульфидов из карбонатитов. Весьма маловероятно чисто эндогенное происхождение пиритов и самих карбонатитов, хотя вариации $\delta^{34}S$ в них не столь велики: –5,4 ÷ 2,8‰. Полностью исключен эндогенный источник для сфалерита и галенита карбонатитов ($\delta^{34}S = -26{,}5$ и –33,9‰, соответственно), которые резко неравновесны с пиритом, но, возможно, равновесны или близравновесны между собой.

В пределах рудной толщи сосуществующие пирит и галенит были проанализированы в четырех, а галенит и сфалерит в трех образцах. Фракционирование между галенитом и сфалеритом во всех образцах находится в пределах 3–4‰, что отвечает равновесным температурам около 200° С, т.е. примерно тем, которые определены изотопно-кислородным термометром. Фракционирование между пиритом и галенитом в двух образцах соответствует достаточно близким температурам 272 и 313° С, а в двух образцах не отвечает изотопному равновесию, причем пирит резко обогащен изотопом ^{34}S по отношению и к галениту и к сфалериту, тогда как в равновесных условиях он должен быть близок к последнему по изотопному составу. Очевидно, что в породах Томтора присутствует несколько генераций пирита, связанных с различными источниками серы, тогда как галенит и сфалерит (и равновесная с ними генерация пирита) были сформированы достаточно однородным флюидом. Сравнительно высокие температуры изотопного равновесия указывают на то, что флюид имел повышенную температуру кипения и, следовательно, находился под высоким давлением либо имел очень высокую соленость (не менее 200 г/л).

Примерно тот же диапазон вариаций $\delta^{34}S$ и сходное изотопное фракционирование, что на Томторе, нередко наблюдается в сфалеритах и галенитах свин-

Таблица 3.3.4

Изотопный состав серы в сульфидных минералах и массива Томтор

№ обр.	$\delta^{34}S$			T° C*	№ обр.	$\delta^{34}S$			T° C*
	Пирит	Галенит	Сфалерит			Пирит	Галенит	Сфалерит	
Нижний рудный горизонт					Карбонатиты				
107/172	19,4	−0,9	3,0	180	103/277	0,3	−33,9	−26,5	60
107/202	−7,7	−11,4	–	*272*	103/80	0,0	–	–	–
107/228	28,8	−17,3	−13,25	175	103/101	2,8	–	–	–
107/277	−7,3	−10,5	−7,5	245; *313*	103/213	−0,8	–	–	–
					103/133	−5,4	–	–	–
					103/172	−3,8	–	–	–

*Курсивом даны температуры, рассчитанные по фракционированию между пиритом и галенитом; обычным шрифтом – между сфалеритом и галенитом (Friedman, O'Neil, 1977)

цово-цинковых месторождений, залегающих в карбонатных и терригенно-карбонатных осадочных толщах (Виноградов, 1980; Ohmoto, 1986). Предполагается, что такие месторождения образуются в результате деятельности формационных вод на стадии эпигенеза. Высокая соленость таких рассолов связывается с растворением эвапоритов, а насыщенность сероводородом объясняется восстановлением эвапоритовых сульфатов в контакте с органическим веществом или восстановленным железом при повышенных температурах. Такого рода рассолы исключительно широко распространены в древних осадочных толщах Сибирской платформы. Мы отмечали это обстоятельство ранее и будем повторять в дальнейшем, так как существует очень высокая вероятность их вовлечения в гидротермальные процессы.

Средние значения $\delta^{34}S$ в позднедокембрийских и кембрийских сульфатах Сибирской платформы близки к +30‰ (Виноградов, 1980; Виноградов и др., 1994). Изотопный состав сероводорода и сульфидов, которые могут формироваться в результате восстановления таких сульфатов, может изменяться в очень широких пределах в зависимости от температуры, стадии процесса и условий сульфат-редукции. В первом приближении для его оценки может быть использована экспериментально установленная зависимость фракционирования между раство-

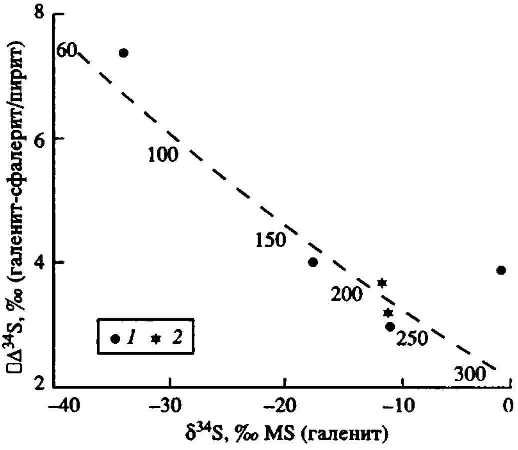


Рис. 3.3.6. Зависимость фракционирования изотопов серы в системе галенит–сфалерит (*1*) и галенит-пирит (*2*) от величин $\delta^{34}S$ в галените (неравновесные пары галенит–пирит не показаны)

Пунктир – изотопный состав сульфида, равновесного с сульфат-ионом океанического происхождения ($\delta^{34}S$ = 30‰) при различных температурах (числа около пунктира); MS – метеоритный стандарт ренными сульфатом и сульфидом от температуры (Sakai, 1968). Как видно на рис. 3.3.6, сульфид, равновесный с типичным сульфатом ($\delta^{34}S$ = 30‰) при 200–250 °C будет иметь $\delta^{34}S$ = –10 ÷ –12; при 150–175 °C – $\delta^{34}S$ = –17÷ –20 и при 50–100 °C – $\delta^{34}S$ = –30 ÷ –35‰. Приведенные значения поразительно хорошо совпадают с температурами, оцененными по сульфидным термометрам и измеренным в сульфидах величинам $\delta^{34}S$ (см. табл. 3.3.3). Неравновесные с галенитом и сфалеритом генерации пирита были образованы, вероятно, позднее – из остаточных порций сероводорода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изотопные данные не оставляют сомнений в том, что в образовании рудной толщи массива Томтор важная роль принадлежала термальным растворам поверхностного происхождения. Есть весьма веские основания полагать, что концентрирование ниобия и других редких металлов в рудной толще происходило в результате их привноса извне, а не только (или даже не столько) в результате выноса из карбонатитов подвижных компонентов. Просматривается определенное генетическое сходство богатых железом фосфатно-редкометальных руд массива Томтор и магнетитовых руд ангаро-илимского типа, образование которых связывается с внедрением в осадочный чехол трапповых интрузий и активизацией заключенных в осадочном чехле Сибирской платформы рассолов (Павлов, 1975).

В подтверждение этого вывода наряду с изотопными данными (которые сами по себе представляются вполне убедительными) можно привести также следующий аргумент. Концентрации ниобия и ряда других редких элементов в рудной толще массива Томтор в среднем, как минимум, на порядок выше, чем в карбонатитах, а ее мощность достигает 400 м. Из этого следует, что для формирования рудной толщи в позднем девоне – раннем карбоне дожно было бы денудироваться (если она действительно представляет собой кору выветривания) не менее 4 км (по мощности) карбонатитов. Очевидно, что примерно такой же по мощности слой должен был денудироваться и с окружающей территории, сложенной осадочными породами позднего докембрия. Мощность последних в пределах Билиро-Уджинского поднятия, однако, уже к началу кембрия не превышала 1,5 км (Шпунт и др., 1976) и в палеозое вряд ли изменилась более чем на первые сотни метров.

Наличие на массиве Томтор наряду с гидротермально-метасоматическими образованиями фрагментов коры выветривания и аллювиальных отложений позволяет предположить, что рудная толща этого массива формировалась в крупной кальдере, подобной кальдере Узон на Камчатке, где термальные источники соседствуют с относительно большим озером и рекой, а повышенная кислотность поверхностных вод создает благоприятные условия для интенсивного выноса подвижных компонетов.

3.4. МЕЛИЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ ПАТЫНСКОГО МАССИВА

Породы, богатые мелилитом, образуют значительные по объему тела только в щелочно-ультраосновных комплексах, для которых, по мнению Л.С. Егорова (1969), они могут рассматриваться как типоморфные. Генезис мелилитовых пород в течение длительного времени вызывал оживленные дискуссии. Их образование связывалось с растворением известняков в щелочно-ультраосновной магме (Sheumann, 1922), известковым автометасоматозом ийолитов (Куплетский, 1948), реакционными явлениями на контакте ийолит-мельтейгитов с гипербазитами (Орлова, Кухаренко,1962), глубинной дифференциацией щелочно-ультраосновной магмы (Егоров, 1969, 1991). В основе этих гипотез лежат главным образом петрографические наблюдения и соображения теоретического характера. Изотопные исследования, проведенные нами в Маймеча-Котуйской провинции, показали, что мелилитовые породы чаще, чем другие разновидности пород, слагающих щелочно-ультраосновные интрузии (исключая, может быть, карбонатиты), обнаруживают признаки коровой контаминации. В связи с этим возникла идея провести изучение мелилитовых пород контактово-метасоматического происхождения. Хотя мелилит сравнительно просто образуется в лабораторных условиях путем спекания пород основного состава с известняками (Овчинников, 1961) и часто присутствует в металлургических шлаках (Лапин, 1956), достоверных примеров образования мелилитовых пород при взаимодействии базитовых магм с карбонатами очень немного. Один из наиболее интересных рассмотрен в данной главе. Представляется, что он весьма выразительно иллюстрирует процессы, развивающиеся в контактных зонах базитовых интрузий, внедряющихся в мощные осадочные чехлы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Патынский габброидный массив (площадь около 50 км^2) расположен в Горной Шории, на юге Кузнецкого Алатау, примерно в 300 км к югу от крупной провинции щелочно-габброидных интрузий, которые рассматриваются в следующей главе. Основная часть массива сложена расслоенным комплексом очень тесно связанных между собой постепенными переходами форреленштейнов, оливиновых и нормальных габбро, среди которых обособляются прослои титаномагнетитовых габбро. Периферия массива сложена крупнозернистыми, иногда такситовыми габбро, габбро-пироксенитами и пироксенитами. Широко развиты поздние жилы микрогаббро, лампрофиров, щелочных и кислых пегматитов. Массив прорывает позднедокембрийские и кембрийские существенно карбонатные, иногда фосфатоносные, породы общей мощностью в районе до 10 км. По геологическим соотношениям время формирования массива определяется в широких пределах – от нижнего кембрия до среднего девона. Проведенные по нашей просьбе Е.М. Калесниковым (МГУ) K-Ar определения по пироксену и нефелину из пород экзоконтактовой зоны дали, соответственно, 320±21 и 342±5 млн лет, что удовлетворительно совпадает с K–Ar датировками близлежащих массивов Малая и Большая Культайга (Богатиков, 1966).

Мелилитовые породы приурочены к юго-восточному языкообразному ответвлению интрузии, сложенному преимущественно габбро-пироксенитами и пироксенитами, иногда перемежающимися с титаномагнетитовыми и пироксен-оливиновыми габбро. Они были описаны Г.И. Саранчиной (1936), а затем С.С. Ильенком (1963). Для изотопных исследований были использованы образцы из коллекции Е.Д. Андреевой (полевые работы 1962 г.) и автора данной работы, побывавшего на массиве в 1986 г. Поскольку породы эти весьма экзотичны, ниже приведено их достаточно подробное петрографическое описание, сделанное Е.Д. Андреевой (Покровский, Андреева, 1991).

Лучше всего мелилитовые породы обнажены в русле и на левом борту руч. Кураган (левый приток р. Сынзас, впадающей в р. Кобырзу). Экзоконтактная зона сложена здесь своеобразными голубыми мраморами – кальцифирами, издающими при ударе явственный запах сероводорода. Мрамор крупнокристалический, зерна кальцита деформированы, изогнуты, местами раздроблены. Помимо кальцита в нем могут присутствоваВть мелилит, пироксен, волластонит, сульфиды, графит (табл. 3.4.1). Оценить мощность сложенной голубыми мраморами экзоконтактовой зоны довольно трудно ввиду плохой обнаженности, однако она составляет, несомненно, не менее нескольких десятков метров. Ближайшие за пределами экзоконтактовой зоны коренные выходы сложены серыми, предположительно позднерифейскими доломитами. Непосредственных контактов мелилитовых пород с габбро не наблюдается. Они образуют многочисленные изометричные тела типа "пузырей" или "желваков", со всех сторон окруженные голубыми мраморами. Иногда на небольшой площади в 20–30 м^2 сосредоточивается до 10 и более таких тел. Наиболее крупные из них – 2–3 м в диаметре, размер самых мелких – 1–2 мм.

Таблица 3.4.1

Минеральный состав пород Патынского массива

№ обр.	Порода	ml	nf	pl	ca	gr	px	sd
1059/62	Пироксенит	–	–	5	–	–	95	–
1060/62	То же	–	–	5	–	–	90	–
1076/62	Габбро	–	–	57	–	–	30	–
1130/62	То же	–	5	22	–	–	70	–
105/86	–"–	–	–	40	–	–	30	–
1026/62	Существенно мелилитовая	55	–	–	8	20	–	2
1031/62	Мелилит-гранатовая	40	–	–	–	30	–	18
1033/62	Существенно гранатовая	10	–	–	–	80	10	–
1036/62	Существенно мелилитовая	70	–	–	10	–	–	–
1046/62	Мелилитовая	90	5	–	–	–	–	–
1046a/62	Мелилит-нефелиновая	30	20	–	20	18	–	10
1048/62	Существенно нефелиновая	20	50	–	10	5	10	–
1048a/62	Существенно мелилитовая	70	–	–	–	28	–	2
1055/62	Мелилитовая	80	–	–	15	–	–	5
1127/62	То же	80	–	–	5	3	–	2
1127a/62	Мелилитолит	99	–	–	–	–	–	1
1058/62	Мелилит-нефелиновая	70	25	–	5	–	–	–
61/86	Мелилитовая	65	15	2	5	10	–	3
63/86	То же	60	10	–	10	3	10	2
95/86	Существенно пироксеновая	–	10	–	10	–	80	–
96/86	Мелилитовая	70	–	–	10	15	–	5
1039/62	Кальцифир	15	–	–	75	–	–	–
1039a/62	То же	20	–	–	70	–	–	–
1040/62	Мрамор	–	–	–	90	–	–	5
1052/62	То же	–	–	–	98	–	–	2
1041/62	–"–	–	–	–	98	–	–	2
1031/62	Кальцит-волластонитовая	–	–	–	60	–	–	5
1032/62	Кальцит-диопсидовая	–	–	–	60	–	–	2

Примечание. ml-мелилит; nf-нефелин; pl-плагиоклаз; ca-кальцит; gr-гранат; px-пироксен (титан-авгит); sd-сульфиды. Присутствуют также керсутит – до 5% (№ 1060 и № 105); оливин – до 10% (№ 105), 10% (№ 1130), 25% (№ 105); авгит – 5% (№ 1046); волластонит – 10% (№ 1033), 10% (№ 1039 и 1039a), 5% (№ 1040), 30% (№ 1031), 18% (№ 1032); монтичеллит – 10% (№ 1127), 5% (№ 63); диопсид – 5% (№ 1031), 20% (№ 1032); титаномагнетит – 3% (№ 1076); апатит – 3% (№ 1130), 2% (№ 1048): перовскит – 2% (№ 1046a), 3% (№ 1048). Прочерк – не обнаружено. Определения проведены Е.Д. Андреевой, ИГЕМ (Покровский, Андреева, 1991)

"Желваки" в основном имеют неровные извилистые очертания (рис. 3.4.1), реже – правильную округлую форму. В их расположении улавливается определенная закономерность, по-видимому, связанная с приуроченностью к зоне контакта.

Минеральный состав "желваков" весьма разнообразен (см. табл. 3.4.1). Наиболее распространены наряду с мелилитом, доля которого обычно составляет не менее 50%, нефелин, гранат, титан-авгит, кальцит, сульфиды. Крупные желваки, как правило, округлые и зонального строения. Один из них (1 на 0,5 м) изображен на рис. 3.4.1. Его центральная часть (обр. 1027) представлена крупнозернистой розовато-серой порфировидной породой с крупными выделениями нефелина (50%), мелилита (20%) и ярко-коричневого граната в срастании с титан-авгитом (до 10%) и магнетитом (до 2%). Далее от центра наблюдается узкая зонка, состоящая из тем-

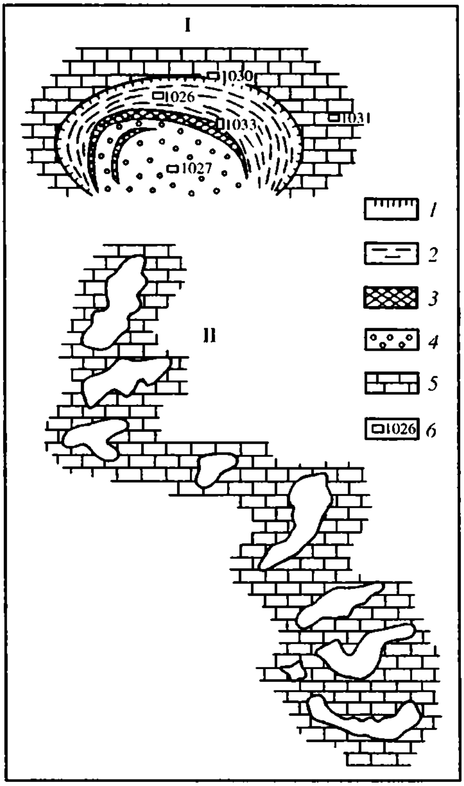


Рис. 3.4.1. Форма и строение тел мелилитовых пород в зоне экзоконтакта Патынского массива

I – крупный "желвак" с зонами: *1* – существенно кальцитовой, *2* – существенно мелилитовой, *3* – существенно гранатовой, *4* – нефелин-мелилитовой; II – форма "желваков" среди мраморов (*5*), *6* – номера образцов. Зарисовки Е.Д. Андреевой

но-бурого граната (до 80%), местами в тесном срастании с ярко-сиреневым титан-авгитом (10%), в промежутке между которыми выделяются зерна мелилита (не более 10%). Она сменяется более широкой зоной, сложенной сероватой, равномерно-среднезернистой породой, состоящей преимущественно из мелилита (мелилит – 55, гранат – 20, цеболит – 15, кальцит – 8, сульфиды и магнетит – 2%). Вблизи контакта с известняками в "желваке" образуется узкая мелкозернистая существенно кальцитовая зона с подчиненным содержанием волластонита, диопсида и рудных минералов. Вмещающие "желвак" крупно-кристаллические голубые мрамора вблизи контакта с ним содержат наряду с кальцитом (60%), диопсид (5%), волластонит (30%), сульфиды и графит (5%).

Зональное строение имеют не все обособления нефелин-мелилитовых пород. Одно из крупных (около 3 м) жилообразных тел сложено довольно однородной породой, в которой нефелина и мелилита примерно поровну (около 40%), рудных минералов, среди которых преобладает титаномагнетит, не более 15%, а вторичных образований по пироксену и его реликтов около 5%. Другой крупный (2 м) шарообразный "желвак" (обр. № 95/86) – почти чистый пироксенит (титанавгита – 80, нефелина – 10, кальцита – 10%), который мог бы быть принят за деформированный и отчасти слабо преобразованный обломок пироксенитов, слагающих эндоконтактовую зону интрузии, если бы не принципиально иные, чем у габбро, изотопные характеристики. В целом, как было отмечено еще Г.И. Саранчиной, петрографические особенности мелилитовых пород Патынского массива дают основание рассматривать их, скорее, как продукты ассимиляции известняков с сопутствующей дифференциацией основной магмы, нежели как типичные скарновые образования. Наряду с "желваками" экзоконтактовой зоны, Г.И. Саранчина в эндоконтактовой зоне массива описала секущую габбро мелилит-монтичеллитовую дайку, в магматической природе которой не приходится сомневаться.

В табл. 3.4.2 сведены химические составы мелилитовых пород и габбро Патынского массива, а также основных разновидностей милилитовых пород, участвующих в строении щелочно-ультраосновных интрузий. Обращает на себя внимание то, что по сравнению с габбро мелилитовые породы обогащены не только известью, но и щелочами, серой, фосфором, источником которых мраморы быть не могли. От большинства разновидностей мелилитовых пород щелочно-ультраосновных ассоациаий (см. табл. 3.2.1) мелилитовые породы Патынского массива отличаются относительно низкими концентрациями магния. Наибольшее сходство они обнаруживают с турьяитами Турьего мыса, Кольский полуостров.

Химический состав мелилитовых пород и габбро Патынского массива и мелилитовых пород некоторых щелочно-ультраосновных интрузивных комплексов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	46,14	48,70	37,62	36,46	37,56	36,05	36,56	37,10	33,4	34,73	37,0	37.20
TiO_2	0,18	1,23	4,16	2,31	1,79	2,64	0,57	0,95	Нет	3,31	2,0	2,60
Al_2O_3	21,40	18,74	11,64	13,19	8,89	9,75	12,15	20,36	18,54	12,19	9,3	4,97
Fe_2O_3	1,45	5,50	11,07	11,7*	7,5*	11,8*	8,8*	2,97	Нет	6,44	7,2	8,20
FeO	6,59	2,52	10,89	–	–	–	–	3,03	3,74	4,82	5,1	5,52
CaO	10,40	14,12	12,20	22,74	38,66	28,83	32,53	24,78	35,56	19.08	23,5	27.58
MgO	11,45	5,24	7,35	4,59	2,25	5,13	3,04	1,10	3,37	5,84	9,3	9,75
MnO	0,12	0,80	Нет	0,25	0,25	0,36	0,23	0,13	0,08	0,28	0,2	0,14
Na_2O	1,73	1,99	0,25	3,06	1,68	2,02	2,91	6,09	1,91	5,11	4,1	2,18
K_2O	0,44	1,15	0,54	0,90	0,23	0,44	0,29	2,04	0,69	3,05	1,3	0,50
P_2O_5	–	0,14	0,07	2,18	0,08	1,08	0,04	0,11	Нет	1,88	0,1	0,11
ППП	0,33	0,58	0,54	1,64	1,93	0,78	1,51	1,24	2,52	2,13	0,9	1,25
Сумма	100,2	100,7	99,51	99,04	100,8	99,67	98,8	99,9	100,2	100	100	100

Примечание. 1–3 – габбро Патынского массива (из работы С.С. Ильенка, 1963): 1 – оливиновое, 2 – нормальное, 3 – пегматоидное; 4–9 – мелилитовые породы Патынского массива по данным Б.Г. Покровского и Е.Д. Андреевой, 1991 (4–7) и С.С. Ильенка, 1963 (8, 9): 4 – № 1026а, 5 – №1026б, 6 – № 1028, 7 – № 61; 10–12 – мелилитовые породы щелочных-ультраосновных интрузивных комплексов (из работы Л.С. Егорова, 1969): 10 – турьяит Турьего мыса, Кольский полуостров, 11 – турьяит Маймеча-Котуйской провинции, 12 – ункомпагрит Маймеча-Котуйской провинции.

* Железо общее

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. Исходя из предварительной схемы образования мелилитовых пород Патынского массива путем ассимиляции габброидной магмой известняков – эта схема складывалась из геологических наблюдений, экспериментальных данных и соображений теоретического характера, можно было ожидать, что данные породы будут иметь близкие к габбро (и даже несколько более низкие) концентрации стронция и не слишком сильно повышенные по сравнению с габбро отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, поскольку количество ассимилированных карбонатов вряд ли могло превышать 50%, а концентрации стронция в осадочных карбонатах обычно ниже, чем в габбро. Изотопные данные находятся, однако, в противоречии с этой схемой. Прежде всего обращает на себя внимание то, что концентрации стронция в мелилитовых породах существенно (в 2–4 раза) выше, чем в габбро. По этому параметру мелилитовые породы Патынского массива вполне сопоставимы с таковыми щелочно-ультраосновных интрузий. Начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в мелилитовых породах (0,7065–0,7077), рассчитанные на возраст 340 млн лет, занимают промежуточное положение между габбро (0,7043–0,7052) и вмещающими карбонатами (0,70822–0,70865), тяготея, однако, к последним (табл. 3.4.3 и 3.4.4). В ядре одного из желваков была обнаружена почти мономинеральная пироксеновая порода (обр. № 95/86). Можно было бы предположить, что это остатки того субстрата, по которому сформированы мелилитовые породы. Однако по изотопному составу эта порода резко отличается от габбро. Несомненно, она также образована в результате контактовых реакций.

Чревычайно важным, на наш взгляд, фактом является то, что голубые мрамора экзоконтактовой зоны по изотопному составу стронция, кислорода и углерода

Таблица 3.4.3

Rb-Sr изотопные системы и изотопный состав кислорода в породах и минералах Патынского массива

№ обр.	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{400}$	$\delta^{18}O$
Габбро							
78/86	вал	–	–	–	–	–	8,1
102/86	–"–	–	–	–	–	–	6,0
104/86	–"–	0,70436	<1	615	0,005	0,7043	6,8
104/86	pl	0,70451	–	–	–	–	–
105/86	вал	0,70473	<1	519	0,005	0,7047	6,1
111/86	–"–	–	–	–	–	–	6,7
96/62	px + ks	0,70547	2	110	0,053	0,7052	7,5
Мелилитовые породы экзоконтактной зоны							
1026а/62	вал	0,70682	16,8	822	0,059	0,7065	12,5
1026а/62	px	–	–	350	–	–	11,7
1026б/62	вал	–	–	1270	–	–	17,5
1026б/62	ml	0,70770	<10	1560	0,018	0,7076	16,7
1028/62	вал	0,70739	11,7	1233	0,028	0,7072	15,8
1028/62	px	0,70701	<10	380	0,076	0,7068	14,4
1131/62	–"–	–	–	–	–	–	14,3
61/86	вал	–	–	1600	–	–	10,6
61/86	ml	0,70760	<10	1580	0,018	0,7075	11,8
63/86	вал	–	–	1000	–	–	20,4
95/86	–"–	–	–	508	–	–	17,2
95/86	px	0,70785	<10	440	0,066	0,7077	17,0
96/98	вал	–	–	2300	–	–	18,4

Примечание. ml – мелилит; px – пироксен; ks – керсутит; pl – плагиоклаз

Таблица 3.4.4

Изотопные характеристики карбонатных пород, вмещающих Патынский массив

№ обр.	$^{86}Sr/^{86}Sr$	Sr, ppm	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$ (Кальцит)	$\delta^{13}C$ (Графит)	T° C*
Голубые мрамора экзоконтактовой зоны						
71/86	–	–	–	0,0	–9,0	390
72/86	–	–	–	–0,8	–9,1	430
74/86	–	1830	27,7	–0,7	–	–
74а/86	–	2830	27,8	–0,4	–	–
85/86	0,70865	3840	23,3	–1,0	–6,6	675
97/86	–	2184	26,4	0,3	–16,0	170
113/86	–	–	–	2,5	–2,9	700
1040/62	0,70822	2770	27,4	–0,2	–2,0	>1000
1041/62	–	–	–	–0,4	–4,7	800
1043а	–	–	26,6	–0,3	–	–
1043б	–	–	26,0	–0,4	–	–
1043в	–	–	25,5	–0,4	–	–
Неизмененные позднедокембрийские породы						
116/86	0,70859	345	26,2	–3,3	–	–
118/86	0,70846	340	25,5	4,1	–	–
125/86	–	45	25,8	2,6	–	–

*Температуры изотопно-углеродного равновесия между кальцитом и графитом (Bottinga, 1969); образцы № 1043а, б, в отобраны, соответственно, в 0–5, 40 и 80 мм от мелилитового желвака

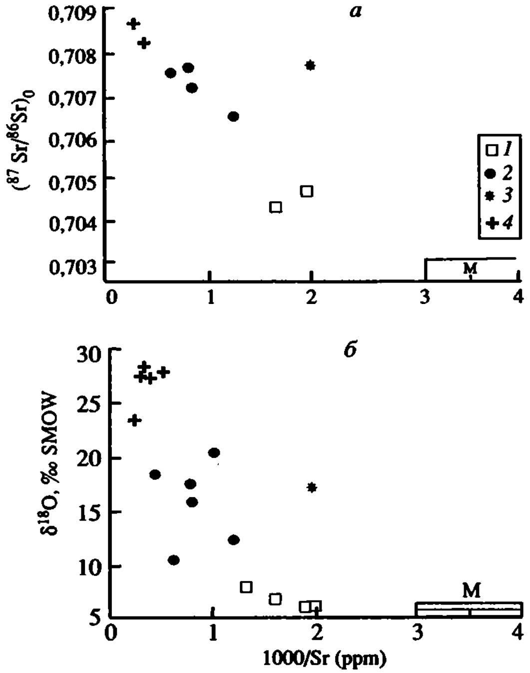


Рис. 3.4.2. Соотношение концентраций стронция с начальными отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ (*а*) и значениями $\delta^{18}O$ (*б*) в породах Патынского массива

1 – габбро; *2* – мелилитовые "желваки"; *3* – пироксенитовый "желвак"; *4* – голубые мрамора экзоконтактной зоны; М – базальты срединно-океанических хребтов

(рассмотрено ниже) практически идентичны неизмененным осадочным карбонатам, однако имеют на порядок более высокие концентрации стронция, по содержанию которого они приближаются к карбонатитам. Изотопные данные исключают возможность обогащения экзоконтактовой зоны стронцием в результате его выноса из интрузии магматическими флюидами. Не приходится сомневаться в том, что он привносился высококонцентрированными растворами из окружающих осадочных пород по схеме, рассмотренной в общих чертах в предыдущих главах. Но если раньше эта схема носила достаточно гипотетический характер, то теперь она приобретает убедительные доказательства. Существует исчезающе малая вероятность того, что Патынская интрузия внедрилась в известняки, которые изначально имели аномально высокие содержания стронция.

Процесс смешения мантийного и корового вещества хорошо иллюстрируется корреляцией изотопного состава и концентраций стронция (рис. 3.4.2). Весьма вероятно, что этот процесс проявился не только в экзоконтактовой зоне, но и в основной массе патынского габбро, которое характеризуется повышенными по сравнению с большинством пород основного состава концентрациями стронция и отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$. Следует отметить, что некоторая неопределенность возраста Патынского массива не влечет за собой больших ошибок в определении начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, так как отношения Rb/Sr в габбро и мелилитовых породах не превышают 0,1.

Кислород. В образцах габбро, отобранных в центральной части массива, значения $\delta^{18}O$ не выходят за пределы "нормально-магматического" интервала, свойственного мантийным породам (см. табл. 3.4.3). Несколько более высокие величины $\delta^{18}O$ обнаружены в лейкократовом габбро юго-восточной эндоконтактовой зоны (обр. № 78/86), а также керсутитсодержащем габбро (обр. № 96/92). Очевидно, это результат контаминации, что подтверждает и относительно высокое отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в обр. № 96/62. В отличие от габбро, мелилитовые породы характеризуются очень широкими вариациями изотопного состава кислорода в валовых пробах ($\delta^{18}O$ = 12,5÷20,4‰) и мономинеральных фракциях пироксена и мелилита ($\delta^{18}O$ = 11,7÷17,0‰). В зональных "желваках" внешние зоны заметно обогащены ^{18}O по сравнению с внутренними (обр. № 1026а и 1026б; № 95/86 и 96/86).

Характерно положение точек на изотопном кислородно-стронциевом графике смешения (рис. 3.4.3). Как отмечалось выше, оно определяется не только изотопным составом, но и концентрациями элементов (в основном это касается стронция) во взаимодействующих субстанциях. Исходя из наблюдающихся концент-

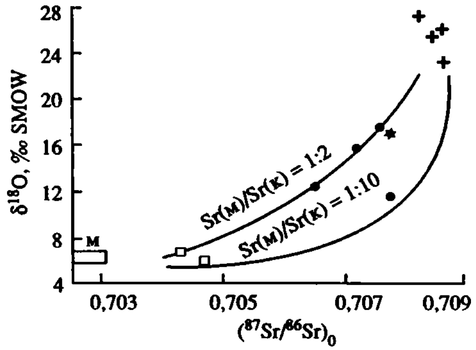


Рис. 3.4.3. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах Патынского массива

Условные обозначения см. рис. 3.4.2

раций стронция в габбро (около 500 г/т) и голубых мраморах (2000–4000 г/т), можно было ожидать, что мелилитовые породы попадут на гиперболу, отвечающую отношениям М/К = 1:5 или даже 1:10 (М и К – концентрации стронция в магме и контаминанте). Однако этому условию отвечает только один образец; бóльшая часть дает разброс вдоль линии, соответствующей М/К = 1:2.

Такого рода несоответствие объясняется, по-видимому, тем, что в процессе формирования пород экзоконтактной зоны важная роль принадлежала растворам и происходило не смешение, а замещение одних минералов другими, тогда как рассмотренная модель описывает лишь простейший случай ассимиляции.

Существенных различий в изотопном составе кислорода между голубыми мраморами экзоконтактовой зоны и неизмененными карбонатными породами не обнаружено. Лишь в одном образце (см. табл. 3.4.4, обр. № 85/86) значения $\delta^{18}O$ понижены на 3–4‰, очевидно, в результате предполагаемого обмена с термальными растворами. Не случайно, по-видимому, именно в этом образце зарегистрировано наиболее высокое содержание стронция.

Однако обычно на контакте с интрузиями карбонатные породы значительно сильнее – на 10–15‰ обедняются изотопом ^{18}O в результате дегазации и обмена с термальными водами (Valey 1986). Почему этот эффект не проявлен в экзоконтактной зоне Патынского массива, осталось не вполне понятным. Можно предположить, что контакт интрузии с вмещающими породами сорван и в настоящее время мы наблюдаем в непосредственной близости от габбро внешнюю, относительно низкотемпературную часть экзоконтактной зоны. Нельзя исключить также, что циркуляция растворов продолжалась в течение длительного времени после остывания интрузии, и изотопно-легкие высокотемпературные карбонаты были замещены относительно низкотемпературными. В пользу такого предположения может свидетельствовать то, что на контактах с мелилитовыми "желваками", где могли отчасти сохраниться относительно высокотемпературные фазы, наблюдается некоторое уменьшение величин $\delta^{18}O$ (см. табл. 3.4.4). Следует также учесть, что термальные рассолы, которые, как мы полагаем, принимали участие в формировании пород экзоконтактовой зоны, могли иметь весьма высокие значения $\delta^{18}O$.

Углерод. Изотопный состав углерода в карбонатах экзоконтактной зоны также не претерпел характерных для контактового термального метаморфизма изменений – величины $\delta^{13}C$ в них находятся в тех же пределах, что и в окружающих неизмененных карбонатах. Графит, который в заметных количествах содержится в голубых мраморах экзоконтактовой зоны, напротив, отличается довольно значительным разбросом величины $\delta^{13}C$. В большинстве проб фракционирование $\delta^{13}C$ между кальцитом и графитом отвечает температурам 400–800 °C (см. табл. 3.4.4), которые в целом представляются правдоподобными. Низкие значения $\delta^{18}O$ в одном из образцов графита (и, соответственно, явно заниженная температура) свидетельствуют об органическом происхождении углерода и лишь частичном изотопном обмене с кальцитом в условиях контактового метаморфизма.

Сера. В мелилитовых породах Патынского массива в заметных количествах содержится пирротин, значения $\delta^{34}S$ в котором изменяются в пределах от 0,5 до 3,5 (табл. 3.4.5), несколько выше величина $\delta^{34}S$ = 7,8 в пирротине из голубого мрамора.

Изотопный состав серы в породах экзоконтактной зоны Патынского массива и вмещающих осадочных карбонатах

№ обр.	Порода	Форма серы	$\delta^{34}S$
1026 пт	Мелилитовая порода, внешняя часть желвака	Пирротин	–0,4
1026 пт	То же, внутренняя часть	То же	–0,5
1028 пт	Мелилитовая порода	"	0,4
1043 пт	То же	"	3,5
1131 пт	"	"	0,2
113/86	Голубой мрамор экзоконтактной зоны	"	7,8
126/86	Битуминозный доломитовый известняк	Сероводород	22,9

В районе довольно широко распространены битуминозные карбонаты, содержащие сероводород, который еще более богащен изотопом ^{34}S ($\delta^{34}S$ = 22,9‰).

По изотопному составу сульфиды Патынского массива очень близки сульфидам, образующимся в результате гидротермальной деятельности на дне океанов (Woodruff, 1988). Для последних устанавливается два источника серы: сульфат, растворенный в морской воде, переходящий в сульфиды в результате термохимических реакций, и сера, которая содержится в изверженных породах и вымывается циркулирующей сквозь них океанической водой. Определить соотношения этих источников очень трудно, так как при восстановлении сульфата происходит сильное изотопное фракционирование. Положительные значения $\delta^{34}S$, преобладающие в породах экзоконтактной зоны Патынского массива, также являются несомненным признаком участия в их образовании растворов, которые содержали тяжелый сульфат океанического происхождения. Формально близость изотопного состава серы в некоторых образцах к метеоритным значениям вряд ли свидетельствует в данном случае о доминирующей роли мантийного источника, поскольку такая интерпретация идет явно вразрез с данными по изотопному составу стронция, кислорода и углерода. С большей вероятностью можно допустить, что сульфиды Патынского массива образованы в результате термохимического восстановления сульфатов океанического происхождения при температурах выше 250 °С, а разброс величин $\delta^{34}S$ связан с труднопредсказуемыми кинетическими эффектами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мелилитовые породы горы Патын, располагающиеся в экзоконтактной зоне крупной габброидной интрузии, отличаются рядом своеобразных петрографических и геохимических особенностей, которые сближают их, скорее, с интрузивными магматическими образованиями, нежели с типичными скарнами. По изотопному составу кислорода и стронция мелилитовые породы занимают промежуточное положение между габбро и вмещающими осадочными карбонатами, что подтверждает вывод об их контактово-метасоматическом происхождении, сделанный ранее на основании геологических наблюдений.

Ряд обстоятельств, однако, не позволяет считать мелилитовые породы результатом простого спекания габбро с известняками. По сравнению с габбро они обогащены не только Ca, но и Na, Ka, S, P, Ba, Sr, источником которых не могли быть вмещающие карбонаты, но вполне могли быть высококонцентрированные термальные рассолы, широко распространенные в осадочном чехле Сибирской платформы и ее складчатого обрамления до настоящего времени. Очень часто, хотя и без достаточных оснований, постулируется возможность отделения значительных объемов флюидов при кристаллизации габброидной магмы. В данном случае изотопные данные позволяют с полной определенностью утверждать, что растворы поступали не из магмы, а из вмещающих интрузию осадочных толщ. В экзоконтактной зоне интрузии складывалась, таким образом, весьма своеобразная геохимическая обстановка, существенно отличающаяся от той, которая предполагается в элементарных контаминационных моделях.

В целом схема образования мелилитовых пород Патынского массива представляется следующей. Внедрение габброидной интрузии сопровождалось интенсивным брекчированием и проработкой зоны контакта высококонцентрированными термальными рассолами, поступавшими из вмещающих осадочных толщ. В результате этого отторженцы габбро, запечатанные в мраморах, были подвергнуты гидротермально-метасоматическим преобразованиям с привносом Na, Ka, S, P, Ba. Sr и, возможно, вторичному переплавлению.

3.5. ЩЕЛОЧНО-ГАББРОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Щелочно-габброидные массивы, рассмотренные в этой главе, принадлежат трем различным щелочным провинциям (рис. 3.5.1, *а*): севера Кузнецкого Алатау (Кия-Шалтырский, Верхнепетропавловский, Тулуюльский массивы); Витимской (Мухальский массив), Северо-Монгольской (Дучингольский, Бэлтэсингольский массивы). Разбросанные на очень большой территории и приуроченные к разным тектоническим зонам, они сложены, тем не менее, достаточно сходным комплексом пород (габбро, тералиты, уртиты и ийолит-уртиты, нефелиновые сиениты), из которых, по-видимому, только уртиты не имеют эффузивных аналогов.

Объединяет их также то, что они прорывают мощные толщи осадочных позднедокембрийско-раннепалеозойских карбонатных пород. Роль этого обстоятельства в формировании петрохимического облика интрузий в той или иной степени признавалась многими исследователями (Яшина, 1964; Кононова, 1976; Конев, 1982). Изотопные исследования (Покровский и др., 1991, 1998) показали, что взаимодействие щелочных пород с породами рамы было значительно более активным, чем это можно было предположить, основываясь на петрологических критериях.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На севере Кузнецкого Алатау, на сравнительно небольшой территории (50 × 30 км), насчитывается около 60 небольших, но сложно построенных щелочно-габброидных интрузий, объединяемых в Горячегорский комплекс. Согласно существующим представлениям, это ядра эродированных базальтоидных палеовулканов, сформированных в период девонской тектоно-магматической активизации внутри рифтоподобных зон меридионального и северо-западного простираний (Кортусов и др., 1986; Макаренко и др., 1988). Наиболее достоверные K-Ar датировки, полученные в Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР по Кия-Шалтырскому массиву, лежат в интервале 372–388 и по другим массивам севера Кузнецкого Алатау – 373–414 млн лет (Андреева, 1968), что согласуется с геологическими данными. Большой разброс датировок, вероятно, связан с нарушением K-Ar систем в процессах метаморфизма и метасоматоза.

Кия-Шалтырский массив, детально описанный в ряде публикаций (Андреева, 1968; Мостовской, 1978), расположен на юге провинции, в верховьях р. Кийский Шалтырь, правого притока р. Кии. На современном эрозионном срезе его площадь составляет около 2,1 км^2. Среди пород, слагающих массив, наиболее распространены лейкократовое трахитоидное габбро, неравномернозернистое (мезотипное) нефелинсодержащее габбро и уртиты (см. рис. 3.5.1, *б*). Последние слагают серпо-

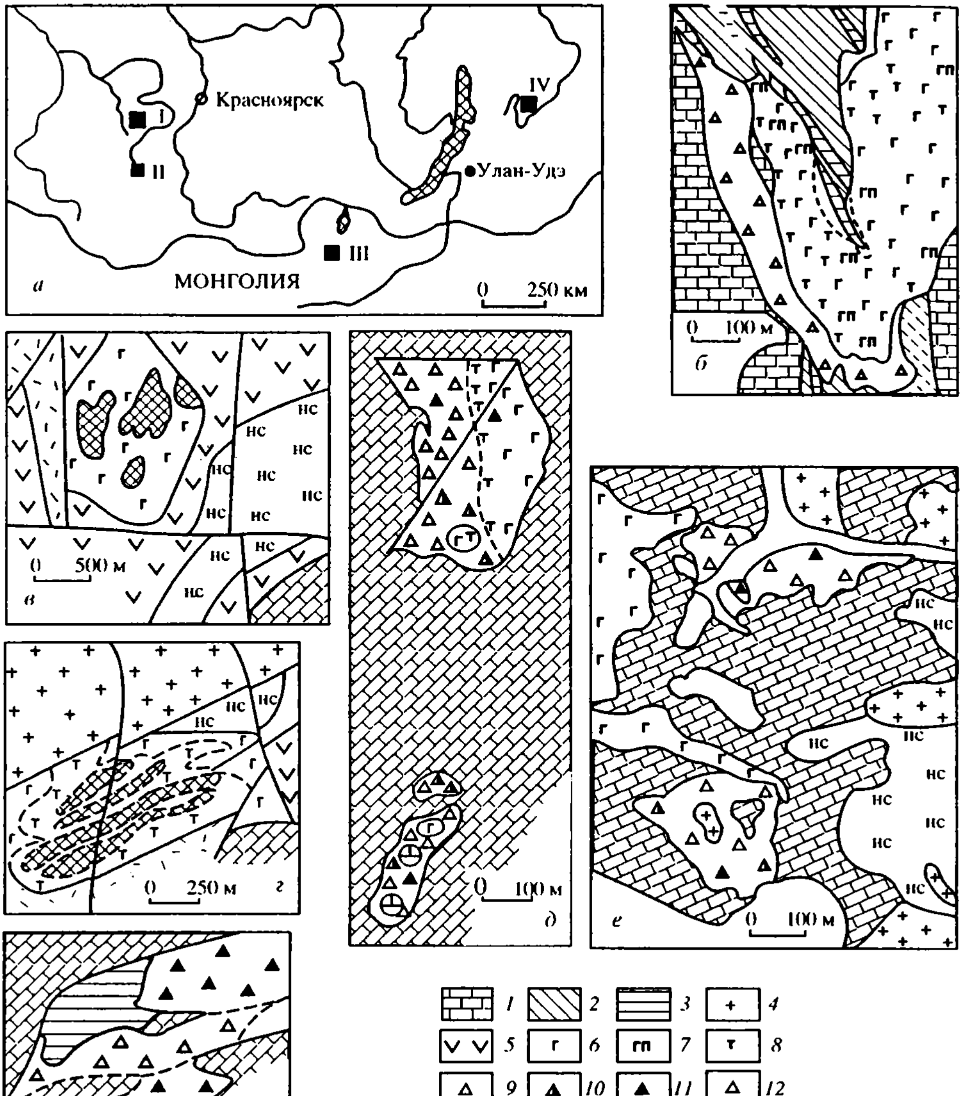


Рис. 3.5.1. Размещение (*а*) и схемы геологического строения (*б–ж*) щелочно-габброидных интрузий

а – I – провинция Севера Кузнецкого Алатау (Кия-Шалтырский, Верхнепетропавловский, Тулуюльский массивы), II – Патынский массив, III – Северо-Монгольская провинция (Дучингольский, Бэлтэсингольский массивы), IV – Витимская провинция (Мухальский массив); *б* – Кия-Шалтырский массив (Андреева, 1962, 1968); *в* – Верхнепетропавловский массив (Макаренко и др., 1988); *г* – Тулуюльский массив (Макаренко и др., 1988); *д* – Дучингольский массив (Андреева и др., 1987); *е* – Бэлтэсингольский массив (Андреева и др., 1987); *ж* – Мухальский массив (Конев, 1982); *1* – позднедокембрийские, раннепалеозойские известняки, доломиты; *2* – плагиоклазовые порфириты; *3* – ороговикованные сланцы; *4* – гранитоиды; *5* – базальты, андезито-базальты; *6* – габбро; *7* – габбро-пироксениты; *8* – тералиты; *9* – ийолит-фениты; *10* – полевошпатовые ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты; *11* – ийолиты, ийолит-уртиты; *12* – уртиты; *13* – нефелиновые сиениты; *14* – сиениты; *15* – разломы видную в плане залежь на контакте мезократового габбро с вмещающими породами. Разведочное бурение показало, что на глубинах 500–600 м они выклиниваются, подстилаясь во всех случаях габбро (Макаренко и др., 1988). Нередко в уртитах встречаются зоны брекчирования с кальцит-цеолитовым цементом, в которых нефелин подвергнут шпреуштейнизации. Наряду с габбро и уртитами на территории интрузии встречаются небольшие тела тералитов, порфировидных ийолит-уртитов, нефелиновых сиенитов и своеобразных нефелин-пирротиновых пород (жил) с содержанием пирротина до 80% (Родыгина, Гринев, 1988).

Вмещается Кия-Шалтырская интрузия существенно карбонатными породами усть-кундатской и усинской свит нижнего кембрия. На контакте осадочные породы интенсивно метаморфизованы. Для габбро характерен ареол из мраморизованных, ороговикованных и в меньшей степени скарнированных пород. В экзоконтакте уртитов скарнирование проявлено значительно сильнее.

Верхнепетропавловский (3 км^2) и близлежащий Тулуюльский (2,5 км^2) массивы расположены в 30–40 км к северо-востоку от Кия-Шалтырского. Они имеют исключительно сложное строение, плохо обнажены и вскрыты преимущественно скважинами. В пределах обоих массивов доминируют габбро и тералиты, связанные постепенными переходами (рис. 3.5.1, *в, г*). Полевошпатовые ийолиты и уртиты с высоким содержанием нефелина (50–85%) слагают линзообразные обособления вертикальной мощностью 25–350 м (Уваров, Жигалов, 1985; Врублевский, 1989; Макаренко и др., 1988). Более широко, чем на Кия-Шалтырском, распространены на Верхнепетропавловском массиве нефелиновые сиениты. Здесь также обнаружены апатитсодержащие карбонатиты, образующие жилы мощностью 0,1–8,7 м. Тулуюльская интрузия контактирует с известняками нижнего кембрия, Дудетской гранитоидной интрузией и сиенитами Ударнинского плутона. Верхнепетропавловский массив окружен практически полностью раннепалеозойскими вулканитами основного состава. На глубине он, несомненно, также прорывает верхнедокембрийские и раннекембрийские преимущественно карбонатные толщи, общая мощность которых на севере Кузнецкого Алатау достигает 10–12 км.

Дучингольский и Бэлтэсингольский массивы расположены на севере Монголии, в 50–80 км к юго-западу от оз. Хубсугул. Среди более чем 30 массивов нефелиновых пород, обнаруженных в Северной Монголии, лишь эти два содержат уртиты (Андреева, Яшина, 1987).

Дучингольский массив (см. рис. 3.5.1, *д*) представлен на обнаженной части двумя интрузивными телами: северным (0,5 км^2) и южным (0,2 км^2). Основная часть северного тела сложена уртитами, внешне и по составу близкими кия-шалтырским. В восточной части они контактируют с более ранней интрузией щелочных габброидов, на границе с которыми отчетливо проявлена зона тералитов. Габбро и тералиты встречаются также в виде ксенолитов в уртитах. Южное тело сложено исключительно уртитами. Габбро и тералиты здесь встречены только в виде ксенолитов.

Бэлтэсингольский масив (6,2 км^2), расположенный в 25–30 км к северо-западу от Дучингольского, является практически его полным аналогом. В составе массива преобладают субщелочные габбро и тералиты, уртиты и ийолит-уртиты (см. рис. 3.5.1, *е*). Вмещаются массивы известняками нижнего кембрия, на контактах с интрузиями скарнированными, мраморизованными и графитизированными. Возраст массивов, по геологическим взаимоотношениям, оценивается как средне-верхнедевонский.

Мухальский массив (см. рис. 3.5.1, *ж*) расположен на Витимском плоскогорье, в бассейне р. Джилинды. Обнажается в окне четвертичных базальтов, перекрывающих сплошным чехлом щелочные породы и вмещающие их известняки, в связи с чем определить его истинные размеры достаточно трудно. По данным бурения, они составляют не менее 4,5 км^2. Среди других интрузий Витимской провинции (всего их

Таблица 3.5.1

Химический состав основных разновидностей пород щелочно-габброидных ассоциаций

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	45,61	44,93	39,33	43,34	42,95	46,40	42,47	57,37	43,40	42,50	37,76	37,01
TiO_2	1,18	1,67	0,25	1,22	1,11	1,17	1,07	0,24	0,17	0,90	0,18	0,15
Al_2O_3	21,70	17,76	27,96	14,76	19,35	24,54	22,50	15,11	30,45	24,20	29,25	26,32
$Fe_2O_3^*$	8,92	11,16	4,46	10,30	12,71	11,52	9,71	6,48	2,17	7,59	2,65	3,55
MnO	0,13	0,19	0,07	0,19	0,25	0,26	0,19	0,15	0,10	0,02	н.о	0,10
MgO	4,93	7,11	0,51	7,84	2,28	6,97	1,98	1,42	0,45	0,76	0,35	0,38
CaO	12,05	14,86	6,30	13,95	8,73	10,46	6,66	6,14	4,58	8,94	7,04	10,51
Na_2O	4,17	2,62	14,84	5,53	0,79	4,03	10,92	6,91	12,40	9,73	11,60	11,96
K_2O	0,65	0,46	2,54	1,25	8,25	2,43	2,18	2,48	4,08	2,90	6,00	4,02
P_2O_5	0,16	0,30	0,72	0,34	2,09	0,50	0,85	0,35	0,31	0,26	0,60	н.о.
ППП	0,10	0,10	2,86	1,72	1,15	1,16	1,94	1,52	–	–	–	–
Сумма	99,60	101,2	99,84	100,4	99,66	99,54	100,3	98,17	98,01	97,80	95,43	94,0

Примечание. 1–3: Кия-Шалтырский массив (1 – 46/86, мезотипное нефелинсодержащее габбро; 2–47/86, то же; 3 – у-1/86, уртит); 4–6: Верхнепетропавловский массив (4 – 31/323,5, габбро; 5 – ПТ 51, микроийолит; 6 – 15/94,4, тералит); 7, 8: Тулуюльский массив (7 – 203/75,2, полевошпатовый ийолит; 8 – 222/335,0, нефелиновый сиенит); 9, 10 – Дучингольский массив (9 – 1 дуч, уртит; 10 – 285/83, ийолит-уртит); 11 – уртит Бэлтэсингольского массива; 12 – уртит Мухальского массива. *Общее железо; н.о – не обнаружено; прочерк – не определялось

около 20) Мухальский массив выделяется наиболее крупными телами уртитов и ийолит-уртитов, которые занимают большую его часть. Нефелиновые сиениты, диабазовые и базальтовые порфириты образуют серию даек, секущих уртиты и ийолит-уртиты. Присутствуют также многочисленные ксенолиты скарнированных известняков и крупные блоки метасоматитов. Вмещающие породы представлены преимущественно верхнепротерозойскими мраморами и доломитами и в меньшей степени сланцами. На контактах с уртитами по доломитам развиваются апопериклазовые бруситовые мрамора, что указывает на высокую температуру магмы и относительно малую глубину становления интрузива (Конев, 1982). Витимская провинция, по-видимому, несколько моложе двух рассмотренных выше. K-Ar датировки по щелочным породам провинции в основном лежат в интервале 300–350 млн лет. По уртитам Мухальского массива известны две K-Ar датировки: 312,5±3,5 и 337 млн лет (Конев, 1982; Шаракшинов, 1984).

В табл. 3.5.1 приведены представительные химические анализы различных пород, слагающих щелочно-габброидные массивы. Уртиты Кия-Шалтырского, Дучингольского и Бэлтэсингольского массивов имеют очень близкий и в целом достаточно выдержанный химический состав. Уртиты Мухальского массива по сравнению с ними обеднены SiO_2 и Al_2O_3 и обогащены CaO. Содержания глинозема в них находятся в обратной зависимости от содержаний извести (Конев, 1982). Щелочное габбро и тералиты, а также породы, идентифицированные как полевошпатовые ийолиты и ийолит-уртиты, имеют весьма изменчивый химический состав, что связано со значительными колебаниями содержаний нефелина. От ранних к поздним фазам интрузий (в ряду габбро–тералит–уртит) значительно увеличиваются содержания щелочей и несколько уменьшаются содержания SiO_2. Нефелиновые сиениты выпадают из этой последовательности (рис. 3.5.2).

На протяжении многих лет в литературе оживленно дискутируется вопрос о роли магматизма и метасоматоза в образовании пород, слагающих щелочно-габ-

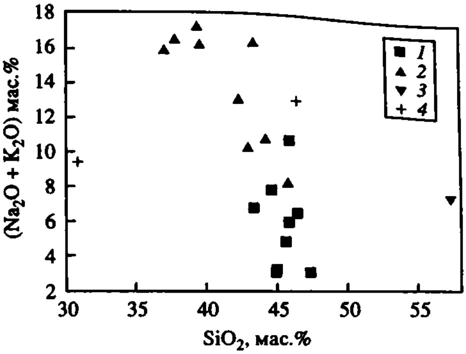


Рис. 3.5.2. Положение пород щелочно-габброидных интрузий на диаграмме кремнезем–щелочи

1 – габбро, тералиты; *2* – ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты, полевошпатовые ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты; *3* – нефелиновые сиениты; *4* – метасоматиты

броидные интрузии. Магматическая природа габбро ни у кого не вызывает сомнений. Уртиты и нефелиновые сиениты также обычно рассматриваются как типично магматические образования – продукты дифференциации щелочно-габброидной магмы, хотя А.А. Конев (1982) и допускает, что уртиты Мухальского массива могли образоваться реакционно-метасоматическим путем – в результате взаимодействия флюидов, отделившихся от щелочно-габброидной магмы, с вмещающими карбонатными породами. Относительно генезиса тералитов, однако, существуют различные точки зрения. Ранее большая часть исследователей полагала, что тералиты образовались в результате воздействия нефелинизирующих растворов, отделившихся от уртитовой магмы, на более ранние габброиды (Андреева, 1968; Кортусов, Макаренко, 1968). В последнее время получены результаты, показывающие, что по крайней мере часть тералитов имеет магматическую природу. Общая последовательность внедрения магматических фаз представляется следующей: габбро–тералит–полевошпатовый ийолит-уртит (ийолит-уртит)–нефелиновый сиенит.

Отметим, что проявление процессов метасоматоза в петрохимическом облике интрузий не вызывает сомнений. Очень интересна, в частности, площадная нефелинизация, описанная И.И. Заболотниковой (1971) на севере Кузнецкого Алатау и Т.Т. Врублевской (1988) на Мухальском массиве, захватывающая не только изверженные, но и вмещающие породы. Присутствие скарнированных вмещающих пород в виде ксенолитов в ийолит-уртитах (Врублевская, 1988) свидетельствует о том, что гидротермально-метасоматические системы не завершали магматическую стадию, но предшествовали ей или сосуществовали с магмой.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. Мы располагаем 25 определениями изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ в валовых пробах пород, слагающих щелочно-габброидные интрузии севера Кузнецкого Алатау, 8 определениями в пироксенах и по одному в нефелине и биотите (табл. 3.5.2). Хотя все интрузии севера Кузнецкого Алатау имеют, несомненно, близкий возраст, на изохронной Rb-Sr диаграмме слагающие их породы дают очень большой разброс, не поддающийся возрастной интерпретации. Можно отметить лишь грубое соответствие этого разброса линиям, отвечающим возрасту 400 млн лет (рис. 3.5.3).

Неупорядоченность Rb-Sr систем проявляется не только в валовых пробах, но и на уровне минеральных фракций: начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в пироксенах из тералитов и габбро значительно ниже, чем в валовых пробах (см. рис. 3.5.3). Условный возраст пары биотит–пироксен из тералита Верхнепетропавловского массива (обр. 15/94,4, см. табл. 3.5.2) составляет 518 млн лет, что значительно больше возраста интрузий и, по-видимому, связано с тем, что биотит содержит избыточный радиогенный стронций. Степень неупорядоченности Rb-Sr систем в минеральных фракциях уменьшается с увеличением начальных изотопных отношений (см. рис. 3.5.3). В уртите Кия-Шалтырской интрузии (обр. 28/86) пара нефелин–пироксен дает условный возраст 438 млн лет, который близок к дейст-

Таблица 3.5.1

Химический состав основных разновидностей пород щелочно-габброидных ассоциаций

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	45,61	44,93	39,33	43,34	42,95	46,40	42,47	57,37	43,40	42,50	37,76	37,01
TiO_2	1,18	1,67	0,25	1,22	1,11	1,17	1,07	0,24	0,17	0,90	0,18	0.15
Al_2O_3	21,70	17,76	27,96	14,76	19,35	24,54	22,50	15,11	30,45	24,20	29,25	26,32
$Fe_2O_3^*$	8,92	11,16	4,46	10,30	12,71	11,52	9,71	6,48	2,17	7,59	2,65	3,55
MnO	0,13	0,19	0,07	0,19	0,25	0,26	0,19	0,15	0,10	0,02	н.о	0,10
MgO	4,93	7,11	0,51	7,84	2,28	6,97	1,98	1,42	0,45	0,76	0,35	0,38
CaO	12,05	14,86	6,30	13,95	8,73	10,46	6,66	6,14	4,58	8,94	7,04	10,51
Na_2O	4,17	2,62	14,84	5,53	0,79	4,03	10.92	6,91	12,40	9,73	11,60	11,96
K_2O	0,65	0,46	2,54	1,25	8,25	2,43	2,18	2,48	4,08	2,90	6,00	4,02
P_2O_5	0,16	0,30	0,72	0,34	2,09	0,50	0,85	0,35	0,31	0,26	0.60	н.о.
ППП	0,10	0,10	2,86	1,72	1,15	1,16	1,94	1,52	–	–	–	–
Сумма	99,60	101,2	99,84	100,4	99,66	99,54	100,3	98,17	98,01	97,80	95,43	94,0

Примечание. 1–3: Кия-Шалтырский массив (1 – 46/86, мезотипное нефелинсодержащее габбро; 2– 47/86, то же; 3 – у-1/86, уртит); 4–6: Верхнепетропавловский массив (4 – 31/323,5, габбро; 5 – ПТ 51, микроийолит; 6 – 15/94,4, тералит); 7, 8: Тулуюльский массив (7 – 203/75,2, полевошпатовый ийолит; 8 – 222/335,0, нефелиновый сиенит); 9, 10 – Дучингольский массив (9 – 1 дуч, уртит; 10 – 285/83, ийолит-уртит); 11 – уртит Бэлтэсингольского массива; 12 – уртит Мухальского массива. *Общее железо; н.о – не обнаружено; прочерк – не определялось

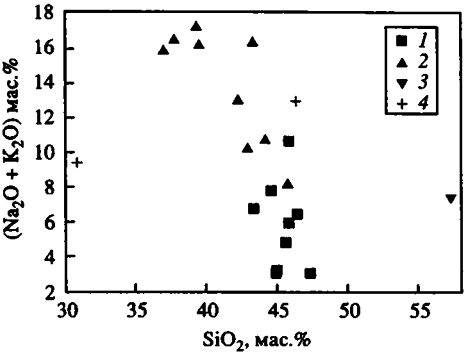
около 20) Мухальский массив выделяется наиболее крупными телами уртитов и ийолит-уртитов, которые занимают большую его часть. Нефелиновые сиениты, диабазовые и базальтовые порфириты образуют серию даек, секущих уртиты и ийолит-уртиты. Присутствуют также многочисленные ксенолиты скарнированных известняков и крупные блоки метасоматитов. Вмещающие породы представлены преимущественно верхнепротерозойскими мраморами и доломитами и в меньшей степени сланцами. На контактах с уртитами по доломитам развиваются апопериклазовые бруситовые мрамора, что указывает на высокую температуру магмы и относительно малую глубину становления интрузива (Конев, 1982). Витимская провинция, по-видимому, несколько моложе двух рассмотренных выше. K-Ar датировки по щелочным породам провинции в основном лежат в интервале 300–350 млн лет. По уртитам Мухальского массива известны две K-Ar датировки: 312,5±3,5 и 337 млн лет (Конев, 1982; Шаракшинов, 1984).

В табл. 3.5.1 приведены представительные химические анализы различных пород, слагающих щелочно-габброидные массивы. Уртиты Кия-Шалтырского, Дучингольского и Бэлтэсингольского массивов имеют очень близкий и в целом достаточно выдержанный химический состав. Уртиты Мухальского массива по сравнению с ними обеднены SiO_2 и Al_2O_3 и обогащены CaO. Содержания глинозема в них находятся в обратной зависимости от содержаний извести (Конев, 1982). Щелочное габбро и тералиты, а также породы, идентифицированные как полевошпатовые ийолиты и ийолит-уртиты, имеют весьма изменчивый химический состав, что связано со значительными колебаниями содержаний нефелина. От ранних к поздним фазам интрузий (в ряду габбро–тералит–уртит) значительно увеличиваются содержания щелочей и несколько уменьшаются содержания SiO_2. Нефелиновые сиениты выпадают из этой последовательности (рис. 3.5.2).

На протяжении многих лет в литературе оживленно дискутируется вопрос о роли магматизма и метасоматоза в образовании пород, слагающих щелочно-габ-

Рис. 3.5.2. Положение пород щелочно-габброидных интрузий на диаграмме кремнезем–щелочи

1 – габбро, тералиты; 2 – ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты, полевошпатовые ийолиты, ийолит-уртиты, уртиты; 3 – нефелиновые сиениты; 4 – метасоматиты



броидные интрузии. Магматическая природа габбро ни у кого не вызывает сомнений. Уртиты и нефелиновые сиениты также обычно рассматриваются как типично магматические образования – продукты дифференциации щелочно-габброидной магмы, хотя А.А. Конев (1982) и допускает, что уртиты Мухальского массива могли образоваться реакционно-метасоматическим путем – в результате взаимодействия флюидов, отделившихся от щелочно-габброидной магмы, с вмещающими карбонатными породами. Относительно генезиса тералитов, однако, существуют различные точки зрения. Ранее большая часть исследователей полагала, что тералиты образовались в результате воздействия нефелинизирующих растворов, отделившихся от уртитовой магмы, на более ранние габброиды (Андреева, 1968; Кортусов, Макаренко, 1968). В последнее время получены результаты, показывающие, что по крайней мере часть тералитов имеет магматическую природу. Общая последовательность внедрения магматических фаз представляется следующей: габбро–тералит–полевошпатовый ийолит-уртит (ийолит-уртит)–нефелиновый сиенит.

Отметим, что проявление процессов метасоматоза в петрохимическом облике интрузий не вызывает сомнений. Очень интересна, в частности, площадная нефелинизация, описанная И.И. Заболотниковой (1971) на севере Кузнецкого Алатау и Т.Т. Врублевской (1988) на Мухальском массиве, захватывающая не только изверженные, но и вмещающие породы. Присутствие скарнированных вмещающих пород в виде ксенолитов в ийолит-уртитах (Врублевская, 1988) свидетельствует о том, что гидротермально-метасоматические системы не завершали магматическую стадию, но предшествовали ей или сосуществовали с магмой.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. Мы располагаем 25 определениями изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ в валовых пробах пород, слагающих щелочно-габброидные интрузии севера Кузнецкого Алатау, 8 определениями в пироксенах и по одному в нефелине и биотите (табл. 3.5.2). Хотя все интрузии севера Кузнецкого Алатау имеют, несомненно, близкий возраст, на изохронной Rb-Sr диаграмме слагающие их породы дают очень большой разброс, не поддающийся возрастной интерпретации. Можно отметить лишь грубое соответствие этого разброса линиям, отвечающим возрасту 400 млн лет (рис. 3.5.3).

Неупорядоченность Rb-Sr систем проявляется не только в валовых пробах, но и на уровне минеральных фракций: начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в пироксенах из тералитов и габбро значительно ниже, чем в валовых пробах (см. рис. 3.5.3). Условный возраст пары биотит–пироксен из тералита Верхнепетропавловского массива (обр. 15/94,4, см. табл. 3.5.2) составляет 518 млн лет, что значительно больше возраста интрузий и, по-видимому, связано с тем, что биотит содержит избыточный радиогенный стронций. Степень неупорядоченности Rb-Sr систем в минеральных фракциях уменьшается с увеличением начальных изотопных отношений (см. рис. 3.5.3). В уртите Кия-Шалтырской интрузии (обр. 28/86) пара нефелин–пироксен дает условный возраст 438 млн лет, который близок к дейст-

Таблица 3.5.2

Изотопный состав кислорода и Rb-Sr системы в породах и минералах щелочно-габброидных интрузий

№ обр.	Порода	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O$
Кия-Шалтырский массив								
26/86	у	вал	0,70635	1	1171	0,02	0,7063	10,0
27/86	у	вал	0,70639	39	1164	0,098	0,7058	9,4
28/86*	у	px	0,70766	34,0	309	0,318	0,7058	9,4
28/86*	у	nf	0,70615	30,3	1180	0,074	0,7057	–
28/86	у	вал	–	–	–	–	–	9,4
29/86	у	вал	0,70581	38	1144	0,095	0,7053	9,7
35/86	иу	вал	0,70683	60	958	0,188	0,7058	9,4
44/86	гп	px	0,70621	25	216	0,333	0,7042	7,6
45/86	т	вал	0,70542	8	827	0,029	0,7050	8,0
46/86	т	вал	0,70519	1	1315	0,002	0,7051	8,4
16кш	т	вал	–	–	–	–	–	8,55
47/86	г	вал	0,70510	6,61	852,7	0,0024	0,7050	8,1
47/86	г	px	0,70442	10	656	0,044	0,7042	7,5
47а/86	тг	px	0,70619	18	162	0,322	0,7043	6,8
17кш	нс	вал	–	–	–	–	–	9,7
18кш	нс	вал	–	–	–	–	–	9,8
Верхнепетропавловский массив								
6/239,6*	г	вал	0,70452	8,6	709,4	0,053	0,7042	7,5
6/239,6	г	px	0,70426	16	150	0,312	0,7025	6,3
100/172,4	г	вал	0,70431	6	673	0,026	0,70415	7,6
31/323,5	г	вал	0,70551	8	869	0,026	0,70535	7,9
15/94,4*	т	вал	0,70577	41,7	961	0,125	0,7051	9,6
15/94,4*	т	px	0,70583	43,8	2619	0,471	0,70315	8,6
15/94,4*	т	bi	0,75468	229	93,7	7,111	–	–
100/88,5	т	вал	0,70556	26	673	0,112	0,7049	7,5
14/52,4	т	вал	0,70583	30	1035	0,083	0,70535	9,7
ПТ-7	я	px	0,70566	5	140	0,105	0,7050	8,3
ПТ-14	пу	px	0,70537	15	430	0,102	0,7048	9,8
50/515,5	пу	вал	0,70684	42	620	0,196	0,7057	9,4
203/75,2	пу	вал	–	–	–	–	–	8,4
ПТ-16	пу	вал	0,70566	19	1365	0,04	0,7054	9,6
ПТ-8	пу	вал	0,70685	74	1040	0,205	0,7057	10,2
ПТ-51	и	вал	0,70629	37	723	0,147	0,70545	9,5
6/38,8	нс	px	0,70595	19	380	0,146	0,7051	9,3
19/54,5	нс	вал	0,71292	90	275	0,946	0,7075	10,8
44/35	щс	вал	0,70722	82	593	0,399	0,70495	11,7
13/77,5	мс	вал	0,70629	57	1585	0,104	0,7057	10,7
42/57	к	вал	0,70573	–	–	–	0,7057	12,1
45/28,7	к	вал	0,70590	–	1000	–	0,7059	11,8
48/287,8	к	вал	0,70652	–	2300	–	0,7065	13,4
Тулуюльский массив								
247/920	т	вал	0,70514	3	2800	0,003	0,7051	9,4
247/463,3	т	вал	0,70443	1	2300	0,001	0,7044	9,2
201/130,7	пи	вал	0,70670	54	717	0,216	0,7055	7,1
222/335	нс	вал	0,70577	11	1835	0,017	0,7057	11,5
233/28,7	мс	вал	0,70629	26	1400	0,055	0,7060	11,8

Таблица 3.5.2 (окончание)

№ обр.	Порода	Проба	^{87}Sr/^{86}Sr	Rb, ppm	Sr, ppm	^{87}Rb/^{86}Sr	(^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$	δ^{18}O
			Дучингольский массив					
1дуч	у	вал	–	–	–	–	–	9,8
1дуч	у	ар	0,70645	3,6	1972	0,0052	0,7064	9,2
289/83	у	вал	–	–	–	–	–	9,6
290/83	у	вал	–	–	–	–	–	9,9
291/83	ау	вал	–	–	–	–	–	8,7
285/83	иу	вал	–	–	–	–	–	8,3
287/83	иу	вал	–	–	–	–	–	8,8
485/85	т	вал	–	–	–	–	–	9,0
47/86	г	вал	–	–	–	–	–	8,1
488/86	г	вал	–	–	–	–	–	5,2
489/86	г	вал	–	–	–	–	–	5,2
			Бэлтэсингольский массив					
496/85	у	вал	–	–	–	–	–	9,1
495/85	иу	вал	–	–	–	–	–	7,9
494/85	иу	вал	–	–	–	–	–	7,9
493/85	и	вал	–	–	–	–	–	8,7
540/85	т	вал	–	–	–	–	–	9,3
533/85	г	вал	–	–	–	–	–	9,0
536/85	тг	вал	–	–	–	–	–	8,2
			Мухальский массив					
1мх	у	вал	–	–	–	–	–	12,1
1мх*	у	nf	0,7088	95,3	797,7	0,349	0,7070	12,3
1мх*	у	рх	0,70751	24,3	500,0	0,1407	0,7068	11,8
1мх*	у	bi	0,73027	517,7	254,1	5,906	–	9,3
42мх*	у	вал	0,7095	84,5	807,0	0,303	0,7080	11,5
802мх	у	вал	–	–	–	–	–	11,5
775мх	г	вал	–	–	–	–	–	8,7

Примечание. у – уртит; иу – ийолит-уртит; и – ийолит; я – якупирангит; пу – полевошпатовый уртит; пи – полевошпатовый ийолит; ау – альбитизированный уртит; т – тералит; г – габбро; гп – габбро-пироксенит; тг – трахитоидное габбро; нс – нефелиновый сиенит; щс – щелочной сиенит; к – карбонатит; мс – метасоматит; px – пироксен; nf – нефелин; bi – биотит; ар – апатит. В отмеченных (*) образцах концентрации рубидия и стронция определялись методом изотопного разбавления с точностью 1%; в остальных – рентгено-флюоресцентным анализом с точностью 5%. Отношения (^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$ рассчитаны на возраст 400 млн лет для массивов севера Кузнецкого Алатау и Монголии и на возраст 350 млн лет для Мухальского массива. Ошибка в определении (^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$ мало зависит от возраста (в пределах 100 млн лет) и точности определения концентрации Rb и Sr; в среднем, для образцов с отношениями ^{87}Sr/^{86}Sr $< 0{,}2$, мы оцениваем ее величиной ±0,0002

вительному возрасту интрузии. Установленное в некоторых образцах нарушение Rb-Sr систем безусловно может быть результатом метасоматических преобразований, однако такой вывод не может считаться однозначным, так как сходные нарушения установлены в эффузивах, магматическая природа которых не вызывает сомнений.

Начальные отношения стронция (^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$ в валовых пробах, рассчитанные для возраста 400 млн лет, увеличиваются от 0,7041–0,7042 в габбро до 0,7058–0,7060 в уртитах. Тералиты и нефелинсодержащее габбро (0,7044–0,7054), а также полевошпатовые ийолит-уртиты и уртиты (0,7048–0,7057) занимают промежуточное положение. В целом наблюдается прямая корреляция (^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$ с общей щелоч-

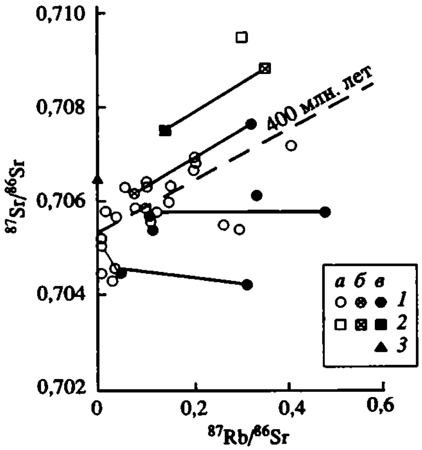


Рис. 3.5.3. Rb-Sr системы в валовых пробах и минеральных фракциях пород

1 – север Кузнецкого Алатау; *2* – уртиты Мухальского массива (*а*, *б*, *в* – соответственно, валовая проба, нефелин, пироксен); *3* – апатит из уртита Дучингольского массива

ностью и обратная с содержанием SiO_2 (рис. 3.5.4). Какой-либо зависимости $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от содержания стронция не наблюдается. Карбонатиты Верхнепетропавловского массива имеют несколько более высокие начальные отношения стронция, чем силикатные породы.

Начальное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,70647 в апатите из уртита Дучингольского массива несколько выше, чем в уртитах Кия-Шалтырского массива. Неопределенность возраста Дучингольского массива в данном случае не имеет значения, так как отношение $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0,005 в апатите очень низко и радиогенная добавка пренебрежимо мала (см. табл. 3.5.2). Еще более высокие начальные отношения изотопов стронция установлены в уртитах Мухальского массива. Биотит, нефелин и пироксен из образца № 1мх (см. табл. 3.5.2)

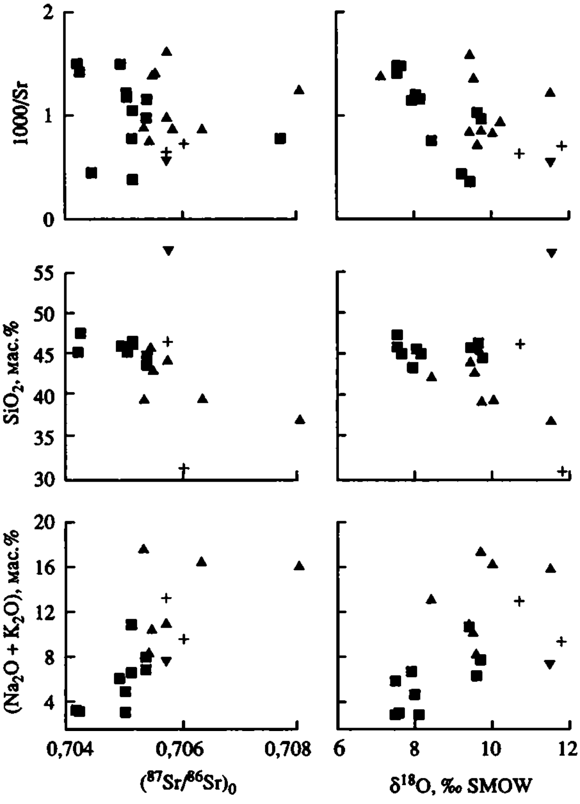


Рис. 3.5.4. Соотношение начальных изотопных отношений стронция и изотопного состава кислорода с концентрациями Sr, SiO_2 и суммы щелочей в породах щелочно-габброидных интрузий

Условные обозначения см. на рис. 3.5.2

Таблица 3.5.3

Изотопные характеристики и концентрации стронция в карбонатных породах, вмещающих щелочно-габброидные интрузии и связанных с интрузиями постмагматических образований

№ обр.	Местоположение	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr, г/т	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
	Неизмененные осадочные известняки и доломиты				
11/86	Кобырзинская свита, R_2, р. Кия	0,70828	2130	24,9	1,4
12/86	То же	–	2232	25,1	1,9
	Мраморы и кальцифиры экзоконтактных зон				
39/86	Кия-Шалтырский массив	–	742	22,5	–0,4
52/86	То же	–	–	17,6	1,2
55/86	"	–	840	16,2	–2,1
*	"	0,7080*	–	–	–
*	"	0,7076*	–	–	–
226/301	Тулуюльский массив	0,70829	–	24,4	0,3
	Постмагматические кальцитовые жилы и цемент уртитовых брекчий				
30/86	Кия-Шалтырский массив	–	–	7,1	–0,5
30а/86	То же	–	–	5,9	–0,8
42/86	"	–	–	9,1	–12,0
5/287	Верхнепетропавловский массив	0,70803	–	24,9	–0,5

*Данные из работы Ю.В. Гольцмана и др. (1978)

образуют эрохронную зависимость, соответствующую возрасту 275±22 млн лет при начальном отношении $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,7072±0,0005. Пара нефелин–пироксен дает условный возраст 435 млн лет и начальное отношение 0,7067. Rb-Sr системы в этом образце, хотя и нарушены, но значительно слабее, чем в габбро и тералите Кузнецкого Алатау. Начальные отношения, рассчитанные на возраст 350 млн лет (соответствующий K-Ar), для валовых проб дают величины 0,7070 и 0,7080 и для пироксена 0,7069.

Изотопный состав и концентрации стронция были определены во вмещающих интрузии карбонатных породах. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в отобранных за пределами экзоконтактных зон свежих известняках и доломитах изменяются в достаточно узких пределах (0,7076–0,7086) (табл. 3.5.3), в целом обычных для вендско-раннепалеозойских осадочных карбонатов. Мраморизованные карбонаты, слагающие экзоконтактные зоны итрузий, а также постмагматические кальцитовые жилы, секущие интрузии, по изотопному составу стронция практически не отличимы от окружающих неизмененных карбонатов, из чего можно заключить, что из интрузий стронций в окружающую среду практически не выносился. Отметим, что концентрации стронция в осадочных карбонатах подвержены значительным колебаниям, причиной которых могут быть различные условия седиментации и постседиментационные процессы, обсуждение которых выходит за рамки данной работы. Необычно высокие для позднедокембрийских пород концентрации стронция (более 2000 г/т) установлены, в частности, в образцах кобырзинской свиты, отобранных примерно в 10 км от Кия-Шалтырского массива.

Кислород. Гетерогенность пород, слагающих щелочно-габброидные интрузии, проявлена в изотопном составе кислорода не менее отчетливо, чем в изотопном

Таблица 3.5.4

Изотопный состав кислорода в минеральных фракциях пород щелочно-габброидных интрузий

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$, ‰ (SMOW)		
		(pl), (nf), (ca)	(px)	(ap), (bi), (mt)
Кия-Шалтырский массив				
26/86	у	10,0(nf)	9,9	–
27/86	у	9,0(nf)	9,0	–
29/86	у	–	9,4	–
33/86	шу	4,8(nf)	–	–
43/86	гп	–	6,6	–
46/86	г	–	7,5	–
10-к	нпт	12,0(nf)	–	–
12-к	нпт	8,4(nf)	–	–
Верхнепетропавловский массив				
ПТ-14	пи	9,7(nf+pl)	9,8	–
ПТ-16	пи	10,3(nf)	8,8	–
4/60,8	пи	10,7(nf+pl)	8,8	–
6/239,6	г	8,0(pl)	6,3	–
15/94,4	т	10,8(nf+pl)	8,6	–
14/52,4	т	–	9,2	–
43/77,5	мс	11,0(nf)	9,4	–
42/57	k	12,1(ca)	–	7,5(mt)
45/28,7	k	11,8(ca)	–	7,3(mt)
48/287,8	k	13,4(ca)	–	7,5(mt)
Дучингольский массив				
1дуч	у	10,2(nf)	9,0	–
2дуч	у	10,6(nf)	9,5	9,2(ap)
489/85	г	4,0(pl)	7,2	–
Мухальский массив				
1мх	у	12,3(nf)	11,8	9,0(bi)

Примечание. шу – шпреуштейнизированный уртит, нпт – нефелин-пирротиновая жила, расшифровка других сокращений приведена в табл. 3.5.2; pl – плагиоклаз, nf – нефелин, ca – кальцит; px – пироксен, ap – апатит, mt – магнетит, bi – биотит

составе стронция. На севере Кузнецкого Алатау величины $\delta^{18}O$ в валовых пробах изменяются от 7,4 до 11,8‰, закономерно увеличиваясь в ряду: габбро–тералит–ийолит-уртит–уртит–нефелиновый сиенит–карбонатит (см. табл. 3.5.2). Аналогичная закономерность и близкие величины $\delta^{18}O$ установлены в породах Дучингольского и Бэлтэсингольского массивов (см. табл. 3.5.2). Уртиты Мухальского массива ($\delta^{18}O$ = 11,5–12,1‰, см. табл. 3.5.2) заметно обогащены тяжелым изотопом по сравнению с уртитами Кия-Шалтырского и Дучингольского массивов. Столь высокие значения $\delta^{18}O$ достаточно редки даже в гранитах заведомо корового, палингенного генезиса (Taylor, 1978) и не отмечались ранее в неизмененных породах основного состава.

Эффективным индикатором постмагматических изменений является, как известно, фракционирование изотопного кислорода ($\Delta^{18}O$) между сосуществующими минералами. Резких нарушений изотопного равновесия между нефелином и пироксеном в главных фазах щелочно-габброидных интрузий не обнаружено (табл. 3.5.4,

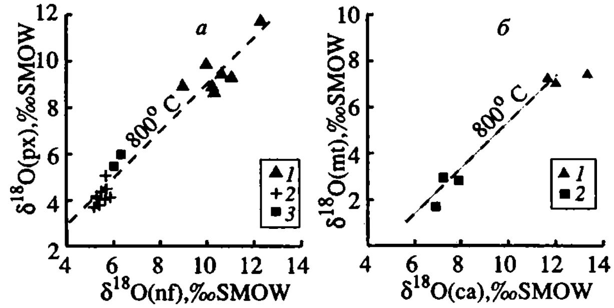


Рис. 3.5.5. Фракционирование изотопов кислорода между нефелином и пироксеном в щелочных породах (*а*) и между кальцитом и магнетитом в карбонатитах (*б*)

а: *1* – породы щелочно-габброидных интрузий, *2* – нефелиновые сиениты Хибинского массива (см. гл. 3.7), *3* – ийолит-мельтейгиты массива Одихинча, Маймеча-Котуйская ультраосновная-щелочная провинция (см. гл. 3.2); *б*: *1* – карбонатиты Верхнепетропавловского массива, *2* – карбонатиты массива Ока (Conway, Taylor, 1969); равновесные температуры рассчитаны по формулам: $1000\ln\alpha$ (мусковит–пироксен) $= 0{,}55(10^6/T^2) + 0{,}6$ (Javoy, 1977) и $1000\ln\alpha$ (кальцит–магнетит) $= 4{,}2(10^6/T^2) +$ $+ 1{,}1$ (Conway, Taylor, 1969); разъяснения см. в тексте

рис. 3.5.5), из чего можно заключить, что отмеченный разброс, а также обогащение тяжелым изотопом по сравнению с другими нефелиновыми породами, не связаны с постмагматическими процессами. Принимая, что по способности накапливать ^{18}O нефелин близок к мусковиту (О'Нейл, 1984) и используя соответствующие температурные зависимости (Javoy, 1977), можно прийти к выводу, что температуры "замерзания" изотопно-кислородных систем в нефелиновых породах (примерно 800 °С) близки таковым в базитовых интрузиях нормальной щелочности.

Фракционирование изотопов кислорода между кальцитом и магнетитом в карбонатитах Верхнепетропавловского массива идентично аналогичным величинам, установленным в классических карбонатитах массива Ока (Conway, Taylor, 1969); и те и другие карбонатиты, будучи связаны с существенно разными источниками вещества, формировались, тем не менее, при очень близких температурах (рис. 3.5.5). По изотопному составу углерода ($\delta^{13}C = -2{,}7 \div -3{,}2‰$) карбонатиты верхнепетропавловского массива также заметно отличаются от "классических", располагаясь в координатах $\delta^{13}C$–$\delta^{18}O$ на тренде, который связывает "классические" карбонатиты и вмещающие осадочные породы (Врублевский, Кулешов, 1988).

В щелочных массивах севера Кузнецкого Алатау следы высокотемпературного взаимодействия с изотопно-легкими поверхностными водами установлены лишь в относительно узких зонах шпреуштейнизации и развития постмагматических кальцитовых жил, для которых характерны значительно более низкие величины $\delta^{18}O$, чем в породах главных магматических фаз. Высокотемпературному воздействию вод атмосферного происхождения, несомненно, подвергалось габбро Дучингольской интрузии, в котором обнаружено резко нарушенное фракционирование между плагиоклазом и пироксеном (см. табл. 3.5.4). Уртиты этого массива, однако, не затронуты постмагматическими процессами.

Сера. Для щелочно-габброидных интрузий весьма характерны участки сульфидной минерализации, главным образом в виде пирита и пирротина. В большом количестве эти минералы содержатся также в экзоконтактных образованиях Патынского массива. Все они обогащены по отношению к метеоритному стандарту, которому, надо полагать, соответствует мантийная сера, тяжелым изотопом серы – ^{34}S (рис. 3.5.6). Наиболее высокие значения $\delta^{34}S = 6{,}2$; $6{,}3‰$ в пирите из уртитов Мухальского массива, для которых, как отмечалось выше, характерны также наиболее высокие величины $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и $\delta^{18}O$. Основным источником изотопно-

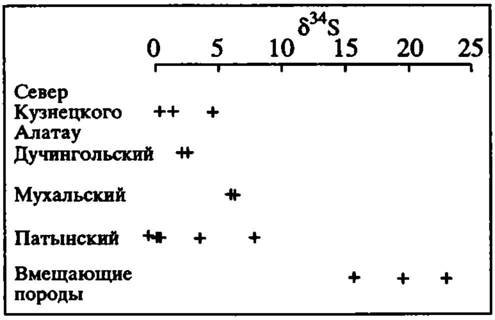


Рис. 3.5.6. Изотопный состав серы в пиритах и пирротинах из пород щелочно-габброидных интрузий и сероводороде из вмещающих осадочных пород

тяжелой серы на Земле являются, как известно, морские осадочные сульфаты и их производные. Можно предположить, что этот источник и проявляется после тех или иных трансформаций в сульфидах щелочно-габброидных интрузий. Обилие среди вмещающих пород карбонатов, зараженных сероводородом с высокими значениями $\delta^{34}S$ (см. рис. 3.5.6), увеличивает вероятность такого вывода.

Sr–O изотопная систематика. На Sr–O графике смешения (рис. 3.5.7) породы интрузий образуют вместе с нефелин-мелилитовыми скарнами Патынского массива единое поле, вытягивающееся между областью деплетированной мантии и вмещающими осадочными породами. Это оставляет очень мало сомнений в том, что контаминация происходила в данном случае в магматических камерах и подводящих каналах в результате взаимодействия расплавов с породами рамы. Вместе с тем, форма кривых, между которыми располагаются породы интрузий на графике смешения, а также зависимости между изотопным составом кислорода и содержанием стронция (см. рис. 3.5.4), свидетельствуют о том, что содержания стронция в контаминанте были выше, чем в исходной магме.

Согласовать эти факты, на наш взгляд, достаточно просто, если допустить, что контаминация осуществлялась высококонцентрированными растворами, поступавшими из вмещающих пород. Примерное представление об их составе могут дать рассолы, распространенные в позднедокембрийских и раннепалеозойских осадочных толщах Сибирской платформы и ее складчатого обрамления в настоящее время (Пинеккер, 1968; Анциферов, 1989). При общей минерализации до 600 они содержат Ca – до 150, Na – до 100, K – до 20, Sr – до 10 г/л и рассматриваются как ценное минеральное сырье. Известны рассолы, богатые алюминием, с которыми (и с древними аналогами которых) связаны промышленные месторождения алюмосульфатов (Небокситовое..., 1988).

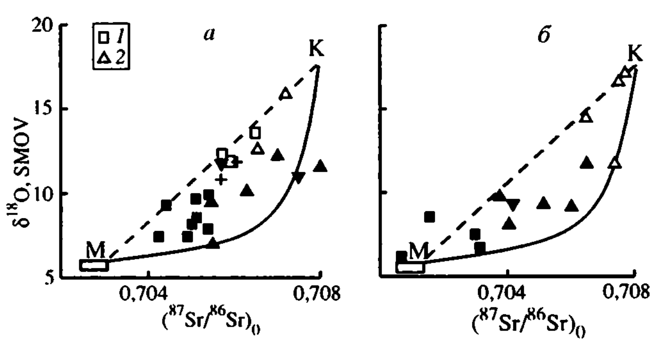


Рис. 3.5.7. Соотношение изотопного состава кислорода и начальных отношений стронция в валовых пробах (*а*) и мономинеральных фракциях пироксена и мелилита (*б*) в породах щелочно-габброидных интрузий

1 – карбонатиты; *2* – мелилит-нефелин-пироксеновые скарны Патынского массива; остальные условные обозначения см. на рис. 3.5.2; пунктир – смешение при равных концентрациях кислорода и стронция в магме и контаминанте; сплошная линия – контаминация магмы материалом, в котором содержание кислорода равно, а стронция – в 10 раз выше, чем в магме

Принимая величину $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,708$ для контаминанта (изотопный состав стронция в рассолах обычно сходен с таковым во вмещающих породах) и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,703$ для исходной магмы (по наиболее низким начальным отношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пироксенах из габбро), можно оценить материальный баланс мантийного и корового стронция. Расчеты показывают, что в тералитах Кузнецкого Алатау в среднем содержится около 40 и в уртитах около 60% стронция из вмещающих пород. При формировании уртитов Мухальского массива из вмещающих пород было извлечено не менее 80% стронция. Очевидно, что без участия флюида столь значительная транспортировка осуществиться не могла.

Рассчитать баланс кислорода значительно труднее, так как в термальных растворах и породах, вмещающих гидротермальные системы, изотопный состав кислорода подвержен сильным колебаниям в зависимости от температуры, характера вмещающих пород и отношений В/П. Если допустить, что состав контаминанта был близок составу карбонатов экзоконтактных зон интрузий – $\delta^{18}O = 15–20‰$ (фракционирование $\Delta^{18}O$ в системе вода–порода при более 400 °C не превышает 2–3‰), а состав исходной магмы мантийным значениям $\delta^{18}O = 6,0 \pm 0,5‰$, то можно прийти к выводу, что в тералитах не менее 20, а в уртитах не менее 40% кислорода имеет коровое происхождение.

Весьма важно подчеркнуть, что неконтаминированных пород в составе интрузий вообще нет: даже наименее щелочные разновидности габбро заметно обогащены тяжелым изотопом кислорода по отношению к мантийным значениям. С определенностью можно утверждать также, что это обогащение не связано с постмагматической нефелинизацией, поскольку оно проявлено не только в валовых пробах, но и в пироксенах, которые отличаются большой устойчивостью к постмагматическим преобразованиям.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вариации изотопного состава кислорода и стронция в породах щелочногаббороидных интрузий трех различных магматических провинций обнаруживают сходные закономерности, свидетельствующие об активном взаимодействии расплавов с вмещающими породами и усилении контаминации от ранних магматических фаз к поздним (в ряду габбро–тералит–уртит, ийолит-уртит–нефелиновый сиенит). По степени контаминированности изотопного состава кислорода уртиты и нефелиновые сиениты щелочно-габброидных интрузий, характеризующиеся величинами $\delta^{18}O = 9–12‰$, не имеют аналогов среди ненасыщенных SiO_2 щелочных пород, в большей части которых величины не выходят за пределы 5–9 (Turi, Taylor, 1976; Sheppard, 1986; Борщевский и др., 1987; Покровский, Виноградов, 1987, 1991; Покровский, Жидков, 1993). Величины $\delta^{18}O = 9–12‰$ известны только в гранитах S-типа, образованных в результате переплавления древних метаосадочных пород (Taylor, 1978). Участие подобных гранитоидных магм в формировании щелочногаббороидных ассоциаций, однако, может быть полностью исключено, что заставляет искать другие, неординарные механизмы вовлечения корового материала в магматические процессы.

Характер зависимостей между изотопным составом кислорода и стронция, а также между изотопным и элементным составом, позволяет предположить, что контаминация магм происходила не путем ассимиляции твердого материала, а путем взаимодействия с высококонцентрированными растворами, поступавшими из вмещающих пород. Естественно, возникающий вопрос о роли контаминации в формировании петрохимического облика интрузий для такого случая практически не разработан. Теоретически контаминация может очень мало отражаться на минеральном составе кумулята, который в значительной мере определяется температурой и законами эвтектики. Не отрицая важной роли фракционной кристаллизации в формировании щелочно-габброидных серий, мы в то же время вынуждены констатировать, что сейчас не известно ничего определенного о том, каким образом фракционная кристаллизация может привести к формированию такого рода серии, в частности, к образованию уртитов. Один из немногих возможных механизмов образования уртитов – всплывание кристаллов нефелина к кровле магматической камеры. Однако в этом случае уртит должен был бы проявляться как ранний дифференциат, что противоречит геологическим наблюдениям и изотопным данным.

Можно предположить, что взаимодействие магмы с высококонцентрированными рассолами сопровождалось более радикальным изменением ее химизма и путей эволюции, чем это происходит при ассимиляции твердого материала. Обогащение щелочами и одновременное обеднение кремнеземом в ряду габбро–тералит–уртит, возможно, является результатом привноса в систему щелочей и ее десилификации. Нельзя также исключить, что контаминация сопровождалась образованием жидкости, не смешивающейся с исходной магмой. Роль контаминации в этом случае будет труднопредсказуемой, но, несомненно, также весьма значительной.

3.6. УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ ИНТУЗИИ БАЙКАЛО-СТАНОВОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Ультракалиевые изверженные породы, как правило, связаны с вулканической деятельностью и значительно реже встречаются в виде плутонических тел. Байкало-Становая рифтогенная система – одно из немногих мест на Земле, где ультракалиевые щелочные плутоны распространены относительно широко. В строении двух из них – Сыннырского и Южно-Сакунского – принимают участие уникальные кальсилитовые породы – сынныриты с содержанием K_2O до 20%. Третий из рассмотренных в этой главе массивов – Мурунский – по составу слагающих его пород сходен с названными выше, хотя и не содержит типичных сыннырИтов. Широкую известность он приобрел благодаря единственному в мире месторождению чароитовых пород, генезис которых до настоящего времени не ясен, а также сложному комплексу карбонатитов, которые отсутствуют на Сыннырском и Южно-Сакунском массивах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Крупнейший (585 км^2) в мире среди известных щелочных массивов подобного состава, **Сыннырский массив** расположен примерно в 150 км к северо-востоку от северной оконечности о. Байкал, в среднем течении р. Левой Мамы. Он имеет округлую в плане форму и зональное внутреннее строение (рис. 3.6.1, *А*), характеризуясь как асимметричный расслоенный лополит (Орлова и др., 1993). Периферическая зона массива шириной 1,5–2 км сложена щелочными и нефелинсодержащими мезо- и лейкократовыми сиенитами, которые к центру сменяются повышенно калиевыми, преимущественно псевдолейцитовыми, сиенитами с маломощными линзами шонкинитов и затем – высококалиевыми псевдолейцититами–сынныритами. Ядро массива занимают относительно слабо пресыщенные щелочами трахитоидные пуласкиты, которые ранее (Жидков, 1960; Пак и др., 1969; Тихоненкова и др., 1971; Калиевый..., 1990) связывались с более поздней фазой внедрения, однако в последнее время стали рассматриваться как комагматичные с породами внешней зоны дифференциаты щелочно-базальтоидной магмы (Орлова и др., 1993). Средний состав пород, слагающих видимую часть массива, не соответствует базитовому, в связи с чем предполагается, что комплиментарные к салическим мафические породы залегают на некоторой глубине.

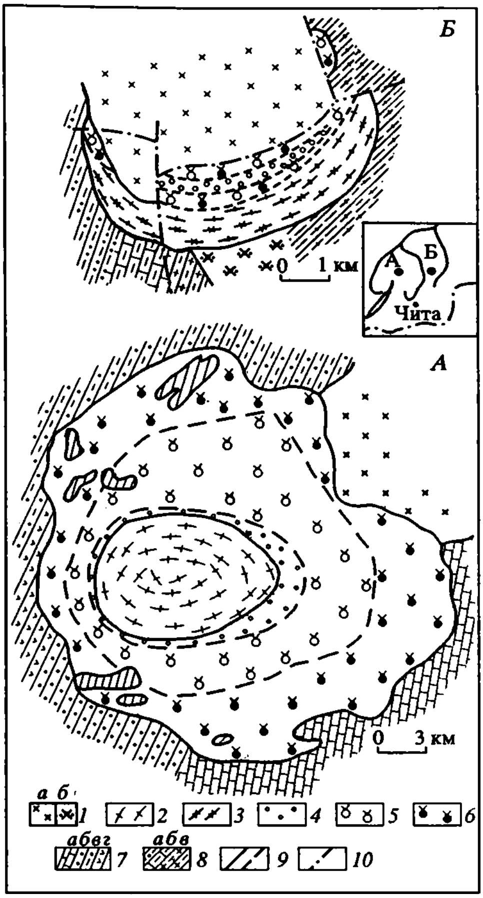


Рис. 3.6.1. Строение Сыннырского (*А*) и Южно-Сакунского (*Б*) массивов

1 – гранитоиды: *а* – постщелочные граносиениты, кварцевые сиениты, *б* – дощелочные кварцевые диориты, диориты; *2* – пуласкиты; *3* – лузитаниты, шонкиниты, мезо-меланократовые сиениты с обособлениями и прослоями слюдистых пироксенитов, слюдитов, часто апатитсодержащих; *4* – сынныриты, псевдолейцитовые сиениты, светлослюдисто-калишпатовые метасоматиты; *5* – преимущественно пойкилитовые и псевдолейцитовые нефелиновые сиениты; *6* – разнозернистые нефелиновые сиениты с телами фойяитов; *7* – позднепротерозойские и кембрийские породы, вмещающие Сыннырский массив: *а* – известняки, песчанистые известняки, мраморы, *б* – песчаники, алевропесчаники, алевролиты, *в* – глинистые, слюдистые сланцы с горизонтами известняков, *г* – метаэффузивы среднего и основного состава; *8* – раннепротерозойские породы, вмещающие Южно-Сакунский массив: *а* – метапесчаники, метаалевролиты, *б* – слюдистые сланцы с прослоями карбонатных пород, *в* – гнейсы, гранитогнейсы, амфиболовые сланцы; *9* – геологические и петрографические границы: сплошная – четкие, пунктир – нечеткие, постепенные; *10* – тектонические нарушения

Заметную роль в строении массива играют светлослюдисто-микроклиновые метасоматиты, которые обнаружены на всей площади массива, за исключением ядра. Эти породы образуются по всем типам фельдшпатоидных сиенитов, превращая их в существенно калишпатовые (60–90%) образования с агрегатом мелкочешуйчатового мусковита (10–40%). Наиболее крупные выходы светлослюдистых метасоматитов приурочены к внутренним (повышенно- и высококалиевой) зонам. Завершают развитие массива дайки нефелиновых и щелочных сиенитов, аплитов, а также калий-щелочных пород основного состава – мончикитов (табл. 3.6.1).

Сыннырский массив залегает вблизи границы раннепротерозойских метаморфических пород и отложений позднего докембрия–кембрия, прорывая в современном эрозионном срезе на западе и северо-западе отложения относимой к венду холодненской свиты (гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и слюдистые сланцы с прослоями карбонатных пород), на юге и юго-востоке – известняки и доломиты нижнего–среднего кембрия. На северо-востоке Сыннырский массив контактирует с несколько более молодыми гранитами Конкудеро-Мамаканского комплекса. В непосредственной близости от Сыннырского располагаются два других, субсинхронных с Сыннырским, щелочных массива – Бурпалинский (50–60 км к западу) и Якшинский (5–10 км к востоку), также относимых к Северо-Байкальской магматической провинции. Кальсилит-нефелин-сиенитовый-щелочносиенитовый Якшинский массив по петрохимической специализации сходен с Сыннырским. В строении Бурпалинского массива, по которому нами выполнен сравнительно небольшой объем изотопных исследований, наряду с нефелиновыми и щелочными сиенитами участвуют граносиениты.

Изотопные датировки по породам и минералам Сыннырского массива обнаруживают большой разброс – 350–230 млн лет. На основании K-Ar определений

Таблица 3.6.1

Химический состав пород Сыннырского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO_2	56,46	56,19	47,18	55,0	54,51	55,72	58,61	55,74	61,39	54,59	48,80
TiO_2	0,70	1,04	1,32	0,1	0,05	0,18	0,04	0,87	0,23	0,22	1,45
Al_2O_3	16,43	15,65	12,50	22,5	22,6	22,46	20,25	22,0	19,43	22,28	17,98
Fe_2O_3	3,44	3,40	5,15	0,7	0,87	0,90	1,68	0,69	2,03	0,96	3,21
FeO	2,27	3,36	6,12	1,6	0,28	1,0	0,78	2,22	1,09	0,84	5,29
CaO	5,43	4,79	9,77	0,5	1,07	0,53	0,16	0,87	0,36	0,45	4,31
MgO	1,93	2,96	6,31	0,3	0,33	0,26	0,18	0,39	0,36	0,59	3,84
MnO	0,09	0,14	0,21	–	–	–	–	0,03	–	–	0.19
Na_2O	3,86	1,37	0,54	0,7	2,03	3,91	1,11	3,40	1,60	0,5	5,41
K_2O	8,01	9,25	8,14	18,5	16,66	13,43	9,46	13,32	12,41	18.28	5,99
P_2O_5	0,37	0,51	1,25	0,1	0,1	0,06	0,77	0,07	0,18	0,1	0,69
ППП	0,73	1,72	1,45	0,8	1,36	1,03	1,25	0,58	0,80	1,34	2,74
сумма	99,72	100.29	99,94	100,8	99,86	99,48	99.58	100,18	99,88	100,05	99,97

Примечание: 1 – ММП-7/80, пуласкит ядра массива; 2 – 24б/87, пуласкит жильный; 3 – ММП-5/80, шонкинит; 4 – 10/87, сыннырит; 5 – ММП-4/80, биотит-нефелиновый сыннырит; 6 – ММП-12/80, нефелиновый сиенит; 7 – ММП-10/80, двуслюдяной калишпатовый метасоматит; 8 – 203/77, псевдолейцитовый нефелиновый сиенит; 9 – 12/87, щелочной сиенит (метасоматит); 10 – 35а/87, кальсилитовый рисчорит; 11 – 8-13/87, мончикит

по пироксену принимается, что внедрение пуласкитов произошло не позднее 305±12 млн лет назад. Rb-Sr изохроны, полученные в Лаборатории геохронологии ВСЕГЕИ по валовым пробам сыннырита и нефелинового сиенита, соответствуют 330±4 и 311±1 млн лет (Калиевый..., 1990). По нашему мнению, ошибки, приведенные для этих изохрон, сильно приуменьшены, и на самом деле изотопные датировки не позволяют определить возрастной интервал и последовательность формирования главных типов слагающих массив пород. Данные, полученные в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН (Покровский, Жидков, 1993), более детально рассмотренные ниже, показывают, что в пределах ошибки возраст сынныритов не отличается от возраста пуласкитов.

Южно-Сакунский массив расположен примерно в 500 км к востоку от Сыннырского, в северо-восточной части Удоканского хребта, который служит водоразделом бассейнов рек Олекмы и Витима. По своему петрографо-минералогическому составу это аналог Сыннырского массива (Калиевый..., 1990). В современном эрозионном срезе массив обнажается на площади около 10 км^2 в виде крупного сегмента, сохранившегося от некогда существовавшей, но затем уничтоженной более молодыми гранитоидами, крупной интрузии (рис. 3.6.1, Б). Центриклинальное падение трахитоидности и первичной полосчатости пород с углами наклона 40–80° свидетельствует о коническом типе интрузии. В строении массива участвуют разнообразные породы – от щелочных пикросенитов до ультракалиевых сынныритов с полным набором промежуточных по соотношению лейкократовых и меланократовых минералов пород: шонкинитов, лузитанитов, фергуситов, пуласкитов, псевдолейцитовых сиенитов и др. Отчетливо устанавливается двучленное строение массива: нижняя пачка, образующая внешнюю зону, сложена преимущественно мезократовыми породами – мезократовыми пуласкитами, лузитанитами, щелочными, псевдолейцитовыми и нефелиновыми сиенитами, слюдистыми пироксенитами, шонкинитами; в верхней пачке, которая занимает внутреннюю зону, преобладают лейкократовые породы – нефелинсодержащие сиениты, щелочные сиениты типа трахитоидных пуласкитов, кальсилитсодержащие сиениты-сынныриты. В разрезе все эти породы, имеющие различные структуры и текстуры,

Химический состав пород Южно-Сакунского массива

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	36,84	38,84	42,55	44,71	55,49	55,30	56,32	52,81	53,37	56,91	55,78	63,98
TiO_2	1,61	1,47	1,60	1,63	0,94	0,59	0,66	0,48	0,25	0,25	0,22	0,46
Al_2O_3	8,82	1,76	6,65	11,95	15,05	16,62	16,83	19,14	20,71	17,76	25,20	16.62
Fe_2O_3	7,22	16,75	12,11	9,43	5,21	5,43	4,25	3,63	1,90	1,94	1,74	2.07
FeO	10,69	9,39	8,68	5,37	2,53	2,0	1,51	1,16	0,21	2,55	Н.о.	0,83
CaO	12,43	19,28	14,10	13,21	5,39	4,83	3,24	2,81	1,73	2,08	0,49	2,68
MgO	8.96	7,27	5,76	2,62	0,69	0,42	Н.о.	0,24	Н.о.	1,13	0,22	Н.о.
MnO	0,21	0,49	0,39	0,44	0,04	0,16	0,07	0,01	0,01	0,09	0,04	0,03
Na_2O	1.25	2,02	1,45	0,38	0,97	0,87	1,93	0,58	0,77	1,35	<0,5	5,63
K_2O	5,14	0,75	4,08	8,43	12.56	12,56	14,35	18,94	20,54	14,70	14,24	6,82
P_2O_5	4,85	1,69	2,28	0,74	0,14	0,12	0,07	0,07	0,05	0,004	0,10	0,08
ППП	0,3	0,55	0,30	0,94	0,47	0,61	0,49	0,53	0,33	1,22	1,87	0,4
Сумма	99,58	100,19	99,95	99.85	99,51	99.51	99,72	100,4	99,87	100.4	100,4	99,6

Примечание: 1 – Ж-88/87, слюдистый пироксенит с апатитом; 2 – Ж-178-87, безапатитовый слюдистый пироксенит; 3 – Ж-97/87, лузитанит; 4 – Ж-112-5/87, мезопуласкит; 5 – Ж-166/87, пуласкит; 6 – Ж-109/87, псевдолейцитовый нефелиновый сиенит; 7 – Ж-187/87, фельдшпатоидный сиенит; 8 – Ж-137/87, сынныpит; 9 – Ж-210/87, полевошпатовый сынныpит; 10 – Ж-164/87, ленточный псевдолейцитовый сиенит; 11 – С-116/86, светлослюдистый калишпатовый метасоматит; 12 – Ж-130/87, граносиенит

неоднократно чередуются. По всему разрезу встречаются линзы своеобразных мелкокристаллических ленточных псевдолейцитовых сиенитов, визуально сходных с вмещающими массив сланцами. Предельно насыщенные калием сынныриты обособляются в виде шлиров-овоидов, линз, лент и горизонтов. По сравнению с сынныpским прототипом в них отмечаются повышенные содержания кальция и магния и пониженные (в среднем) – калия и алюминия (табл. 3.6.2).

На юге, западе и востоке Южно-Сакунский массив прорывает отложения раннепротерозойской удоканской серии, представленные главным образом метапесчаниками, метаалевролитами и слюдистыми сланцами с подчиненными прослоями карбонатных пород. По всему экзоконтакту наблюдается интенсивная фенитизация. На севере, как отмечалось, массив ограничен телом граносиенитов более молодого возраста. Опубликованные K-Ar датировки Южно-Сакунского массива по полевому шпату лежат в интервале 210–300, по биотиту – 330(±18) и 321(±8) млн лет (Калиевый..., 1990).

Мурунский магматический ареал (рис. 3.6.2) расположен на северо-западной окраине Алданского щита, на водоразделе рек Чара и Токко. Он включает три интрузивных массива – Большемурунский, Маломурунский и Дагалдынский (Орлова и др., 1992; Конев и др., 1996), ранее считавшихся разделенными останцом кровли куполами единого гипабиссального лакколитообразного тела (Билибина и др., 1967), а также вулканогенные породы, многочисленные силлы, дайки и гидротермально-метасоматические образования. На юге ареал контактирует с кристаллическими сланцами и гнейсами архейского и раннепротерозойского возраста; на севере, западе и востоке – с позднепротерозойскими терригенными и карбонатными осадочными толщами.

В составе Большемурунского массива, имеющего в плане эллипсоидальную форму, размером 6×4 км преобладают пуласкиты, щелочные и кварцевые сиениты. Массив зонального строения: от периферии к центру количество полевых шпатов и фельдшпатоидов увеличивается и относительно меланократовые породы сменяются

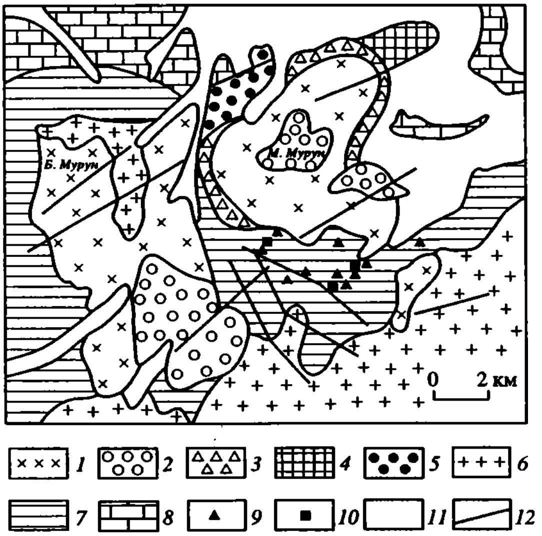


Рис. 3.6.2. Схема геологического строения Мурунского магматического ареала (по Коневу и др., 1996)

1 – щелочные сиениты; *2* – нефелиновые сиениты; *3* – сынныриты, меланократовые сынныриты, фергуситы, якутиты, ийолиты; *4* – шонкиниты, авгитовые сиениты; *5* – трахиты, фонолиты, лейцит-порфиры; *6* – раннедокембрийские гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы; *7* – позднедокембрийские песчаники с прослоями доломитов; *8* – позднедокембрийские доломиты, известковистые доломиты, мергели; *9* – участки проявления чароитовых пород; *10* – участки проявления карбонатитов; *11* – четвертичные отложения; *12* – разломы

лейкократовыми. Расположенный к югу от Большемурунского Дагалдынский массив (35–40 км^2) также округлой формы и концентрически-зонального строения. Его периферическая зона шириной 500–700 м сложена мелано-сиенитами (лаурвикитами) и шонкинитами, центральную часть занимают кальсилитовые и нефелиновые сиениты, а между ними располагается переходная зона мощностью около 2 км, сложенная щелочными сиенитами (пуласкитами).

Наиболее сложное строение имеет Маломурунский массив (7,5 на 3,5 км), о путях формирования которого существуют весьма различные точки зрения. М.П. Орлова с соавторами (1988, 1992) рассматривают массив как расслоенный лополит, все разнообразие пород которого обусловлено внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией. Ими выделено пять расслоенных серий, характеризующихся последовательным чередованием лейкократовых (нефелиновые, кальсилитовые и псевдолейцитовые сиениты) и меланократовых (шонкиниты, фергуситы, биотитовые оливинсодержащие клинопироксениты) пород и общим увеличением доли меланократовых пород сверху вниз по разрезу. А.А. Конев с соавторами (1996) обосновывают совершенно иную схему: по их мнению, массив был сформирован серией последовательных инъекций глубинных дифференциатов (в мантии или в промежуточных коровых очагах) щелочно-базитовой магмы, тогда как внутрикамерная дифференциация практически не имела места. В одной из последних статей, посвященных петрологии Маломурунского массива (Кондрашов и др., 1998), разрабатывается промежуточная модель: интрузив в процессе своего затвердевания был открытой системой и процессы дифференциации происходили как в камере интрузии, так и в глубинных очагах.

В строении Маломурунского массива принимают участие также вулканогенные породы: щелочные трахиты и эпилейцитовые фонолиты, их кластолавы и туфы, которые слагают дугообразную зону в северной части массива и небольшие некки в его центральной части. Широко распространены в Мурунском ареале силлы и апофизы, сложенные щелочными сиенитами и сиенит-порфирами, сходными по составу с основными разновидностями пород массивов, а также многочисленные дайки, среди которых наибольший интерес вызывают калиевые щелочные минетты, отнесенные Н.В. Владыкиным (1985) к группе лампрофитов.

Породы, вмещающие интрузии, на большой территории скарнированы и фенитизированы. Местами (к югу от Маломурунского массива и в блоке, разделяющем Маломурунский, Большемурунский и Дагалдынский массивы) ширина зоны фенитизации достигает 3 км. В ее пределах расположены многочисленные тела

Таблица 3.6.3

Химический состав пород Мурунского ареала

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO_2	58,85	61,92	62,70	52,93	49,39	57,39	61,67	50,35	57,99	56,10	62,35	54.58
TiO_2	0,20	0,19	0,31	1,31	1,40	0,29	0,08	0.73	0,13	0,04	0,01	0.69
Al_2O_3	17,59	18,15	15,68	12,68	9,66	14,27	17,20	11,30	1,69	0,86	7,55	0.74
Fe_2O_3	3,08	1,31	2,71	6,38	8,59	4,35	1,37	3,23	1,05	1,05	0,88	0.37
FeO	1,87	1,61	2,09	5,33	4,82	2,52	1,10	4,17	0,11	0,49	0,67	0,16
CaO	1,77	1,38	1,25	3,73	5,38	1,68	0,21	6,03	18,16	19,08	10,39	20.74
MgO	0,61	0,16	0,30	1,94	5,48	1,15	0.01	5,96	0,07	4,88	0,10	0,00
MnO	0,15	0,11	0,06	0,21	0.23	0,15	0,05	0,23	0.24	0,24	0,18	0,24
Na_2O	7,09	6,55	4,23	0,59	1,62	1,06	0,68	1,40	2,97	3,36	1,75	2.94
K_2O	7,14	5,83	9,69	11,94	8,23	14,74	15,25	11,09	8,68	5,61	12,14	7,43
P_2O_5	0,20	0,13	0,01	0,12	2,31	0,29	0,12	0,85	0,01	0,39	0,03	2,37
H_2O^+	0,45	0,98	0,28	0,31	0,45	0,26	0,06	0,53	2,56	4,82	1,54	2,27
H_2O^-	0,26	0,22	0,20	0,21	0,24	0,25	0,18	0,28	0,99	0,57	0,69	1,11
CO_2	–	–	–	–	–	–	–	1,55	0,55	–	0.33	0,35
Сумма	100,02	99,09	99;97	98,52	99,50	99,97	98,88	98,79	100,46	99,85	99,67	99,50

Примечание. 1–3 – Большемурунский массив: 1 – 34/87, полускит; 2 – 31/87, щелочной сиенит; 3 – 38/87, граносиенит. 4–7 – Маломурунский массив: 4 – 49/84, шонкинит; 5 – 50/87, то же; 6 – 51/84, псевдолейцитовый сиенит, 7 – 85/84, то же. 8 – 70/84, дайки лампроита (?). 9–12 – чароитовые породы: 9 – 3/84; 10 – 14/84; 11 – 65/84; 12 – 87/84

уникальных по минеральному составу чароитовых пород (Конев и др., 1996), а также разнообразных карбонатитов или карбонатитоподобных пород (стронцианит-барит-кальцитовых, кальцитовых, рихтеритсодержащих, кальцит-кварцевых и др.). Размеры чароитовых и карбонатитовых тел не превышают первых десятков метров; их непосредственных контактов с магматическими породами не отмечалось. Среди исследователей Мурунского массива не существует единого мнения относительно происхождения карбонатитов и чароитов. Не вызывает сомнений, что это весьма высокотемпературные породы (до 750 °С), однако доказательства их магматогенной природы (Конев и др., 1996) представляются нам недостаточно убедительными; изотопные данные, рассмотренные ниже, свидетельствуют, скорее, в пользу того, что чароиты и карбонатиты были образованы высококонцентрированными растворами. Химический состав основных разновидностей пород Мурунского ареала приведен в табл. 3.6.3.

Радиологические датировки пород Мурунского магматического ареала располагаются в очень широких пределах: от 100 до 200 млн лет. Учитывая сложность строения района и широчайшее проявление постмагматических процессов, нередко сопровождающихся, как известно, нарушением изотопных систем, было бы преждевременно придавать всем имеющимся определениям возрастной смысл. Наиболее надежные K-Ar даты по биотитам и пироксенам из щелочных сиенитов Маломурунского массива не выходят за пределы 130–145 млн лет (Орлова и др., 1992) и, по-видимому, наиболее точно определяют его возраст. Он подтверждается приведенной ниже Rb-Sr изохроной. Близкие данные (132±6; 133±6; 138±6 млн лет) получены K-Ar методом по флогопитам из лампроитов (Махоткин и др., 1993). K-Ar определения в породах Большемурунского массива – 136–159 млн лет получены по валовым пробам. Эти данные менее надежны и не дают, на наш взгляд, оснований считать Большемурунский массив более древним, чем Маломурунский. Возраст Дагалдынского массива оценивается в 174–190 млн лет (K-Ar по биотиту, пироксену и калиевому полевому шпату, Орлова и др., 1992). А.А. Конев и В.С. Лепин (1991)

6*

сообщали о полученных ими Rb-Sr изохронных датировках, составляющих, соответственно, 100–200 млн лет. Комментировать эту работу крайне трудно, так как необходимых аналитических данных в ней не приводится. Нельзя не отметить, однако, что начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,702+0,704, которые приводят ее авторы для щелочных сиенитов массива, резко расходятся с нашими (Покровский, Виноградов, 1991), которые рассмотрены ниже.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. Нашей основной задачей было определение начальных изотопных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в основных петрохимических разновидностях пород и сравнение по этому параметру различных магматических фаз интрузий и массивов между собой. Попутно возникла необходимость уточнения возрастных характеристик, так как, в отличие от пород, рассмотренных в предыдущих главах, ультракалиевые иногда имеют достаточно высокие отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$, и поэтому вычисление начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, не поддержанное изохронными построениями, может быть не вполне корректным.

Для массива Сынныр Rb-Sr изотопные системы были проанализированы в валовых пробах и мономинеральных фракциях пуласкита из ядра массива, сынnырита из внутренней кольцевой зоны, в апатитах из шонкинита, щелочного сиенита и рудной (апатитовой) жилы, а также в валовой пробе дайки мончикита (табл. 3.6.4).

В пуласките (обр. № ммп-7/80) биотит, ортоклаз, пироксен и валовая проба лежат на изохроне, отвечающей возрасту 293±5 млн лет с начальным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70770±0,00005. Апатит – минерал-концентратор стронция, отличающийся пренебрежимо низкими отношениями $^{87}Rb/^{86}Sr$, имеет несколько более низкое отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70754. Столь небольшое различие может показаться не принципиальным, тем не менее включение апатита в расчет переводит изохрону в разряд "эрохрон". Поскольку апатит кристаллизуется одним из первых, нельзя исключить, что пуласкит формировался в условиях некоторого подтока вещества, обогащенного радиогенным стронцием. Постмагматические нарушениия Rb-Sr систем в пуласките, на наш взгляд, маловероятны, так как следы гидротермально-метасоматических процессов в этих породах не наблюдаются.

Мономинеральные фракции сынnырита (обр. № 4/80) не образуют статистически достоверной единой изохроны. Рассчитанные попарно (биотит–вал, биотит–ортоклаз, биотит–апатит), они дают возрасты 290–300 млн лет, которые в пределах ошибки не отличаются от возраста пуласкита. Начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ этих условных изохрон, однако, существенно различны: вал – 0,7127, ортоклаз – 0,7080, апатит – 0,70758. Столь большие различия не могут быть объяснены длительной кристаллизацией магмы в закрытой системе – для этого пришлось бы допустить, что она кристаллизовалась 500–600 млн лет назад. Наиболее вероятной причиной нарушения Rb-Sr систем в данном случае являются, очевидно, постмагматические изменения – сынnыриты окружены обширными полями светлослюдистых метасоматитов, которые, как будет показано ниже, обнаруживают типичные для гидротермально измененных пород нарушения изотопно-кислородного равновесия.

В апатитах разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые наиболее точно отражают начальные изотопные характеристики различных магматических фаз Сынныpского массива, сравнительно невелик – 0,70754–0,70780 и характеризует его как достаточно гомогенную, хотя, возможно, и не вполне закрытую систему. По сравнению с наиболее распространенными мантийными породами (включая щелочные разновидности) массив Сынныр резко обогащен радиогенным стронцием. Признаком того, что породы основных магматических фаз Сынныpского массива были контаминированы на стадии внутрикамерной дифференциации, является то, что мончи-

Таблица 3.6.4

Rb-Sr системы в массивах Сынныр и Бурпала

№ обр.	Порода	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
Сыннырский массив							
ммп-4/80	с	вал	0,71677	328,8	992	0,9599	0,7127
ммп-4/80	с	Bi	0,86600	389,7	30,81	37,160	–
ммп-4/80	с	Or	0,71835	584	766	2,2079	0,7080
ммп-4/80	с	Ap	0,70758	5,4	13407	0,001	0,70758
ммп-5/80	ш	Ap	0,70766	–	–	–	0,70766
ммп-7/80	п	вал	0,70939	250,95	1993	0,3643	0,70770*
ммп-7/80	п	Bi	0,79428	586,16	81,8	20,9119	0,70770*
ммп-7/80	п	Or	0,70941	366,77	2693	0,3940	0,70770*
ммп-7/80	п	Px	0,70795	10,9	535,7	0,0587	0,70770*
ммп-7/80	п	Ap	0,70754	0,84	6869	0,0003	0,707754
1990/80	ар-ж	Ap	0,70757	–	–	–	0,70757
ммп-9/80	щс-м	Ap	0,70780	–	–	–	0,70780
ж-13/87	мч	вал	0,70560	152	1125	0,3924	0,7040
Массив Бурпала							
35/87	п	вал	0,71089	366	1671	0,6344	0,7081
36/87	п	вал	0,70983	170,6	1385	0,3563	0,7083

Примечание. с – сыннырит; ш – шонкинит; п – пуласкит; щс-м – щелочной сиенит-метасоматит; мч – мончикит; ар-ж – апатит жильный; Bi – биотит; Or – ортоклаз; Ap – апатит; Px – пироксен; звездочкой отмечены образцы, лежащие на изохроне 293±5 млн лет; остальные начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ рассчитаны на возраст 290 млн лет

кит–калиевая щелочная порода основного состава, слагающая на массиве секущие дайковые тела и, возможно, являющаяся прототипом исходной магмы, имеет значительно более низкое начальное отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,7040 (290 млн лет), определенно указывающее на деплетированный мантийный источник. Установить, каким именно материалом контаминирована магма, опираясь только на данные по стронцию, невозможно. Можно отметить, однако, что начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в породах Сыннырского массива не столь сильно отличаются от отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ во вмещающих массив раннекембрийских карбонатах, для которых мы располагаем двумя определениями (0,70973 и 0,70923). Начальные изотопные отношения стронция в пуласкитах массива Бурпала, расположенного в 50–70 км к западу от Сыннырского массива, судя по отдельным определениям, несколько выше, чем в последнем. Имеющихся данных, однако, недостаточно, чтобы проводить более детальные сопоставления.

Большая часть проанализированных валовых проб и минеральных фракций пород Южно-Сакунского массива (10 точек) лежит на единой Rb-Sr изохроне, отвечающей возрасту 288±5 млн лет с начальным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,70428±0,00005 (рис. 3.6.3). Из этого можно заключить, что формирование основных интрузивных фаз расслоенного комплекса Южно-Сакунского массива произошло практически одновременно в результате дифференциации (каким бы способом она не осуществлялась) единого исходного субстрата. Исключение составляет апатит из слюдистого пироксенита (обр. № 56/84, табл. 3.6.5), в котором обнаружено существенно более высокое отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70557. Поскольку концентрация стронция в апатите на порядок выше, чем в других минералах, повышено начальное отношение и в валовой пробе слюдистого пироксенита, тогда как пироксен и биотит из этой породы лежат на одной изохроне с другими породами массива.

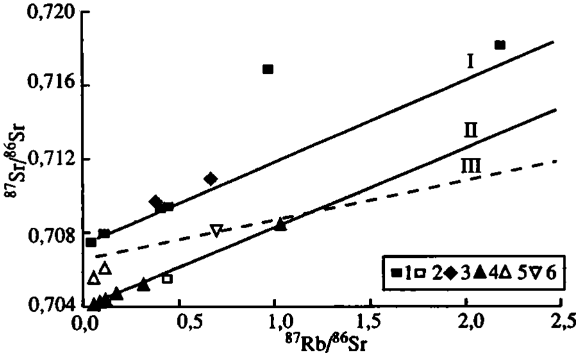


Рис. 3.6.3. Rb-Sr системы в породах массивов Бурпала, Сынныр и Южно-Сакунского

1, 2 – Сынныр (*1* – основные магматические фазы, *2* – дайка мончикита); *3* – Бурпала; *4–6* – Южно-Сакунский (*4* – основные магматические фазы, *5* – апатит и валовая проба слюдистого пироксенита, *6* – граносиенит); биотиты на графике не показаны. I – изохрона по Сыннырскому массиву: 293±5 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,70770±0,00005; II – изохрона по Южно-Сакунскому массиву: 288±5 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70428±0,00005; III – эрохрона по Мало-Мурунскому массиву: 136±8 млн лет, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,7068±0,0004

Гетерогенность апатитсодержащих слюдистых пироксенитов может быть связана с разными причинами. Нельзя исключить, что они слагают блок более древних, генетически не связанных с щелочной интрузией пород, подвергшихся под влиянием щелочных растворов метасоматической переработке. Вполне вероятно также, что пироксениты, слагающие эндоконтактную зону массива, формировались при более активном, чем остальные породы, контакте с вмещающими породами и частично ассимилировали материал последних. Разобраться в деталях этого процесса в настоящее время не представляется возможным. Не лежит на общей изохроне также валовая проба граносиенита, секущего щелочные породы массива. Если предположить, что граносиенит также имеет возраст порядка 280–300 млн лет, то можно сделать вывод, что в нем начальное отношение изотопов стронция было таким же, как в "аномальном" апатите – около 0,7055.

Таблица 3.6.5

Rb-Sr системы в породах и минералах Южно-Сакунского массива

№ обр.	Порода	Проба	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$
АН-169	плс	Ap	0,70422	–	–	–	0,70428*
АН-169	плс	Px	0,70446	29,4	1583,0	0,0537	0,70428*
АН-169	плс	Or	0,70531	327,1	3546,6	0,2668	0,70428*
АН-169	плс	Bi	0,76329	408,0	82,13	14,4508	0,70428*
206/87	с	вал	0,73367	894,3	362,9	7,1471	0,70428*
97/87	л	вал	0,70442	46,93	3893	0,0345	0,70428*
166/87	п	вал	0,70476	178,9	4494	0,1151	0,70428*
71/90	лплс	вал	0,70847	584	1686	1,0037	0,70428*
2/84	гс	вал	0,70822	135,4	591,5	0,6625	0,7055
56/84	сп	вал	0,70610	41,36	2027	0,059	0,7059
56/84	сп	Px	0,70433	4,13	796,2	0,0150	0,70428*
56/84	сп	Bi	0,74340	235,6	71,78	0,5279	0,70428*
56/84	сп	Ap	0,70557	1,166	21770	0,00016	0,70557
50/90	гб	вал	0,70837	94,5	1035	0,2641	0,7073

Примечание. плс – псевдолейцитовый сиенит; с – сынныриг; л – лузитанит; п – пуласкит; лплс – ленточный псевдолейцитовый сиенит; гс – граносиенит; сп – слюдистый пироксенит; гб – габбро. Звездочкой отмечены образцы, лежащие на изохроне 288±5 млн лет; остальные начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ рассчитаны на возраст 290 млн лет. Образец габбро № 50/90 отобран в 4–5 км к югу от Южно-Сакунского массива

Изотопный состав кислорода и Rb-Sr системы в силикатных породах Мурунского ареала

№ обр.	Порода	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$	$\delta^{18}O$
Большемурунский массив							
31/84	щс	0,70848	173,35	1116,60	0,45	0,7076	6,6
34/84	п	0,70768	289,20	1331,98	0,63	0,7064	5,9
38/84	гс	0,70946	217,17	724,83	0,84	0,7077	7,3
39/84	гс	0,71066	154,85	783,33	0,57	0,7095	6,2
42,84	щс	0,70721	259,28	2426,82	0,31	0,7066	6,6
Маломурунский массив							
7/84	щс	0,70810	244,79	856,40	0,83	0,7065	6,0
49/84	ш	0,71316	342,5	237,97	4,17	0,7046(?)	5,7
49/84	ш(fsp)	0,71314			3,34	0,7068	–
49/84	ш(bi)	0,77857			37,0	0,7068	–
50/84	ш	0,70714	208,40	3371,66	0,18	0,7068	5,0
51/84	плс	0,7090	248,52	710,88	1,01	0,7070	6,8
85/84	плс	0,70914	210,28	505,44	1,16	0,7069	6,6
Дайки							
63/84	л	0,70799	259,09	1793,65	0,42	0,7072	7,6
70/84	л	0,70785	228,99	1982,44	0,33	0,7072	6,7
Чароитовые породы							
3/84	ч	–	–	–	–	–	6,0
3а/84	ч	0,70745	402,02	19286,60	0,06	0,7073	5,1
14/84	ч	0,70766	98,00	5787,15	0,05	0,7076	7,2
65/84	ч	0,70692	161,58	4524,43	0,10	0,7067	8,1
67/84	ч	0,70695	120,06	13008,91	0,03	0,7069	6,4
87/84	ч	0,70707	12,22	13650	0,002	0,7070	6,9
88/84	ч	0,70786	122,35	11655,69	0,03	0,7078	6,8

Примечание. щс – щелочной сиенит; п – пуласкит; гс – граносиенит; плс – псевдолейцитовый сиенит; ш – шонкинит; л – лампроит (?); ч – чароитолит. (fsp) – калишпат; (bi) – биотит; остальные – валовые пробы. Начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ рассчитаны на возраст 136 млн лет (см. также текст)

В последнее время появились новые данные по геохимии изотопов стронция и неодима в породах Южно-Сакунского плутона (Первов и др., 1997). Они позволяют говорить о некоторой гетерогенности пород расслоенного комплекса, причем в отношении неодима гетерогенность проявлена сильнее, чем в отношении стронция. Наиболее высокие значения $\varepsilon Nd = -3{,}4$ зарегистрированы в пироксенитах (очевидно, это не те пироксениты, которые анализировались нами, так как в них отношения Sr/Sr = 0,70398÷0,70420 практически не отличаются от остальных пород), наиболее низкие – $\varepsilon Nd = -6{,}6 \div -6{,}7$ в пуласкитах и псевдолейцитовых сиенитах и промежуточные – в шонкинитах и сынныритах – 5,8 ÷ –6,1.С высокой степенью вероятности можно предположить, что эти различия возникли на стадии дифференциации расплава и, следовательно, связаны с коровой контаминацией.

Начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в ультракалиевых породах Южно-Сакунского массива много ниже, чем в аналогичных породах Сыннырского массива. Очевидно, что эти породы не могут быть производными одного и того же мантийного субстрата. Объективно породы Южно-Сакунского массива тяготеют к источнику, который принято называть деплетированным, хотя в отношении пород, предельно

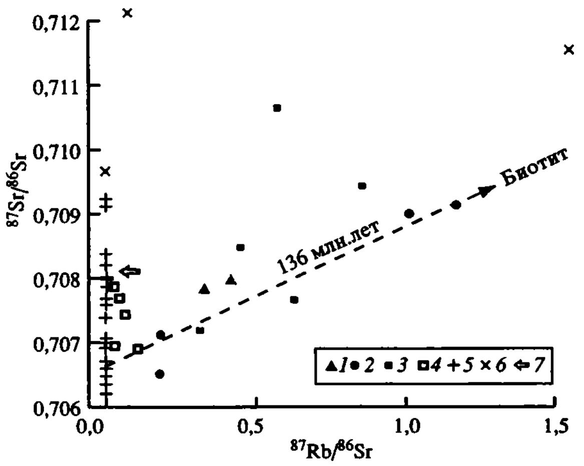


Рис. 3.6.4. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{87}Rb/^{86}Sr$ в породах Мурунского ареала

1 – щелочные минетты (лампроиты); *2* – Маломурунский массив; *3* – Большемурунский массив; *4* – чароитовые породы; *5* – карбонатиты; *6* – ксенолиты карбонатных пород; *7* – средний состав вмещающих осадочных карбонатов

насыщенных щелочами, этот термин звучит, по меньшей мере, странно. Базальтоидов, которые могли бы рассматриваться как прототип исходной магмы, в районе не отмечалось, в связи с чем вопрос о внутрикамерной контаминации магмы в данном случае трудно обсуждать, используя только данные по изотопному составу стронция. Габбро, образующие самостоятельную интрузию к югу от массива (обр. № 50/90), а также слагающие крупнейшую в районе Чинейскую расслоенную интрузию, расположенную примерно в 50 км к юго-западу, имеют более высокие, чем в щелочных породах, начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ ~ 0,707, указывающие на другие источники.

Окружающие массив породы удоканской серии образуют две резко контрастные по изотопным характеристикам группы: терригенные породы, резко обогащенные радиогенным стронцием $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{300}$ ~ 0,715, Покровский, Григорьев, 1995) и карбонаты, отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в которых (примерно 0,705) не столь сильно отличаются от начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в щелочных породах. Для экзоконтактной зоны Южно-Сакунского массива карбонатные породы в целом не характерны. В больших объемах они обнажаются в 25–30 км к западу, на правобережье р. Читканда. Связанная с ними интенсивная альбитизация дала в свое время Л.И. Салопу основания предположить, что в прошлом в разрезе удоканской серии присутствовали эвапориты. Даже если это предположение не соответствует действительности, нельзя не признать, что неустойчивые, легкорастворимые карбонаты являются весьма важным источником стронция во всякого рода коровых флюидах.

Rb-Sr системы в породах Мурунского магматического ареала представлены в табл. 3.6.6 и на рис. 3.6.4. Возраст, рассчитанный по паре биотит–калишпат (обр. № 49, шонкинит, Маломурунский массив), хорошо согласуется с приведенными выше K-Ar определениями. Он составляет 136 млн лет, с начальным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7066$. 4 валовые пробы Маломурунского массива лежат вблизи изохроны, заданной минеральными фракциями. Рассчитанные все вместе (6 точек), они дают эрохрону, соответствующую возрасту 136±8 млн лет с начальным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0,7068 \pm 0,0004$. Валовая проба обр. № 49 не лежит на изохроне и не согласуется с анализами минеральных фракций того же образца. Теоретически это может означать, что в данной породе присутствует какая-то фаза с более низким начальным отношением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, однако мы решили исключить эту пробу из дальнейшего рассмотрения, так как в данном случае нельзя исключить и аналитической ошибки. Образец представляет собой очень крупнокристаллическую биотит-калишпатовую породу пегматоидного облика, анализ которой мог оказаться не совсем точным в связи с трудностями с квартованием и разложением.

Таблица 3.6.7

Изотопные характеристики карбонатитов Мурунского ареала

№ обр.	Порода	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr, ppm	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	№ обр.	Порода	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Sr, ppm	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
4/84	р	0,70696	11912	7,5	–7,8	58/84	к	0,70818	40023	8,2	–7,8
6/84	р	0,70747	–	9,0	–6,9	75/84	сб	0,70649	–	6,3	–6,9
8/84	р	0,70747	5359	9,5	–6,3	76/84	сб	0,70630	96902	6,0	–7,3
22/84	р	–		9,3	–6,3	77/84	сб	0,70621	79297	8.0	–7,0
79/84	р	0,70623	–	8.6	–7,3	78/84	сб	0,70688	85513	7,0	–7,4
83/84	р	0,70779	9664	8,1	–9,0	63/84	кв	0,70638	15390	8.0	–8,0
53/84	к	–		6,9	–7,2	64/84	кв	–	–	7,0	–9,2
56/84	к	–		7,3	–8,2	82/84	кв	0,70653	630	8,1	–7,8
57/84	к	0,70712	14466	7,8	–7,7						

Примечание. р – рихтеритовый; к – кальцитовый; сб – стронцианит-барит-кальцитовый; кв – кварцсодержащий

Валовые пробы Большемурунского массива не образуют самостоятельной изохроны: две из них лежат вблизи Маломурунской эрохроны, а три других – существенно выше; начальные отношения ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, рассчитанные на возраст 136 млн лет, в этих образцах составляют 0,7076; 0,7077 и 0,7095 (см. табл. 3.6.6). Заметно выше, чем в маломурунских образцах, начальное отношение ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в калиевых минеттах-лампроитах – 0,7072.

Одной из возможных причин нарушения Rb-Sr систем, безусловно, являются постмагматические гидротермальные преобразования, хотя исследованные породы и не несут явных следов такого рода процессов. Разброс начальных отношений ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в чароитолитах 0,7069–0,7079 и карбонатитах 0,70621–0,70818, однако, также достаточно велик, хотя концентрации стронция в этих породах чрезвычайно высоки, что делает их практически нечувствительными к гипергенным процессам. Весьма примечательным обстоятельством является то, что рихтерит-кальцитовые породы, обычно описываемые как метасоматизированные осадочные карбонаты, имеют такой же изотопный состав стронция, как и стронцианит-барит-кальцитовые, кварц-кальцитовые и другие карбонатиты (табл. 3.6.7), которые считаются магматическими образованиями (Конев и др., 1996).

Очевидно, что породы Мурунского ареала, как магматические, так и те, магматическое происхождение которых не может быть однозначно доказано, характеризуются значительной гетерогенностью в отношении изотопного состава стронция, хотя говорить о принципиально разных источниках стронция в тех или других нет оснований. О причинах этой гетерогенности ранее высказывались самые разнообразные соображения: Г.С. Плюснин с соавторами (1986) высказали мнение о мантийной природе щелочных и карбонатитовых расплавов Мурунского ареала, сформированных под воздействием ювенильных флюидов, поступавших из недеплетированной мантии; А.А. Конев с соавторами (1996) считают возможной контаминацию расплавов-растворов при их прохождении сквозь породы архейского кристаллического фундамента. Нельзя не отметить, однако, поразительное сходство изотопного состава стронция в породах Мурунского магматического ареала (особенно чароитовых пород и карбонатитов) и окружающих позднедокембрийских карбонатов, в которых среднее значение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7083 \pm 0,001$ (табл. 3.6.8) (Покровский, Виноградов, 1990; Виноградов и др., 1996; Горохов и др., 1995). Вряд ли такое совпадение случайно. По нашему мнению, оно свидетельствует о том, что магмы и флюиды, принимавшие участие в формировании пород Мурунского магматического ареала, взаимодействовали не с гипотетическими глубинными резервуарами, а с породами непосредственного окружения.

Таблица 3.6.8

Изотопные характеристики карбонатных скарнов, ксенолитов и неизмененных осадочных пород Мурунского ареала и его окружения

№ обр.	Порода	^{87}Sr/^{86}Sr	Rb, ppm	Sr, ppm	^{87}Rb/^{86}Sr	(^{87}Sr/^{86}Sr)$_0$	δ^{18}O	δ^{13}C
Мурунский ареал								
23/84	кп	–	–	–	–	–	7,6	–
35/84	кс	0,71511	29	210	0,39	0,71436	15,5	–4,0
36/84	кс	0,71159	92	170	1,54	0,70866	10,0	–7,5
91/84	ми	0,71211	4,4	170	0,07	0,71197	17,3	0,8
98/84	ск	0,70968	<1	410	<0,001	0,70968	13,2	–6,2
101/84	ск	0,71476	<1	280	<0,001	0,71476	20,4	2,2
Река Чара								
С-419	ди	0,71354	–	161	–	≤0,71354	13,8	–3,7
С-435	ди	–	–	–	–	–	21,2	–2,8
С-447	ди	0,70787	–	508	–	≤0,70787	20,3	–3,8
С-463	ди	–	–	–	–	–	21,3	–9,7
С-468	ди	0,70822	–	379	–	≤0,70822	20,9	–10,4
С-472	ди	–	–	–	–	–	22,9	–9,6
С-475	ди	0,70917	–	174	–	≤0,70917	14,1	–7,1
С-484	ди	–	–	–	–	–	23,4	–9,1
С-488	ди	–	–	–	–	–	16,6	–4,0
С-490	ди	0,70837	–	158	–	≤0,70837	18,8	–2,7
С-512	ди	0,70924	–	63	–	≤0,70924	22,9	–9,5
Уринское поднятие								
Среднее	ди	0,7083 ±0,001	–	–	–	–	20,4 ±1,5	–9,3 ±2
Разброс	–	0,70727 – 0,71051	–	100– 2999	–	–	17,0÷ 23,5	–5,4÷ –12,8

Примечание. кп – кварцитовидный песчаник; кс – рихтеритсодержащий карбонатный ксенолит из щелочных сиенитов Большемурунского массива; ми – мраморизованный известняк экзоконтактовой зоны Маломурунского массива; ск – карбонатные скарны экзоконтактовой зоны Большемурунского массива; ди – доломитовые известняки. Образцы с р. Чара относятся к кумулахской, токинской, торгинской и пестроцветной свитам; Уринского поднятия – никольской и ченчинской свитам (Покровский, Герцев, 1993; Виноградов и др., 1996)

Кислород. В изотопном составе кислорода между ультракалиевыми массивами Байкало-Становой зоны наблюдаются не менее значительные различия, чем в изотопном составе стронция. Валовые пробы основных разновидностей пород Сыннырского массива – пуласкитов, шонкинитов, сыннырнтов, псевдолейцитовых и нефелиновых сиенитов, а также граносиенитов располагаются в относительно узком интервале величин $\delta^{18}O = 8{,}0 \div 8{,}8$ (табл. 3.6.9). Все эти породы заметно обогащены "коровым" изотопом ^{18}O по отношению к мантии и не могут рассматриваться как неконтаминированные дифференциаты мантийной магмы. Вместе с тем среди пород основных магматических фаз нет значительных различий по степени контаминированности. Их дифференциация, очевидно, осуществлялась в относительно изолированной системе, что хорошо согласуется с данными по изотопному составу стронция. Принципиально важно, что мончикит, характеризующийся относительно низким начальным отношением ($^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, отличается от названных выше пород и по изотопному составу кислорода ($\delta^{18}O = 5{,}9‰$).

Фракционирование $\Delta^{18}O$ между сосуществующими минералами в породах Сыннырского массива не обнаруживает значительных отклонений от термодина-

Таблица 3.6.9

Изотопный состав кислорода в валовых пробах пород массивов Сынныр и Бурпала

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$	№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$
Сыннырский массив					
ж-93/77	п	8,6	ж-203/77	плнс	8,8
ж-95/77	п	8,4	65/87	снс	8,7
ж-299/77	п	8,3	ммп-10/80	мс	4,0
ж-246/87	п	8,0	ммп-11	мс	8,2
ммп	п	8,75	ж-1616/80	мс	6,8
ж-32/87	ш	8,1	ж-198/77	гс	8,6
ммп-5	ш	8,2	ж-194/77	г	8,8
ж-3-19/87	ш	8,0	ж-19/90	ар	8,2
10/87	с	8,4	13а/87	ар	8,0
ммп-4	с	8,2	ж-8-13/87	мч	5,9
13/87	нс	8,2	ж-35а	рч	9,5
ммп-12/80	нс	8,0			
Массив Бурпала					
35/87	п	7,9	44/87	гс	6,2
36/87	п	8,0	51/87	гс	7,3
37/87	г	7,2			

Примечание. п – пуласкит; ш – шонкинит; с – сыннырит; нс – нефелиновый сиенит; плнс – псевдолейцитовый нефелиновый сиенит; снс – содалитовый нефелиновый сиенит; мс – метасоматит; мч – мончикит; рч – рисчорит; гс – граносиенит; г – гранит; ар – апатит жильный

Таблица 3.6.10

Изотопный состав кислорода в сосуществующих минералах и равновесные температуры пород Сыннырского массива

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$						*T*, °С	
		Or	Px	Ap	Bi	Mt	Mu	Or–Bi	Or–Mt
ММП-4/80	с	8,3	–	–	4,7	1,5	–	532	549
ММП-5/80	ш	9,4	7,7	7,2	6,1	3,4	–	562	602
ММП-7/80	п	9,1	7,7	7,7	6,5	3,0	–	650	595
ММП-8/80	п	8,8	6,5	7,5	5,3	2,4	–	542	575
ММП-9/80	щс	9,5	7,5	8,4	4,7	2,8	–	437	556
ММП-10/80	мс	8,6	–	6,4	4,4	0,9	–3,0	479	510
ММП-12/80	нс	9,1	6,7	7,4	5,0	2,4	–	487	556

Примечание. с – сыннырит; ш – шонкинит; п – пуласкит; щс – щелочной сиенит; мс – метасоматит; нс – нефелиновый сиенит.

мического равновесия. Изотопно-кислородные температуры, рассчитанные по парам ортоклаз–биотит находятся в интервале 435–650 °С и ортоклаз–магнетит 510–602 °С (табл. 3.6.10). По этим параметрам щелочные породы Сыннырского массива значительно ближе к гранитоидам, чем к плутоническим породам основного состава, для которых типичны изотопно-кислородные температуры порядка 800 °С. Отметим, что температуры, рассчитанные для шонкинита и пуласкита заметно выше температур, рассчитанных для щелочного нефелинового сиенита и сыннырита. Это обстоятельство не особенно хорошо согласуется с предполагаемым ранним, наиболее высокотемпературным образованием сынныритовых пластов и линз в результате всплывания лейцита (Орлова и др., 1993).

Светлослюдистые метасоматиты Сыннырского массива, безусловно, не являются продуктами автометасоматоза: они обнаруживают типичное для пород, испытавших воздействие термальных вод поверхностного происхождения, обеднение изотопом ^{18}O и появление неравновесного с другими минералами аномально легкого мусковита (обр. ММП-10/80, см. табл. 3.6.10). Несколько необычным является то, что обеднен изотопом ^{18}O в метасоматите только мусковит, тогда как ортоклаз, который также неустойчив к гидротермальному воздействию, находится в равновесии с темноцветными минералами. По-видимому, это связано с особенностями состава флюида – неравновесного с породой по изотопному, но, возможно, равновесного по химическому составу.

Породы Южно-Сакунского массива резко обеднены ^{18}O по сравнению с аналогичными породами Сынныра (табл. 3.6.11). В них также заметно шире (даже если исключить граносиениты и ленточные псевдолейцитовые сиениты, генезиса кото-

Таблица 3.6.11

Изотопный состав кислорода в валовых пробах пород Южно-Сакунского массива

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$	№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$
ж-83/87	л	4,2	ж-56/84	сп	5,3
ж-97/87	л	3,8	ж-88/87	сп	4,1
ж-112/87	мп	4,1	ж-178/87	сп	3,6
ж-166/87	п	4,8	с-101/84	п	5,0
ж-109/87	плнс	5,0	ж-198/87	лплс	1,1
ж-187/87	офшс	5,9	ж-164/87	лплс	–0,6
ж-137/87	с	5,1	ж-131/87	лплс	2,9
ж-206/87	с	5,6	69/90	лплс	1,7
ж-210/87	пс	5,9	70/90	лплс	2,2
ж-130/87	гс	7,6	71/90	лплс	0,5
ж-87/87	гс	6,9	72/90	лплс	2,3
рп-18/84	мс	4,5	76/90	лплс	3,2
с-116/86	мс	4,6	84/90	лплс	0,8
ж-22/84	мс	4,9	88/90	лплс	2,9

Примечание. л – лузитанит; мп – мезопуласкит; п – пуласкит; плнс – псевдолейцитовый нефелиновый сиенит; офшс – очковый фельдшпатоидный сиенит; с – сыннырит; гс – граносиенит; мс – метасоматит; сп – слюдистый пироксенит; п – пироксенит; лплс – ленточный псевдолейцитовый сиенит; пс – полевошпатовый сыннерит

Таблица 3.6.12

Изотопный состав кислорода в минералах и равновесные температуры пород Южно-Сакунского массива

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$				T, °C
		Or	Px	Ap	Bi	Or-Bi
сгп-11	п	5,3	–	3,8	2,1	573
сгп-14	с	5,8	–	–	1,1	443
сгп-15	п	–	4,5	4,6	4,7	–
Ж-56	п	–	5,8	5,4	5,2	–
сгп-16	плс	5,8	–	3,8	2,0	513
ан-169	плс	6,4	4,3	3,8	2,4	495
ж-58	фшс	5,9	–	–	0,9	424

Примечание. п – пуласкит; с – сыннырит; плс – псевдолейцитовый сиенит; фшс – фельдшпатоидный сиенит рых мы коснемся позже) вариации $\delta^{18}O$: 3,8+5,9‰. Вместе с тем, фракционирование $\Delta^{18}O$ в системе ортоклаз–пироксен–апатит–биотит в породах основных магматических фаз Южно-Сакунского массива характеризуется практически теми же величинами и соответствует тем же температурам, какие были рассчитаны для Сыннырского массива (табл. 3.6.12), что не позволяет связывать их обеднение ^{18}O с постмагматическими преобразованиями. Исключение составляют лишь апатитсодержащие слюдистые пироксениты с повышенными начальными отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$, в которых биотит не равновесен с пироксеном и апатитом. Очевидно, это метасоматизированные породы, не комагматичные с породами расслоенного комплекса.

Изотопный состав кислорода в породах Южно-Сакунского массива обнаруживает отчетливую корреляцию с содержанием K_2O и статистически менее достоверную корреляцию с содержанием SiO_2 (рис. 3.6.5). Угол наклона зависимостей величин $\delta^{18}O$ от K_2O и SiO_2 значительно больше, чем в неконтаминированных известково-щелочных сериях, рассмотренных в предыдущих разделах, и, если бы мы имели дело с известково-щелочными породами, кристаллизационная дифференциация которых протекает при температурах не менее 900 °С, мы должны были бы заключить, что в процессе дифференциации система не оставалась закрытой. В отношении пород Южно-Сакунского массива такой вывод вошел бы в некоторое противоречие с данными по изотопному составу стронция. По-видимому, необходимо допустить, что здесь мы сталкиваемся с необычными условиями дифференциации, которая осуществлялась при очень высокой активности воды, обеспечивавшей транспортировку и изотопный обмен при относительно низких (менее 700 °С) температурах в масштабе всей интрузии.

Чрезвычайно интересной особенностью Южно-Сакунского массива является то, что большая часть слагающих его пород имеет более низкие, чем в мантии, значения $\delta^{18}O < 5$‰. Рассчитать средневзвешенный изотопный состав кислорода, не располагая точными сведениями об относительном объеме различных дифференциатов, достаточно сложно. Если ориентироваться на породы основного состава (такие, как лузитаниты), можно заключить, что средневзвешенные величины $\delta^{18}O$ в Южно-Сакунском массиве располагаются в интервале 4,5–5,0, т.е. на 0,5–1‰ ниже, чем в базальтах срединно-океанических хребтов. Такого рода смещения, как уже неоднократно говорилось ранее, связаны с воздействием вод поверхностного происхождения. Фракционирование изотопов кислорода между сосуществующими минералами дает возможность определить, когда произошло взаимодействие с поверхностными водами: на магматической или постмагматической стадии.

Обеднение магм, которыми был сформирован Южно-Сакунский массив, изотопом ^{18}O может быть связано с одной из трех причин: прямым проникновением подземных вод поверхностного происхождения в магму; ассимиляцией магмой гидротермально измененных пород; плавлением (полным или частичным) гидротермально измененных пород. Если первые два процесса специфически коровые, то последний может реализовываться, как в коре, так и мантии. Хотя полностью исключить возможность погружения в мантию гидротермально измененных пород и последующее проявление этого события в формировании магм с аномальным изотопным составом нельзя, мы склонны думать, что в данном случае был реализован один из первых двух механизмов. Не вызывает сомнений, что формирование Южно-Сакунского массива сопровождалось интенсивной гидротермальной деятельностью, в которую были вовлечены главным образом воды атмосферного происхождения. Об этом свидетельствуют данные по изотопному составу водорода, рассмотренные ниже, и, что более важно – широкое распространение в пределах массива ленточных псевдолейцитовых сиенитов, характеризующихся аномально низкими значениями $\delta^{18}O$: –0,6 + 2,9‰ (см. табл. 3.6.11). Нам не удалось выяснить, что представляют из себя эти породы: ксенолиты или деформированные жилы, которые служили каналами для гидротермальных потоков. Они рассеяны в

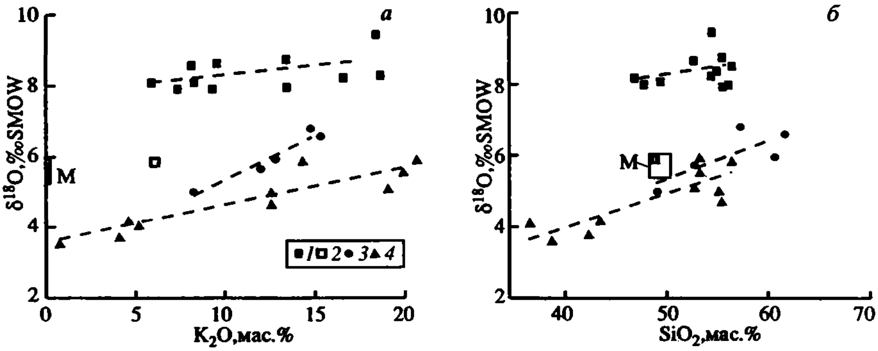


Рис. 3.6.5. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний K_2O (*а*) и SiO_2 (*б*) в Сыннырском (*1, 2*), Маломурунском (*3*) и Южно-Сакунском (*4*) массивах

1, 3, 4 – породы основных магматических фаз; *2* – мончикиты Сыннырского массива; М – состав базальтов срединно-океанических хребтов

большом количестве (без специальных усилий мы отобрали образцы из нескольких десятков проявлений) по всему массиву в виде линз или блоков размером обычно в первые метры. Визуально ленточные псевдолейцитовые сиениты чрезвычайно напоминают фенитизированные сланцы, которыми они, однако, вряд ли являются, так как по химическому составу не отличимы от псевдолейцитовых сиенитов расслоенного комплекса и, кроме того, лежат на общей с ними изохроне.

Примечательной особенностью ленточных сиенитов является грубая обратная корреляция изотопного состава кислорода и концентраций K_2O (рис. 3.6.6), которая показывает, что калий активно переносился термальными растворами. Можно предположить, что гидротермальные потоки, ответственные за образование ленточных сиенитов, сосуществовали с магмой, внедрением которой были инициированы. В такой ситуации возможна, как ассимиляция гидротермально измененных пород, которые могли, например, слагать эндоконтактную зону интрузии, так и прямое проникновение воды в магму. Ассимиляция твердого материала по соображениям материального баланса (необходимо допустить ассимиляцию как минимум 20% гидротермально измененных пород) представляется менее вероятной. Она вряд ли могла существенно изменить химический состав магмы и должна была работать как фактор, ограничивающий длительность и эффективность внутрикамерной дифференциации. Наблюдаемый сдвиг изотопного состава кислорода может быть достигнут поглощением значительно меньшего относительного объема (5–8%) поверхностных вод. Важным сопутствующим обстоятельством в этом случае могла быть флюидизация магмы, которая обеспечила ее длительную и эффективную дифференциацию.

Магматические породы Мурунского ареала занимают по изотопному составу кислорода промежуточное положение между Сыннырским и Южно-Сакунским массивами (см. рис. 3.6.5). В сиенитах Малого Муруна средние значения $\delta^{18}O$ = = 6,3 ± 0,4‰, что примерно на 1‰ выше, чем в сходных по составу породах Южно-Сакунского массива и на 2‰ ниже, чем в таких же породах Сыннырского массива. Большемурунский массив по изотопному составу кислорода практически неотличим от Маломурунского. Для обоих массивов наблюдается корреляция величин $\delta^{18}O$ и содержаний SiO_2, сходная по наклону с той, которая отмечена для Южно-Сакунского массива. Если предположить, что исходная недифференцированная магма имела базальтоидный состав, можно заключить, что она по изотопному составу кислорода мало отличалась от таковой срединно-океанических хребтов. В лампроитах значения $\delta^{18}O$ (6,7 и 7,6‰) несколько выше – очевидно, они не могут рассматриваться как прототипы исходной магмы. Существует, однако, большая вероятность, что эти породы испытали постмагматические преобразования.

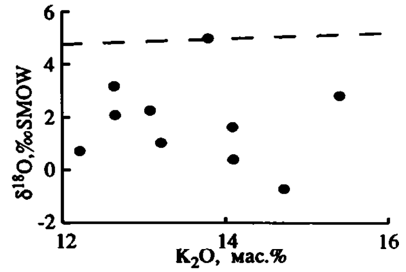


Рис. 3.6.6. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний K_2O в ленточных псевдолейцитовых сиенитах (ксенолитах?) Южно-Сакунского массива

Пунктир – породы основных магматических фаз

Признаком коровой контаминации пород Мурунского ареала является большой разброс величин $\delta^{18}O$. Характерно, что наиболее значительные вариации $\delta^{18}O$: 5,0 ÷ 8,1‰ наблюдаются в чароитолитах, хотя эти породы имеют относительно однообразный (по сравнению с породами расслоенного комплекса) химический состав. Примерно в тех же пределах (6,0–8,1‰) изменяются значения $\delta^{18}O$ в карбонатитах (см. табл. 3.6.7). Очень слабо отличаются "магматические" карбонатиты от рихтеритсодержащих карбонатитоподобных метасоматитов ($\delta^{18}O$: 7,5 ÷ 9,5‰), первично-осадочные изотопные метки которых почти полностью утрачены.

Температуры образования рихтеритсодержащих карбонатитов, если судить по фракционированию изотопов кислорода между кальцитом и рихтеритом, достигали 750–800 °C (табл. 3.6.13). Разброс величин $\Delta^{18}O_{(\text{кальцит-рихтерит})}$ вряд ли отражает реальные термические различия, поскольку определяется главным образом колебаниями изотопного состава кислорода в кальците. Тем не менее, формально рассчитанные минимальные температуры (450–500 °C) можно рассматривать как нижний предел формирования рихтеритовых карбонатитов. Значительно более низкой температуре (225 °C) соответствует фракционирование изопов кислорода между кварцем и кальцитом в кварцсодержащем карбонатите. Хотя пара кварц–кальцит не может считаться хорошим изотопным термометром, приведенная выше температура заведомо исключает магматический генезис этой породы.

В координатах $\delta^{18}O$–$(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ породы Мурунского ареала обнаруживают грубую корреляцию, показывающую, что они представляют собой, по-видимому, двухкомпонентную смесь (рис. 3.6.7). Если соотнести этот тренд с изотопными характеристиками вероятного источника магм и контаминантов (рис. 3.6.8), можно прийти к выводу, что породы кристаллического фундамента вряд ли принимали заметное участие в формировании как щелочных пород, так и карбонатитов. Наиболее вероятным контаминантом в этом, как и во многих предыдущих случаях, является высокостронциевый флюид, характеризующийся примерно такими же, как вмещающие карбонатные породы, отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и значениями $\delta^{18}O > 10‰$.

Таблица 3.6.13

Фракционирование изотопов кислорода между сосуществующими минералами и равновесные температуры в карбонатитах Мурунского ареала

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$			*T*, °C	
		Q	Ca	Ri	Q-Ca	Ca-Ri
4/84	р	–	7,5	5,9	–	798
6/84	р	–	9,0	6,6	–	625
8/84	р	–	9,5	6,5	–	539
83/84	р	–	8,1	6,6	–	827
64/84	кв	8,9	7,0	–	225	–

Примечание. р – рихтеритовый карбонатит; кв – кварцсодержащий карбонатит

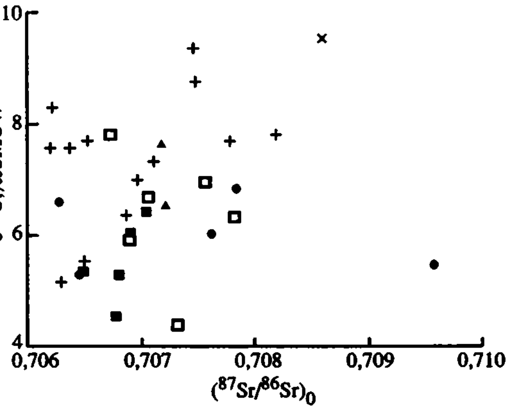


Рис. 3.6.7. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах Мурунского магматического ареала

Условные обозначения см. на рис. 3.6.4 Чтобы исключить влияние на изотопный состав кислорода химического состава пород (см. рис. 3.6.5), величины $\delta^{18}O$ нормализованы к 65% SiO_2 по формуле $\delta^{18}O_{норм} = \delta^{18}O_{измер} + 0.03‰ (65\text{–}SiO_{2измер})$

Определить отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в исходной магме в данном случае не представляется возможным. Можно утверждать лишь, что они были ниже 0,706. Взаимодействие с чрезвычайно контрастными вмещающими породами не могло не найти отражение в широких колебаниях изотопного состава кислорода во флюиде. Вариации величин $\delta^{18}O$ в чароитах и рихтерит-карбонатных породах, гидротермально-метасоматическое происхождение которых представляется более чем вероятным, определяется, по-видимому, главным образом этим обстоятельством.

Примечательна в этом смысле корреляция значений $\delta^{18}O$ и концентраций стронция в чароитах и рихтерит-карбонатных породах (рис. 3.6.9), не характерная для других пород Мурунского ареала. Можно предположить, что метасоматиты с наиболее высокими концентрациями стронция формировались при относительно высоких отношениях В/П, т.е. в условиях более интенсивного подтока рассола, нежели породы, в которых концентрации этого элемента ниже.

Углерод. Карбонатиты и карбонатитоподобные породы Мурунского ареала обнаруживают значительный разброс величин $\delta^{13}C$: –6,3 ÷ –9,2‰ (рис. 3.6.10) и некоторое общее обеднение изотопом ^{13}C по сравнению с "классическими" карбонатитами. На первый взгляд такое обеднение может показаться не существенным, тем не менее отмеченный сдвиг не может быть ни результатом дегазации или фракционирования карбонатитовой магмы, ни результатом ее контаминации обычными осадочными карбонатами.

В поисках объяснения этого феномена мы провели широкое опробование вмещающих массив осадочных карбонатов, которое вылилось впоследствии в самостоятельную работу (Покровский, Герцев, 1993). Оказалось, что на огромной территории, охватывающей Уринское поднятие и западный склон Алданского щита, позднедокембрийские осадочные карбонаты, относимые к никольской (жуинской), ченчинской и торгинской свитам общей мощностью до 1000 м, характеризуются аномально низкими значениями $\delta^{13}C$: –8 ÷ –12‰ (см. табл. 3.6.8). Нигде на Земле в соизмеримых объемах

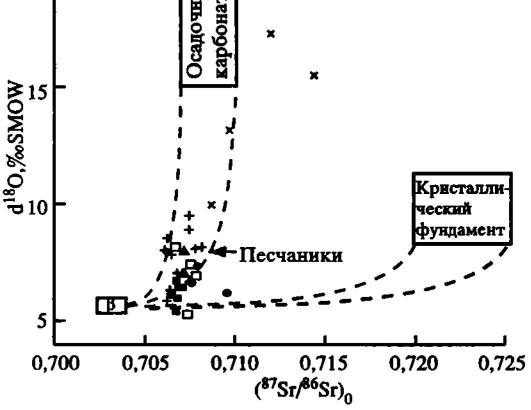
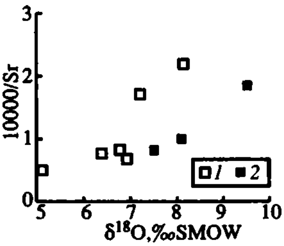


Рис. 3.6.8. Положение пород Мурунского магматического ареала и вмещающих пород на Sr-O-изотопной диаграмме

β – поле наиболее распространенных щелочных базальтоидов.

Условные обозначения см. на рис. 3.6.4



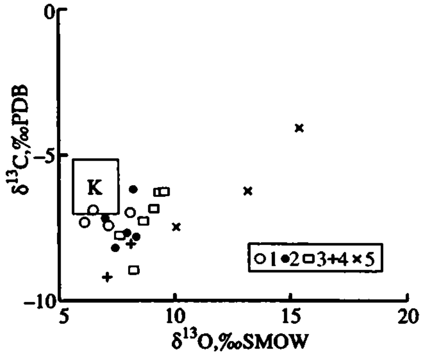


Рис. 3.6.9. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний стронция в чароитовых породах (*1*) и рихтеритсодержащих карбонатитах (*2*)

Рис. 3.6.10. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах Мурунского ареала

Карбонатиты: *1* – стронцианит-барит-кальцитовые, *2* – кальцитовые, *3* – рихтеритовые, *4* – кварцсодержащие, *5* – карбонатные ксенолиты в сиенитах, скарны; К – поле типичных неизмененных карбонатитов

карбонаты со столь низкими значениями $\delta^{13}C$ не известны. Среди морских осадочных образований глобальные отрицательные изотопно-углеродные аномалии отмечаются в периоды крупных перестроек природной среды – на границах мела и палеогена, перми и триаса, венда и кембрия. Происхождение этих аномалий связывается с избыточным поступлением в атмосферу и гидросферу CO_2 органического происхождения (Покровский, 1996). Их амплитуда обычно ограничена величинами $\delta^{13}C$ = = –5 ÷ –7‰, а мощность – первыми десятками метров.

Ранее (Покровский, Герцев, 1993) мы предположили, что причиной резкого обеднения тяжелым изотопом углерода позднерифейских карбонатов Уринского поднятия и западного склона Алданского щита являются катагенетические преобразования, в которых чрезвычайно активную роль играла углекислота органического происхождения. Нельзя, однако, сказать, что такое объяснение нас вполне удовлетворяет. Оно плохо согласуется с огромными размерами аномалии, ее выдержанностью по мощности и простиранию, отсутствием выразительных признаков перекристаллизации и переотложения карбонатного материала. Не исключено, что изотопно-легкая углекислота, образовывавшаяся в осадках, в больших количествах попадала в водную толщу бассейна седиментации и карбонаты уже на стадии осадконакопления имели аномальный изотопный состав углерода, хотя и в этом случае возникают трудно разрешимые вопросы, на которых нет смысла останавливаться в данной работе. Несомненным представляется то, что осадочные толщи, вмещающие Мурунский массив, в больших количествах содержали органическое вещество и то, что большая часть этой органики была окислена на стадии эпигенеза. Необходимым условием этого процесса является наличие эквивалентных количеств окислителя, которым, по нашему мнению, могли быть только сульфатные рассолы, поскольку окислы марганца и железа содержатся в карбонатных породах в незначительном количестве. Источником рассолов могли быть как венд–раннекембрийские соленосные отложения, широко распространенные на юге Средней Сибири, так и более древние, в настоящее время полностью уничтоженные. Важным моментом является то, что наличие сульфат-иона препятствует накоплению в растворе стронция (так как сульфат стронция практически не растворим), и, таким образом, сульфат-редукция и образование изотопно-легкой углекислоты является необходимым условием формирования высокостронциевых рассолов.

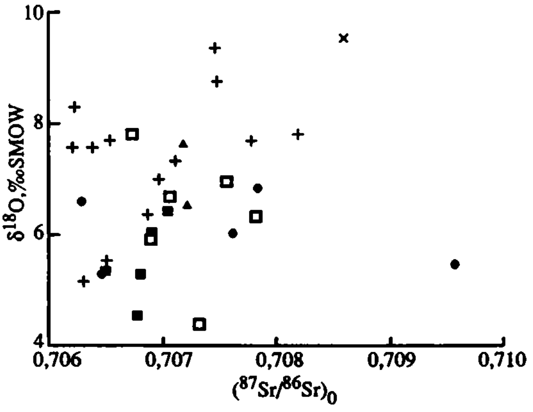


Рис. 3.6.7. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в породах Мурунского магматического ареала

Условные обозначения см. на рис. 3.6.4 Чтобы исключить влияние на изотопный состав кислорода химического состава пород (см. рис. 3.6.5), величины $\delta^{18}O$ нормализованы к 65% SiO_2 по формуле $\delta^{18}O_{норм} = \delta^{18}O_{измер} + 0.03‰ (65–SiO_{2измер})$

Определить отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в исходной магме в данном случае не представляется возможным. Можно утверждать лишь, что они были ниже 0,706. Взаимодействие с чрезвычайно контрастными вмещающими породами не могло не найти отражение в широких колебаниях изотопного состава кислорода во флюиде. Вариации величин $\delta^{18}O$ в чароитах и рихтерит-карбонатных породах, гидротермально-метасоматическое происхождение которых представляется более чем вероятным, определяется, по-видимому, главным образом этим обстоятельством.

Примечательна в этом смысле корреляция значений $\delta^{18}O$ и концентраций стронция в чароитах и рихтерит-карбонатных породах (рис. 3.6.9), не характерная для других пород Мурунского ареала. Можно предположить, что метасоматиты с наиболее высокими концентрациями стронция формировались при относительно высоких отношениях В/П, т.е. в условиях более интенсивного подтока рассола, нежели породы, в которых концентрации этого элемента ниже.

Углерод. Карбонатиты и карбонатитоподобные породы Мурунского ареала обнаруживают значительный разброс величин $\delta^{13}C$: –6,3 ÷ –9,2‰ (рис. 3.6.10) и некоторое общее обеднение изотопом ^{13}C по сравнению с "классическими" карбонатитами. На первый взгляд такое обеднение может показаться не существенным, тем не менее отмеченный сдвиг не может быть ни результатом дегазации или фракционирования карбонатитовой магмы, ни результатом ее контаминации обычными осадочными карбонатами.

В поисках объяснения этого феномена мы провели широкое опробование вмещающих массив осадочных карбонатов, которое вылилось впоследствии в самостоятельную работу (Покровский, Герцев, 1993). Оказалось, что на огромной территории, охватывающей Уринское поднятие и западный склон Алданского щита, позднедокембрийские осадочные карбонаты, относимые к никольской (жуинской), ченчинской и торгинской свитам общей мощностью до 1000 м, характеризуются аномально низкими значениями $\delta^{13}C$: –8 ÷ –12‰ (см. табл. 3.6.8). Нигде на Земле в соизмеримых объемах

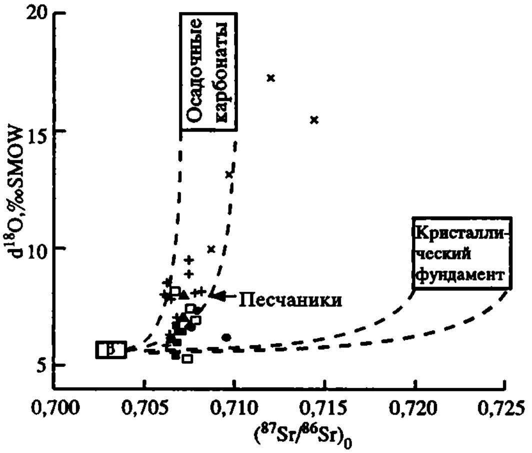
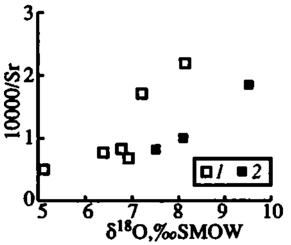


Рис. 3.6.8. Положение пород Мурунского магматического ареала и вмещающих пород на Sr-O-изотопной диаграмме

β – поле наиболее распространенных щелочных базальтоидов.

Условные обозначения см. на рис. 3.6.4



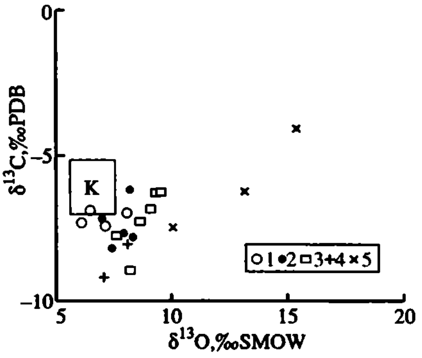


Рис. 3.6.9. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний стронция в чароитовых породах (*1*) и рихтеритсодержащих карбонатитах (*2*)

Рис. 3.6.10. Соотношение изотопного состава кислорода и углерода в карбонатитах Мурунского ареала

Карбонатиты: *1* – стронцианит-барит-кальцитовые, *2* – кальцитовые, *3* – рихтеритовые, *4* – кварцсодержащие, *5* – карбонатные ксенолиты в сиенитах, скарны; К – поле типичных неизмененных карбонатитов

карбонаты со столь низкими значениями $\delta^{13}C$ не известны. Среди морских осадочных образований глобальные отрицательные изотопно-углеродные аномалии отмечаются в периоды крупных перестроек природной среды – на границах мела и палеогена, перми и триаса, венда и кембрия. Происхождение этих аномалий связывается с избыточным поступлением в атмосферу и гидросферу CO_2 органического происхождения (Покровский, 1996). Их амплитуда обычно ограничена величинами $\delta^{13}C = = -5 \div -7‰$, а мощность – первыми десятками метров.

Ранее (Покровский, Герцев, 1993) мы предположили, что причиной резкого обеднения тяжелым изотопом углерода позднерифейских карбонатов Уринского поднятия и западного склона Алданского щита являются катагенетические преобразования, в которых чрезвычайно активную роль играла углекислота органического происхождения. Нельзя, однако, сказать, что такое объяснение нас вполне удовлетворяет. Оно плохо согласуется с огромными размерами аномалии, ее выдержанностью по мощности и простиранию, отсутствием выразительных признаков перекристаллизации и переотложения карбонатного материала. Не исключено, что изотопно-легкая углекислота, образовывавшаяся в осадках, в больших количествах попадала в водную толщу бассейна седиментации и карбонаты уже на стадии осадконакопления имели аномальный изотопный состав углерода, хотя и в этом случае возникают трудно разрешимые вопросы, на которых нет смысла останавливаться в данной работе. Несомненным представляется то, что осадочные толщи, вмещающие Мурунский массив, в больших количествах содержали органическое вещество и то, что большая часть этой органики была окислена на стадии эпигенеза. Необходимым условием этого процесса является наличие эквивалентных количеств окислителя, которым, по нашему мнению, могли быть только сульфатные рассолы, поскольку окислы марганца и железа содержатся в карбонатных породах в незначительном количестве. Источником рассолов могли быть как венд–раннекембрийские соленосные отложения, широко распространенные на юге Средней Сибири, так и более древние, в настоящее время полностью уничтоженные. Важным моментом является то, что наличие сульфат-иона препятствует накоплению в растворе стронция (так как сульфат стронция практически не растворим), и, таким образом, сульфат-редукция и образование изотопно-легкой углекислоты является необходимым условием формирования высокостронциевых рассолов.

Таблица 3.6.14

Изотопный состав водорода в породах и минералах К-щелочных массивов

№ обр.	Порода	Проба	δD	H_2O, мас.%	№ обр.	Порода	Проба	δD	H_2O, мас.%
Сыннырский массив					Мурунский массив				
ММП-4	с	bi	–78	3,30	6/84	рк	ri	–118,5	
ММП-5	ш	bi	–82	3,18	8/84	рк	ri	–120,5	
ММП-8	п	bi	–78	3,18	79/84	рк	ri	–143	
ММП-9	щс	bi	–97	2,94	83/84	рк	ri	–112	
ММП-12	нс	bi	–84	2,84	3/84	ч	вал	–137	
ММП-10	мс	bi	–100	3,35	3а/84	ч	вал	–113	
ММП-10	мс	mu	–120	3,81	14/84	ч	вал	–125	
Южно-Сакунский массив					65/84	ч	вал	–131	
СГП-11	п	bi	–100	3,17	87/84	ч	вал	–125	
СГП-16	с	bi	–107	3,28	88/84	ч	вал	–110	
СГП-16	плс	bi	–77	3,28					
АН-169	плс	bi	–87	3,15					
Ж-58	фшс	bi	–122	3,41					
СГП-15	сп	bi	–80	3,40					
Ж-56	сп	bi	–74	3,33					

Примечание. с – сыннырит; ш – шонкинит; п – пуласкит; щм – щелочной сиенит; нс – нефелиновый сиенит; мс – метасоматит; плс – псевдолейцитовый сиенит; фшс – фельдшпатоидный сиенит; сп – слюдистый пироксенит; рк – рихтеритовый карбонатит; ч – чароитовая порода; bi – биотит; mu – мусковит; ri – рихтерит

Учитывая вышеизложенное, трудно отказаться от мысли, что такого рода рассолами, разогретыми в экзоконтактной зоне интрузий, были сформированы и рихтеритсодержащие карбонатитоподобные породы, и собственно карбонатиты, и чароиты Мурунского ареала. Мы не видим других путей образования пород, в которых содержания стронция достигают 10%. Примечательно, что в координатах $\delta^{18}O$ – $\delta^{13}C$ большая часть пород Мурунского ареала лежит на тренде, который проходит мимо поля типичных карбонатитов (см. рис. 3.6.10). Лишь стронцианит-барито-кальцитовые карбонатиты образуют ответвление от общего тренда, которое может указывать на то, что в их образовании определенную роль играла собственно вулканогенная углекислота (хотя это ответвление может иметь и случайные причины). Не вполне понятна природа корреляции значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, отчетливо проявляющаяся в остальных породах. Она может отражать как изменение температур формирования пород (те, которые отличаются наиболее низкими величинами $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, являются, соответственно, наиболее высокотемпературными, а относительно обогащенные изотопами ^{18}O и ^{13}C-низкотемпературными), так и смешение рассолов, дренирующих различные части осадочного чехла.

Водород. В биотитах, отобранных из пуласкита, шонкинита, сыннырита и нефелинового сиенита Сыннырского массива, изотопный состав водорода практически идентичен: $\delta D = -78 \div -84‰$ (табл. 3.6.14). Заметно более низкие величины δD обнаружены в биотите (–100‰) и мусковите (–120‰) из светлослюдистого метасоматита-"гидротермалита" (обр. № ММП-10) и биотите (–97‰) из щелочного сиенита (обр. № ММП-9), который также несет петрографические признаки флюидно-метасоматического генезиса. Фракционирование изотопов водорода между биотитом и мусковитом из "гидротермалита" не отвечает термодинамическому равновесию, из чего можно заключить, что в их образовании принимали участие флюиды различного генезиса.

Вода, равновесная с мусковитом, должна была иметь $\delta D < -100‰$, что с определенностью указывает на ее атмосферное происхождение. Изотопный состав

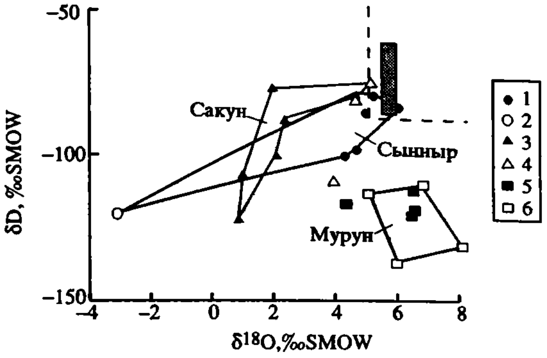


Рис. 3.6.11. Соотношение изотопного состава кислорода и водорода в породах К-щелочных массивов

1, 2: Сыннырский массив (*1* – биотиты, *2* – мусковит); *3, 4*: Южно-Сакунский массив (*3* – биотиты из пород основных магматических фаз, *4* – биотиты из слюдистых пироксенитов); *5, 6*: Мурунский массив (*5* – рихтерит из карбонатитов, *6* – валовые пробы чароитовых пород); заштрихованный прямоугольник – БСОХ; пунктир – "угол" поля метаморфогенных вод

водорода в породах расслоенного комплекса, которые по этому параметру мало отличаются от гранитоидов, не поддается однозначной интерпретации. Формально он близок к величинам, характерным для базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 3.6.11), но вряд ли этот факт можно рассматривать как признак генетического родства. Более вероятным представляется участие в формировании массива метаморфогенных флюидов и весьма маловероятным – магматических вод субдукционного типа. В целом, вариации изотопного состава водорода в породах Сыннырского массива могут быть интерпретированы в рамках стандартной двухстадийной модели: сначала в камеру поступил расплав, в котором содержалось некоторое количество собственно магматической воды, а после кристаллизации породы испытали воздействие термальных вод атмоферного генезиса. Возможна и несколько иная схема. Гидротермальная система, вызванная внедрением интрузии, могда иметь двухъярусное строение, причем на верхнем ярусе доминировали воды атмосферного происхождения, а на нижнем – формационные рассолы и воды метаморфогенного происхождения.

Смешение флюидов различной природы отчетливо проявляется также в изотопном составе водорода пород, слагающих Южно-Сакунский массив. Общий разброс величин $\delta D = -122 \div -74$‰ охватывает здесь примерно тот же интервал, что и на Сынныре. На одном конце этого интервала располагаются слюдистые пироксениты ($\delta D = -74 \div -80$‰), а на другом – пуласкит, сыннырит и фельдшпатоидный сиенит ($\delta D = -100 \div -122$‰). Особенностью Южно-Сакунского массива является то, что низкие значения δD обнаружены здесь в породах расслоенного комплекса, не несущих каких-либо признаков гидротермально-метасоматических изменений. Этот факт хорошо согласуется с рассмотренными выше данными по изотопному составу кислорода, которые позволяют предположить прямое проникновение изотопно-легких атмосферных вод в магму на стадии формирования расслоенного комплекса. Участие флюидов предположительно метаморфогенного генезиса наиболее отчетливо проявлено в слюдистых пироксенитах Южно-Сакунского массива, характеризующихся также повышенными (по сравнению с породами расслоенного комплекса) отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и значениями $\delta^{18}O$, но ощущается и в псевдолейцитовых сиенитах.

В пределах Мурунского ареала изотопный состав водорода был определен лишь в валовых пробах чароитолитов и рихтеритах из карбонатитоподобных пород. Значения δD в них очень сходны: $-110 \div -137$ и $-112 \div -143$‰, соответственно (см. табл. 3.6.14). Не приходится сомневаться в том, что эти породы сформированы одинотипными растворами атмосферного происхождения. Как отмечено ранее, мы считаем гидротермально-метасоматическое образование чароитов более вероятным. Стоит, однако, заметить, что этот вывод не вытекает однозначно из изотопных данных, хотя и хорошо согласуется с ними. Метасоматоз как способ формирования вещественного состава того или иного объекта (именно этот вопрос освещают изотопные данные) следует отличать от метасоматоза как механизма формирования породы в качестве петрографического феномена. При определенных обстоятельствах воздействие термальных вод может, очевидно, привести к переплавлению породы, однако изотопные данные к этой проблеме не имеют прямого отношения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Происхождение ультракалиевых пород принадлежит к числу наиболее сложных проблем петрологии. Сходство химического и минерального состава как будто указывает на однотипный, предположительно мантийный, источник высококалиевых магм и сходные механизмы их дифференциации. Однако большой разброс изотопных характеристик плохо согласуется с единым источником. В некоторых случаях (например, для Сыннырского массива) есть основания предполагать, что исходная магма претерпела в камере значительную трансформацию изотопного состава, связанную с контаминацией коровым материалом. По мнению большинства исследователей (Калиевый..., 1990; Орлова и др., 1992, 1993; Кононова и др., 1995; Конев и др., 1996; Первов и др., 1997; Кондрашов и др., 1998), исходная магма, в результате дифференциации которой были образованы рассмотренные выше интрузивные комплексы, имела щелочно-базитовый состав и проникла в верхние горизонты земной коры из мантии, не претерпев заметной контаминации. На основании данных по изотопному составу стронция и неодима, а также геохимии редких элементов, была сформулирована гипотеза, согласно которой источник калиевых расплавов центральной и западной частей Алданского щита был сформирован в раннем докембрии, когда мантия в этом районе была метасоматизирована под воздействием флюидов, источником которых был субдуктированный коровый материал (Кононова и др., 1995; Первов и др., 1997). Реликтами древних зон субдукции, по мнению авторов этой гипотезы, могут быть зеленокаменные пояса – позднеархейско-раннепротерозойские троги, оконтуривающие Алданский щит с запада и юга, а различия в изотопном составе стронция и неодима между Южно-Сакунским и мезозойскими массивами Алданского щита связывается с возрастом их мантийных источников (1,4–1,7 млрд лет для Южно-Сакунского и 2,2–2,8 для мезойских массивов).

В эту чрезвычайно гибкую схему без труда может быть вписан и Сыннырский массив, однако ряд фактов согласуется с ней плохо. Прежде всего отметим, что рассмотренные выше массивы отличаются не только содержанием радиогенных изотопов стронция и неодима, но и изотопным составом кислорода, который не имеет отношения к возрасту как таковому. Коль скоро между изотопным составом стронция и кислорода существует связь, можно утверждать, что и отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в K-щелочных породах отражают, скорее, процесс смешения мантийного и корового материала, чем время изоляции мантийного субстрата.

Расчеты средневзвешенных составов K-щелочных интрузий показывают, что исходные базальтоидные магмы должны были содержать не менее 8% K_2O на Маломурунском массиве (Орлова, 1988) и 12–13% K_2O на Сыннырском и Южно-Сакунском массивах (Орлова и др., 1993). Однако базальты со столь высокими содержаниями K_2O встречаются крайне редко и в очень небольших объемах. Обычно содержание этого компонента в них не превышает 5–6%. Как было отмечено А.А. Коневым с соавторами (1996), K-щелочные базальты имеют исключительно миаскитовый состав ($K_2O + Na_2O < Al_2O_3$), тогда как в строении Маломурунского массива участвуют и породы агпаитового состава ($K_2O + Na_2O > Al_2O_3$). Переход от миаскитовой базальтоидной магмы к агпаитовым расплавам путем кристаллизационной дифференциации представляется маловероятным и дает основания предполагать, что в магматический очаг просачивался обогащенный щелочами флюид, который изменял химический состав расплавов (Конев и др., 1996). В свете изотопных данных такой механизм представляется наиболее вероятным.

3.7. ХИБИНЫ И ЛОВОЗЕРО

Геологии Хибин и Ловозера – крупнейших нефелинсиенитовых массивов, с которыми связаны уникальные по запасам месторождения фосфора, стронция и еще целого ряда редких элементов, посвящены многочисленные работы. В последние 10–20 лет появились данные по геохимии изотопов стронция и неодима, позволившие пролить некоторый свет на источники хибино-ловозерских магм (Когарко и др., 1981, 1983, 1986; Крамм и др., 1993; Kramm et al., 1993, 1994; Зайцев и др., 1997). В целом эти сведения не дают оснований говорить о заметной роли коровой контаминации в формировании Хибин и Ловозера, хотя и не позволяют исключить некоторую гетерогенность слагающих их пород. В определенном противоречии с этими результатами находится вывод о крупномасштабном участии в становлении Хибинского массива изотопно-легких растворов коровой природы, сделанный Ю.А. Борщевским с соавторами (1982, 1987) на основании данных по изотопному составу кислорода, опубликованных, к сожалению, в очень кратких сообщениях. Полагая, что это противоречие заслуживает проверки и более детального изучения, мы с С.М. Кравченко провели собственные исследования изотопного состава кислорода в основных породообразующих минералах пород, слагающих массивы, а также кислорода, углерода и серы в карбонатитах Хибинского массива, генетические соотношения которых со щелочными породами остаются не ясными. Ниже обсуждаются результаты этих исследований.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геологическое строение Хибинского и Ловозерского массивов изучали многочисленные исследователи, точки зрения которых по многим вопросам, касающимся геологического строения массивов и тем более их генезиса, не идентичны. Нижеследующий краткий очерк опирается главным образом на обобщающие работы А.В. Галахова (1973), И.В. Буссен и А.С. Сахарова (1972), Л.Н. Когарко (1977), О.Б. Дудкина с соавторами (1984).

Хибинский массив (рис. 3.7.1) представляет собой округлое в плане лакколитообразное тело площадью 1327 км^2 и мощностью 6–8 км. Оно состоит из серии вложенных друг в друга неполных, разомкнутых на востоке колец, сложенных телами (от периферии к центру): грубозернистых хибинитов (максимальной мощностью 6–6,5 км); трахитоидных хибинитов (до 1350 м); рисчорритов (с линзами апатит-уртитов и апатит-нефелиновых пород (до 1 км); неравнозернистых нефелиновых сиенитов (3,0–3,5 км); фойяитов, образующих тело размером 25,5 на 19 км в центральной части массива. В разрезе интрузии имеют воронкоообразную форму. В восточной части фойяитового тела в результате бурения был обнаружен карбонатитовый штокверк площадью около 2 км, перекрытый современными озерными отложениями.

Соотношение цветных минералов (пироксена и роговой обманки), нефелина и калиевого полевого шпата в натровых сиенитах (хибинитах, неравнозернистых нефелиновых сиенитах и фойяитах) закономерно меняется от периферии к центру, составляя (в среднем) 12,4; 38,5; 49,4% в хибинитах и 9,2; 30,7; 60,1% в фойяитах. Из акцессорных минералов в натровых нефелиновых сиенитах почти постоянно присутствуют эвдиалит, лампрофиллит, ринколит, сфен, апатит, титаномагнетит, астрофиллит. По сравнению с натровыми сиенитами с содержаниями, %: SiO_2 – 53–55; Al_2O_3 – 20–22; K_2O – 5–6; Na_2O – 9–10, рисчорриты при сходном минеральном составе заметно обеднены SiO_2 ~ 51, Na_2O ~ 8 и обогащены K_2O – 9–9,5%. Карбонатиты представляют собой в основном крупнокристаллические породы метасоматического облика, которые наряду с кальцитом в большом количестве содержат пирит, биотит, ксенолиты–обломки щелочных пород, редкоземельную минерализацию (бурбанкит, карбоцернаит, синхизит и др.).

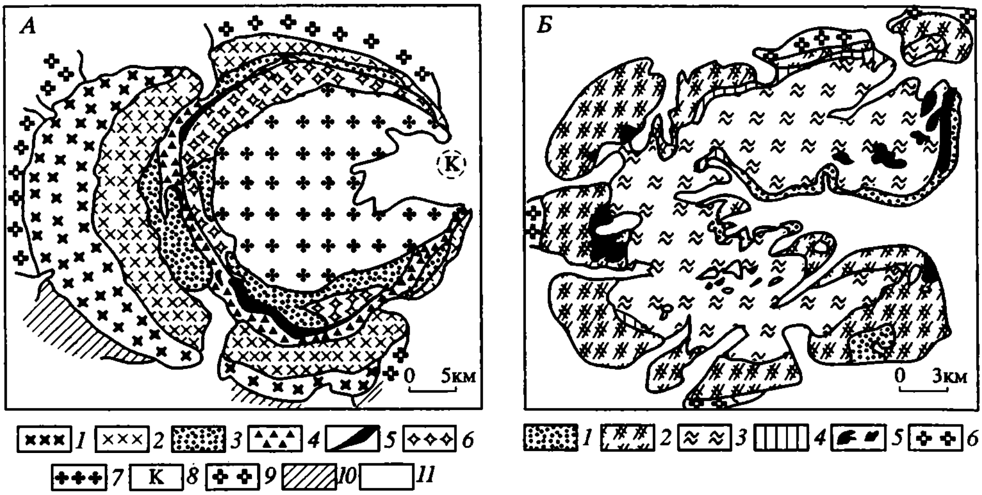


Рис. 3.7.1. Схемы геологического строения Хибинского (*А*) и Ловозерского (*Б*) массивов (Когарко, 1977);

А: *1* – массивные хибиниты, *2* – трахитоидные хибиниты, *3* – рисчориты, *4* – уртиты, ийолит-уртиты, *5* – апатит-нефелиновые руды, *6* – лявочориты, *7* – фойяты, *8* – карбонатиты, *9* – архейские, раннепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, *10* – вулканогенные, вулканогенно-осадочные, терригенные, карбонатные отложения Имандра-Варзугского зеленокаменного пояса, *11* – четвертичные отложения; Б: *1* – содалитовые сиениты (I фаза), *2* – порода расслоенного комплекса (II фаза), *3* – породы эвдиалитового комплекса (III фаза), *4* – порфировидные луявриты (IV фаза), *5* – ксенолиты ловозерской свиты, *6* – архейские, раннепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы

По мнению А.В. Галахова (1973), расположение интрузий от периферии к центру соответствует последовательности внедрения, хотя на этот счет существуют и иные точки зрения. Предполагается, в частности, что натровые сиениты, занимающие около 82% площади массива, представляют собой единую расслоенную интрузию, прорванную серией ийолит-уртитов и калиевыми нефелиновыми сиенитами – рисчоритами. Эта гипотеза, впервые сформулированная М.М. Калинкиным (1976), в последнее время находит подтверждение в распределении редких элементов (Кравченко и др., 1999).

Радиологическим датированием заметных различий в возрасте интрузий не устанавливается: Rb-Sr изохроны, построенные по валовым пробам (Когарко и др., 1981) и минеральным фракциям различных магматических фаз (Крамм и др., 1993), не выходят за пределы 360–380 млн лет. В этом же интервале располагаются Rb-Sr и Sm-Nd датировки карбонатитов (Когарко и др., 1986; Зайцев и др., 1997). Практически идентичный возраст имеют многочисленные щелочно-ультраосновные массивы Кольского полуострова и Финляндии (Крамм и др., 1993).

Постмагматические гидротермальные преобразования нашли отражение главным образом в цеолитизации и альбитизации, проявленных в пределах Хибинского массива весьма неравномерно. Наиболее сильно альбитизированы фойяиты вблизи контакта с рисчоритами и трахитоидными хибинитами. Здесь, в зоне кольцевого или конического разлома, по которому, очевидно, проникали термальные растворы, нередко встречаются мономинеральные альбититы и альбит-астрофиллитовые метасоматиты. Микрораспределение урана в нефелиновых сиенитах, не затронутых альбитизацией, не дает, однако, оснований говорить о мощной "сквозной" проработке Хибинского массива постмагматическими растворами (Кравченко и др., 1999).

На севере и востоке Хибинский массив контактирует с архейскими гнейсами, превращенными в зоне 5–10 м в фениты; с юга и запада – с зеленокаменными породами раннепротерозойского Имандра-Варзугского пояса, подвергнутыми ороговикованию в зоне мощностью до 400 м. Среди магматических пород массива нередко встречаются фенитизированные и ороговикованные ксенолиты вмещающих пород.

Ловозерский массив (площадь 587 км^2, диаметр 25 км, мощность 2 км) располагается в 7 км к востоку от Хибинского, отделясь от последнего Умбозером. Большую его часть (около 95% доступного наблюдению объема) занимают породы двух магматических фаз: расслоенной интрузией, сложенной закономерно чередующимися в пределах различных ритмов луявритами, фойяитами и уртитами, занимающей 77% массива; более поздним грибообразным телом также ритмично расслоенных эвдиалитовых луявритов, составляющих около 18% массива. Относительный объем пород, связанных с другими магматическими фазами, более ранними и более поздними по отношению к главным, незначителен. В основном они также принадлежат к различным петрографическим типам нефелиновых сиенитов.

Породы расслоенного комплекса состоят в основном из тех же минералов, что и породы Хибинского массива: полевого шпата, нефелина и пироксена (или амфибола), к которым в эвдиалитовом комплексе присоединяется эвдиалит (до 20%). Количественное соотношение минералов и, соответственно, химический состав пород существенно меняется в зависимости от того, какое положение в ритме они занимают. Характерным акцессорным минералом Ловозерского массива является магматический лопарит, отсутствующий в породах Хибинского массива. Средний химический состав пород Ловозерского и Хибинского массивов очень сходен. По возрасту (362 ± 17 млн лет, Когарко и др., 1983) Ловозерский массив также в пределах погрешности неотличим от Хибинского.

Залегает Ловозерский массив вблизи границы между породами архейского кристаллического фундамента и перекрывающими фундамент осадочно-вулканогенными образованиями ловозерской свиты, относимой к позднему девону–раннему карбону. В верхних и краевых частях массива в большом количестве присутствуют ксенолиты пород ловозерской свиты. Значительно реже встречаются ксенолиты архейских пород. Вмещающие породы и их ксенолиты подвергнуты фенитизации. Отдельные полосы фенитов, следуя трещиноватым зонам, встречаются и на некотором расстоянии от массива. В целом, однако, постмагматические изменения для Ловозерского массива не столь характерны, как для Хибин.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций и неодим. Первые данные по геохимии изотопов стронция в Хибинском массиве были опубликованы Л.Н. Когарко с соавторами (1981), которые получили изохрону по валовым пробам хибинитов, рисчоритов, ийолит-уртитов, фойяитов, апатитовых руд и отдельным минералам фойяита и уртита, соответствующую возрасту 365 ± 13 млн лет при начальном отношении $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,70366 ± 0,00003. Низкие начальные изотопные отношения стронция, идентичность изохрон для пород в целом и минеральных фракций, а также очень небольшой разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70341 ÷ 0,70365 в апатитах – минералах-концентраторах стронция, позволили авторам заключить, что в формировании щелочных магм Хибинского массива коровые источники участия не принимали, а отдельные минеральные фазы были закрытыми системами во всем интервале кристаллизации пород.

Более поздние определения (Крамм и др., 1993) подвердили установленный ранее возраст массива и выявили некоторое увеличение начальных отношений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ от периферии массива (0,7032 ± 2; 0,7035 ± 1) к центру (0,7038 ± 1; 0,7041 ± 1). Такого рода обогащение поздних магматических фаз радиогенным стронцием вполне может быть интерпретировано как признак прогрессирующей контаминации кристаллизующейся магмы. К сожалению, это различие установлено лишь на четырех образцах – ничтожном для столь большого массива количестве, –

в связи с чем остается не ясным, имеем мы дело с устойчивой закономерностью или с проявлением какой-то локальной неоднородности.

Начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в породах Ловозерского массива очень мало отличаются от тех, которые получены по Хибинам. Л.Н. Когарко с соавторами (1983) приводят значение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,70387 для изохроны, построенной по валовым пробам и минеральным фракциям расслоенного и эвдиалитового комплексов. У. Крамм с соавторами дают несколько более низкие значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = = 0,7034 ± 1 для расслоенного (первая фаза) и 0,7036 ± 1 для эвдиалитового комплекса (вторая фаза). Оба массива имеют также очень сходный изотопный состав неодима (εNd = 4 ÷ 6) (Kramm, Kogarko, 1994; Когарко, 1997), подтверждающий связь обоих массивов с деплетированным мантийным источником и их генетическую близость с ультраосновными–щелочными массивами Кольского полуострова (Африканда, Турий мыс и др.).

Деплетированный характер источника предельно обогащенных подвижными компонентами агпаитовых магм является трудноразрешимым парадоксом, обычно объясняемым очень быстрой подачей метасоматизирующего материала в мантийный очаг плавления (Крамм и др., 1993; Когарко, 1997). Несложные расчеты показывают, что резервуар с типичными для Хибино-Ловозерских пород отношениями $^{87}Rb/^{86}Sr$ = 0,4÷0,5 не мог существовать до начала интрузивного процесса дольше 300–400 млн лет, даже если начальные отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в нем не превышали 0,702÷0,7025 – минимальных для Земли значений. Следует также подчеркнуть, что изотопные данные ограничивают не только длительность существования источника магм, но и возраст источника метасоматизирующих флюидов, в котором также должен был накапливаться избыточный (по отношении к деплетированной мантии) радиогенный стронций. Поэтому источником метасоматизирующих флюидов не может быть ни первичная примитивная мантия, ни древний коровый материал, субдуцированный в мантию под Балтийским щитом в результате каких-либо удаленных во времени (ранне-среднепротерозойских) коллизионных событий. Нельзя, конечно, исключить, что такого рода события имели место на Кольском полуострове и в позднем докембрии–раннем палеозое, однако геологические факты, которые бы подтверждали это предположение, нам не известны.

Альтернативным и более предпочтительным объяснением происхождения высокощелочных магм с низкими отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ и высокими величинами εNd является образование в деплетированной мантии расплавов очень низких ступеней плавления. В этом случае, однако, возникает проблема другого рода: средние концентрации многих некогерентных элементов, например, таких, как Sr (~1000г/т) или Rb (~200 г/т) в породах Хибинского и Ловозерского массивов, как минимум, на 2–3 порядка превышают таковые в деплетированной мантии (соответственно, 5,5 и 0,04 г/т, Рябчиков, 1988). Нетрудно подсчитать, что даже при 100%-ном извлечении этих элементов из мантийного субстрата для образования такого интрузива, как Хибины, потребовалась бы (при условии, что потоки вещества осуществляются только по вертикали) мантийная колонна мощностью в несколько тысяч километров, что превышает мощность мантии.

Карбонатиты Хибинского массива отличаются бóльшим разбросом и в целом более высокими начальными отношениями $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ = 0,7036 ÷ 0,7045 (причем не только в кальците, но и в апатите и сфене) и более низкими величинами εNd = 3,3 ÷ 3,7, чем силикатные породы (Когарко и др., 1986; Дудкин и др., 1984; Зайцев и др., 1997). Это обстоятельство позволяет части исследователей (Когарко и др., 1986; Зайцев и др., 1997) предполагать для карбонатитов самостоятельный мантийный источник, менее деплетированный, чем источник щелочных магм. О.Б. Дудкин с соавторами (1984) допускают, однако, что карбонатиты и щелочные породы в небольшой степени контаминированы коровым материалом в промежуточных очагах, которые могли располагаться, в частности, у подошвы гранитного слоя.

Таблица 3.7.1

Изотопный состав кислорода в породах и минералах Хибинского массива

№	Порода	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW				
		вал	px	ne	kfsp	$^{1)}$bi $^{2)}$evd $^{3)}$af $^{4)}$ap
1010/6	хб	6,2	–	–	–	–
1010/200	хб	5,8	–	–	–	–
1010/568	хб	5,9	–	–	–	–
1149/125	хб	6,3	4,3	5,7	7,1	–
1196/321	хб	6,3	4,9	5,8	7,3	–
1196/396	тхб	6,3	4,4	5,5	7,3	–
1236/355	рч	5,6	4,3	–	6,6	$^{1)}$3,3
1236/530	рч	5,8	–	–	–	–
1010/1167	ур	6,8	–	–	–	–
1186/1665	ур	5,3	4,5	5,5	–	–
1186/1790	ий	5,6	–	–	–	–
536/700	ур	–	–	–	–	$^{4)}$5,3
536/747	ап (л)	–	–	–	–	$^{4)}$4,6
587/969	ап (лп)	–	–	–	–	$^{4)}$4,8
538/991	ап (п)	–	–	–	–	$^{4)}$4,3
537/978	ап (сп)*	–	–	–	–	$^{4)}$5,0
537/1044	ап (сп)	–	–	–	–	$^{4)}$5,5
527а/351	лч	–	–	–	–	$^{4)}$5,5
1179/856	лч	–	4,8	–	7,1	–
1179/922	лч	6,0	–	–	–	–
1186/548	лч	6,2	5,0	5,6	7,3	–
1236/63	фо	6,2	4,1	5,3	7,1	–
1236/115	фо	6.2	–	–	–	–
1236/173	фо	6,1	3,9	5,2	6,9	–
1236/750	фо	6,1	5,1	5,6	7,1	–
1236/860	фо	5,8	4,0	5,5	6,9	–
1252/132	фо	–	4,3	–	7,2	–
1252/287	фо	5,8	4,5	5,7	6,4	–
1252/550	фо	5,6	4,2	–	5,9	–
1252/558	пг	–	4,7	–	6,2	$^{2)}$4,3
1252/230	фн	4,2	–	–	–	–
1186/652	рг (кс)	2,5	–	–	–	–
1149/132	вм (кс)	9,5	–	–	–	–
1149/143	фн	6,5	–	–	–	–
1149/155	вм	6,1	–	–	–	–
1252/980	аб	5,0	4,0	–	5,7	–
1252/1131	аб	–	–	–	5,5	$^{3)}$–0,3
584/1230	аб	6,5	–	–	–	–
X-29/89	фо-аб	2,3	–	–	–	–
X-32/89	фн-аб	3,5	–	–	–	–

Примечание. Числитель номера образца соответствует номеру скважины, знаменатель – глубине отбора. хб – хибинит, тхб – трахитоидный хибинит, рч – рисчорит, ур – уртий, ий – ийолит; лч – лявочорит, фо – фойяит, ап – апатитовая руда (л – линзовидная, лп – линзовидно-полосчатая, п – полосчатая, сп – сплошная, *светло-зеленая, вероятно, перекристаллизованная сплошная руда), фн – фенит; рг – роговик; аб – альбитит; фо-аб – альбитизированный фойяит, фн-аб – альбитизированный фенит; вм – вмещающая порода, кс – ксенолит, пг – пегматит, px – пироксен, ne – нефелин, kfsp – калишпат, ap – апатит; bi – биотит, evd – эвдиалит, af – астрофиллит

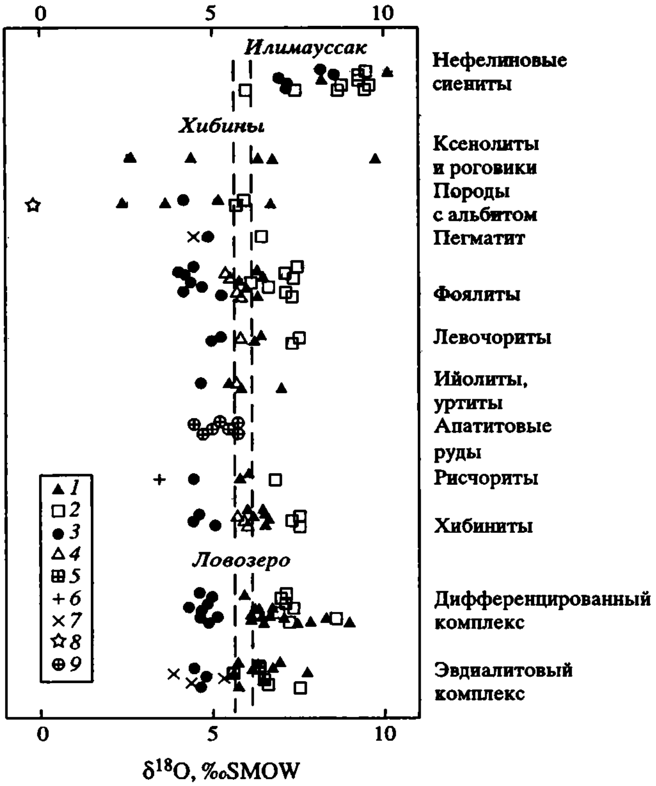


Рис. 3.7.2. Вариации изотопного состава кислорода в породах и минералах Хибинского и Ловозерского массивов и массива Илимауссак (Sheppard, 1986)

1 – валовые пробы; *2* – полевые шпаты; *3* – пироксен, амфибол; *4* – нефелин; *5* – нефелин, полевой шпат неразделенные; *6* – биотит; *7* – эвдиалит; *8* – астрофиллит; *9* – апатит; вертикальные линии ограничивают вариации величин $\delta^{18}O$ в БСОХ

Кислород в щелочных породах. Валовые пробы и минеральные фракции нефелиновых сиенитов Хибинского массива характеризуются очень однообразным изотопным составом кислорода (табл. 3.7.1). Для массива в целом (исключая интенсивно альбитизированные породы) средняя величина в валовых пробах $\delta^{18}O$ = = 6,0 ± 3,0‰, очень мало отличается от аналогичных величин в БСОХ и других породах мантийного генезиса (рис. 3.7.2). Небольшое отличие средних значений $\delta^{18}O$ = 6,1 ± 0,2‰ в хибинитах и $\delta^{18}O$ = 5,9 ± 0,2‰ в фойяитах не может быть объяснено фракционной кристаллизацией единой родоначальной магмы и, по-видимому, связано с постмагматическими преобразованиями, которые, однако, были весьма слабыми и не затрагивали фойяитовое тело в целом. В большинстве образцов фойяитов величины $\delta^{18}O$ в валовых пробах и минеральных фракциях не отличаются от таковых в Хибинитах и лишь в образцах, отобранных из скв. № 1252, в которой достаточно часто встречаются альбитизированные породы (см. табл. 3.7.1), обнаружены фойяиты с заметно пониженными значениями $\delta^{18}O$ (5,6 и 5,8‰) и несколько искаженным изотопным фракционированием между полевыми шпатами и темноцветными минералами.

Отметим, что данные, которые были опубликованы Ю.А. Борщевским с соавторами (1982) и интерпретировались ими как свидетельство "крупномасштабного участия изотопно-легких растворов коровой природы в становлении Хибинского массива", несколько отличаются от установленных нами. Для хибинитов указанные исследователи получили среднее значение $\delta^{18}O$ = 7,3 и для фойяитов $\delta^{18}O$ = 6,4‰. Определить причину этого расхождения в настоящее время не представляется возможным, однако вывод о степени постмагматической проработки Хибинского массива должен быть, безусловно, скорректирован: имеющиеся данные не позволяют говорить о его крупномасштабном объемном постмагматическом преобразовании.

Вместе с тем нет оснований отрицать, что становление Хибинского массива сопровождалось развитием конвективных гидротермальных систем поверхностного питания, о которых свидетельствует наличие фенитов, роговиков и альбитизированных пород с резко пониженными величинами $\delta^{18}O$ – до 2,3‰. Движение термальных растворов поверхностного происхождения, по-видимому, в основном ограничивалось зонами альбитизации и в незначительной степени затрагивало примыкающие к этим зонам породы. Карбонатиты, изотопные характеристики которых мы рассмотрим ниже, вряд ли могли быть проводником изотопно-легких растворов, как это предполагалось Ю.А. Борщевским с соавторами (1987), так как значения $\delta^{18}O$ в них выше, чем в нефелиновых сиенитах.

Далеко не во всех альбитизированных породах изотопно-кислородный сдвиг достигает ощутимых величин, что говорит об относительно низких отношениях В/П. Объемы термальных растворов, прокаченных сквозь массив, были, очевидно, несоизмеримы с объемами слагающих массив магматических пород.

С перекристаллизацией в зоне кольцевого разлома связан, возможно, и разброс величин $\delta^{18}O$ в апатитовых рудах: перекристаллизованные линзовидные, линзовидно-полосчатые и полосчатые, а также светло-зеленые сплошные руды на 0,4–0,9‰ обеднены ^{18}O по сравнению со сплошными рудами, не несущими следов перекристаллизации, и апатитами из уртита и лявочорита (см. табл. 3.7.1). Такое различие может быть связано как с обменом перекристаллизованных руд с термальными растворами, так и с их переуравновешиванием с нефелином и калишпатом при пониженных температурах. Сдвиг, к сожалению, проявлен слишком слабо, чтобы судить о его природе с определенностью.

Разброс величин $\delta^{18}O$ в валовых пробах пород Ловозерского массива (5,4 ÷ 8,7‰) несколько шире, чем в Хибинах. Наиболее низкие средние значения $\delta^{18}O = 5{,}75 \pm 0{,}4$‰ установлены в луявритах эвдиалитового комплекса (табл. 3.7.2); наиболее высокие (при наибольшем разбросе) – в фойяитах расслоенного комплекса (7,0 ± 1,1‰). Между ними располагаются луявриты расслоенного комлекса (6,2 ± 0,4‰) и уртиты эвдиалитового комплекса (6,5 ± 0,6‰). Эти различия отчасти, по-видимому, связаны с количественными соотношениями в различных типах пород равновесных минералов, отличающихся способностью концентрировать тяжелый и легкий изотопы кислорода, отчасти с постмагматическими преобразованиями. Роль последних, несомненно, заметней, что доказывается нарушениями изотопного равновесия между сосуществующими минералами, которые рассмотрены ниже. Исходная гетерогенность магм представляется весьма маловероятной, так как устойчивый к постмагматическим преобразованиям пироксен – сквозной минерал, присутствующий во всех породах массива, характеризуется очень однообразными величинами $\delta^{18}O = 4{,}5 \pm 0{,}2$‰, не отличимыми в пределах ошибки от соответствующих величин в пироксенах Хибинского массива. Наиболее точное представление о составе исходных магм Ловозерского массива дают, по-видимому, значения $\delta^{18}O$ в луявритах, которые очень близки к средним значениям $\delta^{18}O$ в породах Хибинского массива. Некоторое отличие луявритов расслоенного комплекса от луявритов эвдиалитового комплекса может быть связано с тем, что эвдиалит, присутствующий в последних в ощутимом количестве, концентрирует тяжелый изотоп кислорода в меньшей степени, чем нефелин и калишпат.

Среди уртитов и фойятов Ловозерского массива наряду с породами, имеющими тот же изотопный состав, что и луявриты, встречены образцы, существенно обогащенные ^{18}O. Наиболее сильное смещение, установленное в фойяитах рас-

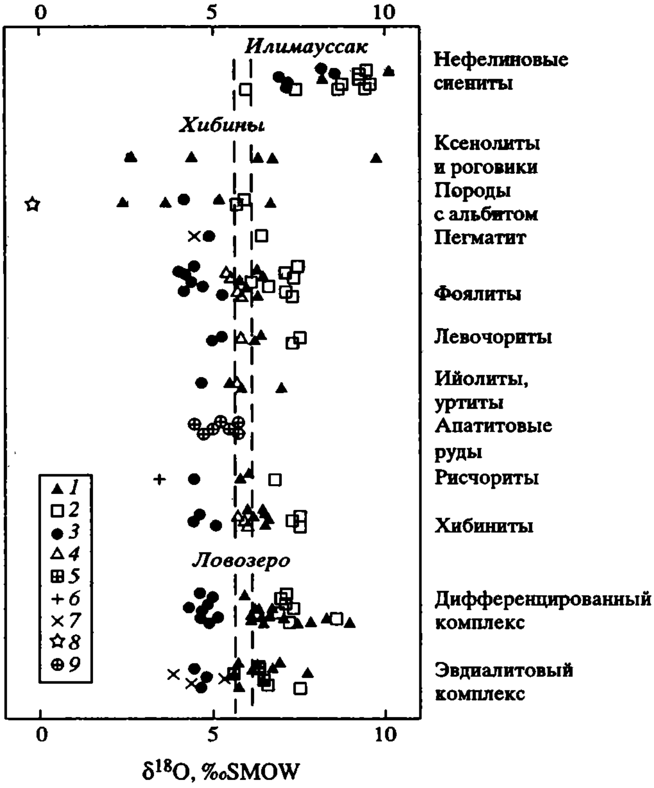


Рис. 3.7.2. Вариации изотопного состава кислорода в породах и минералах Хибинского и Ловозерского массивов и массива Илимауссак (Sheppard, 1986)

1 – валовые пробы; *2* – полевые шпаты; *3* – пироксен, амфибол; *4* – нефелин; *5* – нефелин, полевой шпат неразделенные; *6* – биотит; *7* – эвдиалит; *8* – астрофиллит; *9* – апатит; вертикальные линии ограничивают вариации величин $\delta^{18}O$ в БСОХ

Кислород в щелочных породах. Валовые пробы и минеральные фракции нефелиновых сиенитов Хибинского массива характеризуются очень однообразным изотопным составом кислорода (табл. 3.7.1). Для массива в целом (исключая интенсивно альбитизированные породы) средняя величина в валовых пробах $\delta^{18}O$ = = 6,0 ± 3,0‰, очень мало отличается от аналогичных величин в БСОХ и других породах мантийного генезиса (рис. 3.7.2). Небольшое отличие средних значений $\delta^{18}O$ = 6,1 ± 0,2‰ в хибинитах и $\delta^{18}O$ = 5,9 ± 0,2‰ в фойяитах не может быть объяснено фракционной кристаллизацией единой родоначальной магмы и, по-видимому, связано с постмагматическими преобразованиями, которые, однако, были весьма слабыми и не затрагивали фойяитовое тело в целом. В большинстве образцов фойяитов величины $\delta^{18}O$ в валовых пробах и минеральных фракциях не отличаются от таковых в Хибинитах и лишь в образцах, отобранных из скв. № 1252, в которой достаточно часто встречаются альбитизированные породы (см. табл. 3.7.1), обнаружены фойяиты с заметно пониженными значениями $\delta^{18}O$ (5,6 и 5,8‰) и несколько искаженным изотопным фракционированием между полевыми шпатами и темноцветными минералами.

Отметим, что данные, которые были опубликованы Ю.А. Борщевским с соавторами (1982) и интерпретировались ими как свидетельство "крупномасштабного участия изотопно-легких растворов коровой природы в становлении Хибинского массива", несколько отличаются от установленных нами. Для хибинитов указанные исследователи получили среднее значение $\delta^{18}O$ = 7,3 и для фойяитов $\delta^{18}O$ = 6,4‰. Определить причину этого расхождения в настоящее время не представляется возможным, однако вывод о степени постмагматической проработки Хибинского массива должен быть, безусловно, скорректирован: имеющиеся данные не позволяют говорить о его крупномасштабном объемном постмагматическом преобразовании.

Вместе с тем нет оснований отрицать, что становление Хибинского массива сопровождалось развитием конвективных гидротермальных систем поверхностного питания, о которых свидетельствует наличие фенитов, роговиков и альбитизированных пород с резко пониженными величинами $\delta^{18}O$ – до 2,3‰. Движение термальных растворов поверхностного происхождения, по-видимому, в основном ограничивалось зонами альбитизации и в незначительной степени затрагивало примыкающие к этим зонам породы. Карбонатиты, изотопные характеристики которых мы рассмотрим ниже, вряд ли могли быть проводником изотопно-легких растворов, как это предполагалось Ю.А. Борщевским с соавторами (1987), так как значения $\delta^{18}O$ в них выше, чем в нефелиновых сиенитах.

Далеко не во всех альбитизированных породах изотопно-кислородный сдвиг достигает ощутимых величин, что говорит об относительно низких отношениях В/П. Объемы термальных растворов, прокаченных сквозь массив, были, очевидно, несоизмеримы с объемами слагающих массив магматических пород.

С перекристаллизацией в зоне кольцевого разлома связан, возможно, и разброс величин $\delta^{18}O$ в апатитовых рудах: перекристаллизованные линзовидные, линзовидно-полосчатые и полосчатые, а также светло-зеленые сплошные руды на 0,4–0,9‰ обеднены ^{18}O по сравнению со сплошными рудами, не несущими следов перекристаллизации, и апатитами из уртита и лявочорита (см. табл. 3.7.1). Такое различие может быть связано как с обменом перекристаллизованных руд с термальными растворами, так и с их переуравновешиванием с нефелином и калишпатом при пониженных температурах. Сдвиг, к сожалению, проявлен слишком слабо, чтобы судить о его природе с определенностью.

Разброс величин $\delta^{18}O$ в валовых пробах пород Ловозерского массива (5,4 ÷ 8,7‰) несколько шире, чем в Хибинах. Наиболее низкие средние значения $\delta^{18}O = 5{,}75 \pm 0{,}4$‰ установлены в луяврштах эвдиалитового комплекса (табл. 3.7.2); наиболее высокие (при наибольшем разбросе) – в фойяитах расслоенного комплекса (7,0 ± 1,1‰). Между ними располагаются луявриты расслоенного комлекса (6,2 ± 0,4‰) и уртиты эвдиалитового комплекса (6,5 ± 0,6‰). Эти различия отчасти, по-видимому, связаны с количественными соотношениями в различных типах пород равновесных минералов, отличающихся способностью концентрировать тяжелый и легкий изотопы кислорода, отчасти с постмагматическими преобразованиями. Роль последних, несомненно, заметней, что доказывается нарушениями изотопного равновесия между сосуществующими минералами, которые рассмотрены ниже. Исходная гетерогенность магм представляется весьма маловероятной, так как устойчивый к постмагматическим преобразованиям пироксен – сквозной минерал, присутствующий во всех породах массива, характеризуется очень однообразными величинами $\delta^{18}O = 4{,}5 \pm 0{,}2$‰, не отличимыми в пределах ошибки от соответствующих величин в пироксенах Хибинского массива. Наиболее точное представление о составе исходных магм Ловозерского массива дают, по-видимому, значения $\delta^{18}O$ в луявритах, которые очень близки к средним значениям $\delta^{18}O$ в породах Хибинского массива. Некоторое отличие луявритов расслоенного комплекса от луявритов эвдиалитового комплекса может быть связано с тем, что эвдиалит, присутствующий в последних в ощутимом количестве, концентрирует тяжелый изотоп кислорода в меньшей степени, чем нефелин и калишпат.

Среди уртитов и фойятов Ловозерского массива наряду с породами, имеющими тот же изотопный состав, что и луявриты, встречены образцы, существенно обогащенные ^{18}O. Наиболее сильное смещение, установленное в фойяитах рас-

Таблица 3.7.2

Изотопный состав кислорода в породах и минералах Ловозерского массива

№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW					№ обр.	Порода	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW				
		вал	px	ne	kfsp	Evd			вал	px	ne	kfsp	Evd
Эвдиалитовый комплекс							Дифференцированный комплекс						
С-62/107	ур	6,7	–	–	–	–	905/84	фо	–	4,5	–	6,9	–
С-62/120	ур	5,9	4,3	–	6,1*	–	905/91	лу	5,7	–	–	–	–
С-62/124	ур	6,2	–	5,5	–	3,7	905/150	лу	6,5	–	–	–	–
С-62/150	лу	5,4	4,6	–	6,1*	5,1	905/198	лу	–	4,8	–	6,8	–
С-62/390	лу	6,2	–	–	6,3*	4,2	905/251	ур	–	4,7	–	6,9	–
С-62/512	лу	5,5	–	–	–	–	905/287	фо	5,9	–	–	–	–
С-62/572	лу	5,7	4,5	–	7,3	–	905/301	лу	6,8	–	–	–	–
С-62/590	лу	6,1	–	–	–	–	905/314	фо	6,0	–	–	–	–
С-62/618	ур	6,5	–	–	–	–	905/331	лу	6,2	–	–	–	–
С-62/668	ур	7,5	–	–	–	–	905/475	фо	7,2	–	–	–	–
							905/515	лу	6,1	4,4	–	7,1	–
							905/574	фо	–	4,5	–	6,7	–
							905/597	фо	–	4,5	–	5,5*	–
							905/675	фо	8,7	–	–	–	–
							905/705	лу	6,2	4,7	–	7,0	–
							905/760	фо	8,1	4,9	–	8,3	–
							905/851	фо	7,6	–	–	–	–
							905/920	фо	6,4	–	–	–	–
							905/966	фо	5,9	–	–	–	–

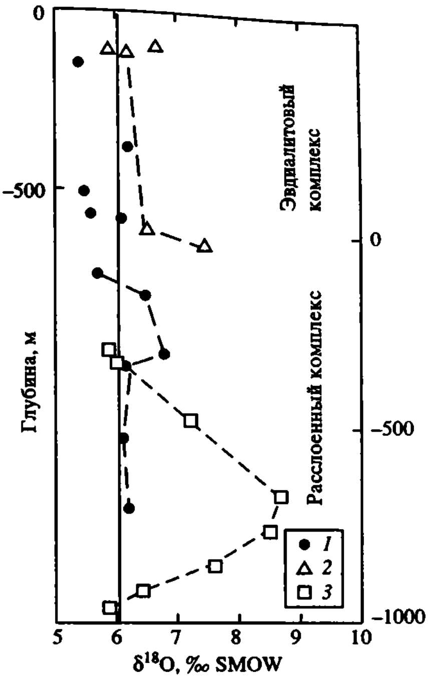
Примечание. лу – луяврит. Остальные сокращения см. табл. 3.7.1. Звездочкой отмечены фракции, содержащие примесь нефелина

слоенного комплекса на глубине около 750 м (рис. 3.7.3), возможно, маркирует зону проницаемости: породы на этом уровне пронизаны сетью тонких трещин и альбитизированы. В силу не вполне ясных особенностей структуры фойяиты скорее, чем другие породы, подвергаются постмагматическим изменениям, поскольку в луявритах, отобранных с тех же глубин, никакого смещения не наблюдается.

Одним из признаков постмагматических изменений является, как известно, нарушение термодинамического изотопного равновесия между сосуществующими минералами. Для Хибинского и Ловозерского массивов такое нарушение в целом не характерно: в большинстве проанализированных образцов фракционирование между пироксеном (который иногда частично замещен амфиболом) и калишпатом отвечает равновесию при температурах порядка 550–600 °С (рис. 3.7.4) и примерно соответствует "норме" для гранитоидов, нефелиновых и щелочных сиенитов (напомним, что эти величины отражают температуры прекращения изотопного обмена между минералами; эти температуры ниже температур кристаллизации магм).

Сравнительно небольшая часть фойянитов Хибинского массива лежит на линии, отвечающей более высокой температуре (примерно 750 °С) (см. рис. 3.7.4). Хотя и эта температура выглядит вполне реалистично, есть основания полагать, что изотопное равновесие в этих образцах несколько нарушено в результате небольшого уменьшения величин $\delta^{18}O$ в калишпате при постоянных значениях в темноцветных минералах (отделить пироксен от амфибола в фойяитах не представляется возможным). Характерно, что "повышенная" температура установлена в такой заведомо измененной породе, как альбитит. Нефелин в большинстве образцов Хибинского массива располагается между калишпатом и пироксеном (см. табл. 3.7.1, см. рис. 3.7.2), как это и должно быть в равновесной ассоциации (О'Нейл, 1984).

Рис. 3.7.3. Изменение изотопного состава кислорода в валовых пробах пород Ловозерского массива с глубиной (расслоенный комплекс – скв. 905; эвдиалитовый комплекс – скв. С-62)
1 – луявриты; *2* – уртиты; *3* – фойяиты



В большей части образцов Ловозерского массива фракционирование изотопов кислорода между калишпатом и темноцветными минералами характеризуется теми же величинами, что и в неизмененных породах Хибинского массива (см. рис. 3.7.4). Нарушение равновесия отмечается, однако, в изотопно-тяжелом фойяите из расслоенного комплекса. В отличие от хибинских фойяитов оно проявляется не в уменьшении, а в увеличении фракционирования между калишпатом и темноцветными минералами.

Завершая обсуждение данных по изотопному составу кислорода в нефелиновых сиенитах Хибинского и Ловозерского массивов, можно, таким образом, констатировать, что, будучи сформированы из практически идентичных по изотопному составу магм, эти массивы претерпели несколько различные постмагматические преобразования. Различия могли быть связаны с температурой (более высокой в Хибинском и низкой в Ловозерском массиве), происхождением (атмосферным в первом и метаморфогенным во втором случае) или какими-то иными, трудноопределимыми аспектами истории постмагматических флюидов.

$\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$ и $\delta^{34}S$ в карбонатитах Хибинского массива. В отличие от щелочных пород, в карбонатитах Хибинского массива наблюдаются широкие вариации величин $\delta^{18}O$: 6,6 ÷ 12,4 и соизмеримые с ними вариации величина $\delta^{13}C$: –2,3 ÷ –6,8 и $\delta^{34}S$: –0,1 ÷ –7,6‰ (табл. 3.7.3).

Характерно закономерное изменение изотопного состава кислорода, углерода и серы снизу вверх по скважине: от забоя (около 2000 м) примерно до 500 м изменяются очень мало и, в целом, мало отличаются от мантийных (рис. 3.7.5): выше 500 м происходит синхронное обогащение кальцита ^{18}O и ^{13}C, а пирита – обеднение ^{34}S. Между величинами $\delta^{18}O$ и $\delta^{18}C$ наблюдается достаточно обычная для карбонатитов (особенно для поздних, флюидных фаз последних) корреляция, которая может быть связана с дифференциацией поднимающегося из глубины карбонатитового расплава или флюида (кристаллизацией карбонатных минералов, обедненных относительно флюида ^{18}O и ^{13}C) и его контаминацией флюидом поверхностного происхождения. Что касается серы, то объяснить изменение ее изотопного состава снизу вверх по скважине эволюцией глубинного флюида достаточно трудно, так как при температурах более 400 °С даже в равновесных условиях пирит может быть обогащен ^{34}S по отношению к сероводороду не более, чем на 1‰ (Ohmoto, 1986), и, следовательно, обеднение флюида ^{34}S на 5–7‰, которое наблюдается в верхней части колонки, может быть достигнуто лишь в том случае, если 98–99% исходного объема сероводорода будет трансформировано в пирит. Массивная сульфидная минерализация на этой стадии процесса представляется весьма маловероятной, однако заметного сокращения количества пирита в верхней части колонки не наблюдается. Если допустить, что поднимающийся из глубины флюид содержал сульфатную серу и пирит формировался путем ее восстановления, то мы имели бы противоположный результат – посте-

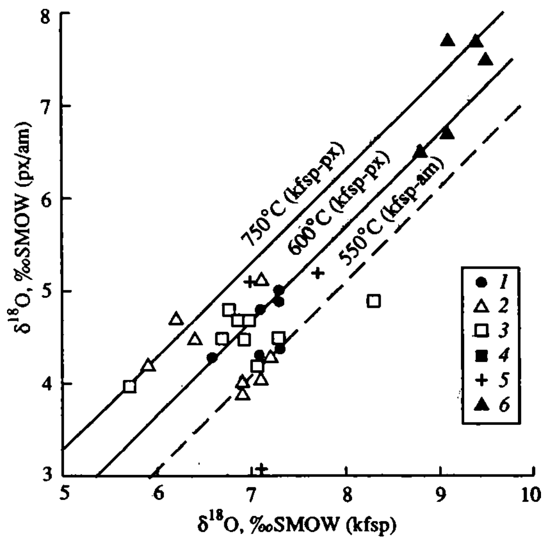


Рис. 3.7.4. Соотношение изотопного состава кислорода в сосуществующих пироксене (амфиболе) и полевом шпате в щелочных и нефелиновых сиенитах различных массивов

1–3 – Хибинский массив: *1* – хибиниты, рисчориты, лявочориты, *2* – фойяиты, *3* – альбитит; *4* – фойяиты, луявриты расслоенного комплекса Ловозерского массива; *5* – нефелиновые сиениты массива Рэд-Хилл (Folland, Friedman, 1977); *6* – щелочные сиениты Сыннырского массива (Покровский, Жидков, 1993)

пенное обогащение пирита ^{34}S снизу вверх по колонке, так как фракционирование изотопов серы между сульфатной и сульфидной серой при любых температурах имеет положительный знак.

Теоретически вариации изотопного состава серы могут быть связаны также с ее перераспределением в закрытой системе между окисленными и восстановленными формами, соотношение которых определяется давлением кислорода. При высоких температурах резкое уменьшение величин δ^{34}S в пирите теоретически можно получить в результате увеличения fO_2 и смещения химического равновесия между сульфатом и сульфидом в сторону сульфата. Расчеты показывают, однако, что при неизменном изотопном составе суммарной серы (δ^{34}S ~ 0 ± 2‰) и высоком давлении кислорода изотопно-легкая сульфидная сера (δ^{34}S < –3‰) образуется в пренебрежимо малых количествах. Массивная сульфидная минерализация и в этом случае представляется весьма маловероятной.

Разброс величин δ^{34}S в сульфидах, по-видимому, отражает участие в их образовании серы из различных источников. Изотопно-легкие пириты, в частности, содержатся, иногда в значительных количествах, во вмещающих Хибинский массив осадочных породах и его экзоконтактной зоне (рис. 3.7.6). Растворы, ответственные за их образование, очевидно, принимали участие и в образовании карбонатитов. Коль скоро между изотопными системами серы, углерода и кислорода наличествует связь (см. рис. 3.7.5), можно предположить, что и последние искажены

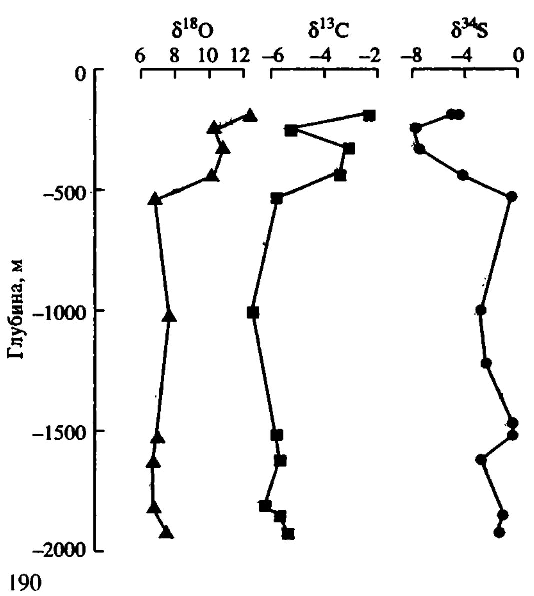


Рис. 3.7.5. Изменения изотопного состава кислорода и углерода в кальците и серы в сульфидах (пирите и пирротине неразделенных) в карбонатитах Хибинского массива с глубиной (скв. 632, 632а)

Таблица 3.7.3

Изотопный состав кислорода и углерода в кальците и серы в пирите в карбонатитах Хибинского массива
(скважины 632, 632а)

Глубина, м	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{34}S$	Глубина, м	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	$\delta^{34}S$
192	12,4	–2,3	–4,8	1220	–	–	–2,0
193	–	–	–4,3	1485	–	–	–0,1
247	10,3	–5,3	–7,6	1530	6,8	–5,8	–0,1
328	10,8	–3,1	–7,3	1630	6,6	–5,8	–2,7
439	10,3	–3,4	–4,1	1820	6,6	–6,3	–0,9
536	6,8	–5,8	–0,1	1864	–	–5,8	–
1014	7,6	–6,8	–2,5	1934	7,4	–5,5	–1,2

коровой контаминацией. Источниками углекислоты, обогащенной ^{18}O и ^{13}C, могли быть осадочные карбонаты, присутствующие среди вмещающих Хибинский массив раннепротерозойских толщ в заметных количествах (Покровский, Мележик, 1995). Этот вывод хорошо согласуется с данными по изотопному составу стронция и неодима: отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатитах Хибинского массива несколько выше, а εNd – ниже, чем в нефелиновых сиенитах (Когарко и др., 1981, 1983, 1986; Дудкин и др., 1984; Крамм и др., 1993; Kramm, Kramm, 1993; Kogarko, 1994; Зайцев и др., 1997). Учитывая приведенные выше данные по стабильным изотопам, связывать это обстоятельство с самостоятельным мантийным источником карбонатитов, на наш взгляд, нет оснований. Отметим, что наиболее мощные горизонты раннепротерозойских карбонатов Балтийского щита характеризуются очень низкими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7034 \div 0,7042$ (Кузнецов и др., 1998), очень мало отличающимися от тех, которые определены в карбонатитах (0,7038–0,7040). В связи с этим, по крайней мере формально, нельзя исключить, что значительная часть стронция в карбонатитах имеет коровое происхождение.

Рис. 3.7.6. Изотопный состав сульфидной серы в породах Хибинского массива и его окружения

Карбонатиты – наши данные; нефелиновые сиениты, ийолиты, роговики – из работы З.В. Шлюковой (1986); вмещающие породы – неопубликованные данные Г.В. Шатского, включающие: образцы массивной пирит-пирротиновой минерализации из Пирротинового ущелья ($\delta^{34}S$ = 0÷–2,4‰), раннепротерозойские сланцы, отобранные в окрестностях обогатительной фабрики АНОФ-2 ($\delta^{34}S$ = = –10,6÷–12,1‰); MS – метеоритный стандарт

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ближайшим аналогом Хибинского и Ловозерского массивов – и в геохимическом и в минералогическом отношении – является позднепротерозойский щелочной массив Илимауссак, входящий в состав крупнейшей в мире Гардарской магматической провинции на юго-западе Гренландии. Сходство, однако, не распространяется на изотопные характеристики: нефелиновые сиениты массива Илимауссак резко обогащены радиогенным стронцием и "коровым" изотопом кислорода – ^{18}O по сравнению с аналогичными породами Хибин и Ловозера (см. рис. 3.7.1, рис. 3.7.7).

В целом натриевые и калиевые сиенитовые массивы характеризуются весьма широкими вариациями изотопного состава кислорода и стронция (рис. 3.7.7), заведомо исключающими связь с каким-либо однотипным мантийным резервуаром. В некоторых из них, причем таких крупных, как Илимауссак и Сыннырский, вещество корового происхождения содержится в весьма ощутимых количествах; в других коровая контаминация менее выражена, но, как правило, тоже не вызывает сомнений. Как показывает пример Южно-Сакунского массива, наряду с материалом, обогащенным ^{18}O, в процессы формирования щелочных магм может вовлекаться коровый материал, обедненый ^{18}O по отношению к мантии. Во всех случаях, когда коровая контаминация проявляется в изотопном составе стронция, она в той или иной степени проявляется и в изотопном составе кислорода.

Хотя Хибинский и Ловозерский массивы практически не отличимы от БСОХ по изотопному составу кислорода, а также весьма незначительно по сравнению с другими ультращелочными массивами обогащены по отношению к БСОХ радиогенным стронцием и обеднены радиогенным неодимом, было бы неверно утверждать, что изотопные данные доказывают полную стерильность хибинских и ловозерских пород в отношении коровой контаминации. В земной коре существуют породы, по изотопным характеристикам не столь сильно отличающиеся от мантии (например, уже упоминавшиеся древние карбонаты, а также основные породы, слагающие нижнюю кору или флюиды, дренирующие эти породы). Поэтому близкие к мантийным изотопные метки сами по себе не исключают некоторой контаминации, так как изотопный состав исходной магмы не может быть точно установлен. Обсуждение такого рода возможности представляется, однако, в данном случае беспредметным. Не подлежит сомнению, что формирование хибино-ловозерских щелочных магм осуществлялось главным образом путем селективной экстракции подвижных компонентов из деплетированного мантийного источника при минимальном участии других мантийных и коровых резервуаров.

В постмагматическом преобразовании обоих массивов, как свидетельствуют данные по изотопному составу кислорода, принимали участие растворы поверх-

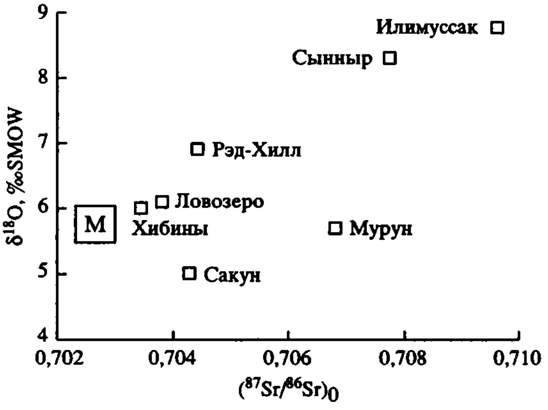


Рис. 3.7.7. Соотношение средних величин δ^{18}O и отношений ^{87}Sr/^{86}Sr$_0$ в различных массивах щелочных и нефелиновых сиенитов

Данные из работ: Хибинский и Ловозерский массивы (Когарко и др., 1981, 1983; Крамм и др., 1993); Илимауссак (Blaxland et al., 1976; Sheppard, 1986); Рэд-Хилл (Folland, Friedman, 1977); Маломурунский (Покровский, Виноградов, 1991); Сынырский, Южно-Сакунский (Покровский, Жидков, 1993) ностного происхождения, однако масштабы этих преобразований следует признать весьма умеренными – на Земле известны сотни интрузивов, в которых аналогичные сдвиги в изотопном составе кислорода проявлены на порядок сильнее.

В отличие от щелочных пород, карбонатиты Хибинского массива не могут рассматриваться как беспримесные дифференциаты мантийной магмы. По сравнению с типичными карбонатитами щелочно-ультраосновных комплексов они обнаруживают обогащение ^{18}O, ^{13}C и обеднение ^{34}S, которые могут интерпретироваться как признак участия в их формировании растворов, контактировавших с вмещающими породами. Заключаться это участие могло, как в постмагматическом преобразовании уже существовавшего карбонатитового тела, так и в формировании карбонатитового штокверка гидротермально-метасоматическим путем.

3.8. ЩЕЛОЧНЫЕ ЭФФУЗИВЫ УДОКАНСКОГО ХРЕБТА

Завершает раздел, посвященный щелочным породам, глава, где обсуждаются изотопные характеристики плейстоценовых эффузивов Удоканского хребта, которые могут рассматриваться как типичные представители родоначальных щелочных расплавов.

Удоканское лавовое плато общей площадью около 1500 км^2 расположено в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны, в междуречье рек Калара, Чары и Конды. Вулканическая деятельность началась здесь в миоцене и закончилась в голоцене – возможно, всего 2–3 тыс. лет назад (Солоненко и др., 1966; Девирц и др., 1981; Ступак, 1987; Рассказов и др., 1997). По оценке Ф.М. Ступака (1987), за этот период было образовано в общей сложности до 1000 км^3 эффузивов, не менее 95% которых составляют щелочные базальты. Широкие вариации щелочности (от умеренно-щелочных оливиновых базальтов до базанитов) и наличие значительных объемов дифференцированных лав (муджиеритов, бенморитов, трахитов) выделяется Удоканский район среди других вулканических структур Байкальского рифта и делает его особенно привлекательным при изучении проблем петрогенезиса. Различным аспектам вулканической деятельности Удоканского района посвящено множество статей и ряд монографий (Солоненко и др., 1966; Рассказов, 1985, 1993; Ступак, 1987). Изотопные данные пока не столь многочисленны (Покровский, 1991; Рассказов и др., 1995, 1997) и позволяют сделать лишь самые общие заключения об источниках магм и условиях их взаимодействия с породами земной коры.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Удоканский хребет, в центральной части которого располагается поле позднекайнозойских эффузивов, сложен, преимущественно, раннедокембрийскими породами (рис. 3.8.1). Древнейшие из них представлены разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами раннеархейской чарской серии. Позднеархейский возраст имеют палингенные гранито-гнейсы куандинского комплекса. В раннем протерозое были сформированы терригенные толщи удоканской серии общей мощностью до 11000 м, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фации, и сходные с ними по составу отложения трогового комплекса (Лейтес, 1965; Федоровский, 1972). Позднепротерозойско-раннекембрийские (существенно карбонатные) отложения располагаются только в пределах верхнекаларского грабена и с позднекайнозойскими эффузивами не контактируют. Средне- и позднепалеозойские отложения в районе отсутствуют, а мезозойские (существенно терригенные) распространены ограниченно в Чукчудинском и Средне-Каларском грабенах.

Район испытал несколько этапов тектоно-магматической активизации, во время которых был сформирован ряд крупных интрузий. Большая часть из них имеет

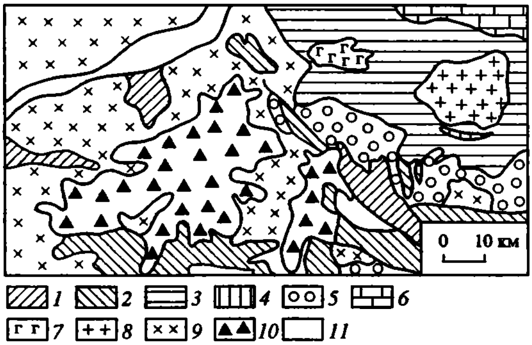


Рис. 3.8.1. Схема геологического строения Удоканского хребта (Федоровский, 1972)

1 – гнейсы и кристаллические сланцы чарской серии, архей; *2* – слюдистые сланцы, основные, кислые метаэффузивы, кварциты, железистые кварциты трогового комплекса, поздний архей – ранний протерозой; *3* – метапесчаники, метаалевролиты, карбонаты, кварциты, слюдистые сланцы удоканской серии, ранний протерозой; *4* – щелочные граниты, гранито-гнейсы катугинского поля, ранний протерозой; *5* – гранито-гнейсы, граниты, мигматиты куандинского комплекса, поздний архей; *6* – позднепротерозойские, раннепалеозойские известняки, доломиты, мергели каларского трога; *7* – Чинейская габброидная интрузия (поздний протерозой?); *8* – раннепротерозойские рапакивиподобные граниты кодарского комплекса; *9* – палеозойские граниты, гранодиориты ингамакитского комплекса; *10* – позднекайнозойские вулканические породы удоканского лавового плато; *11* – четвертичные аллювиальные и озерные отложения

гранитный состав и относится к раннепротерозойскому Кодарскому и позднепалеозойскому Ингамакитскому комплексам (породы последнего преобладают среди ксенолитов и в непосредственном окружении позднекайнозойских эффузивов). Базиты представлены крупным архейским Каларским анортозитовым массивом и позднепротерозойской Чинейской расслоенной интрузией. Отметим, что не на столь большом удалении (80–100 км) от лавового плато располагается рассмотренный в главе 3.6. Сакунский щелочной массив.

По мнению Ф.М. Ступака (1987), в пределах Удоканского лавового плато могут быть выделены три основных этапа вулканической деятельности: миоцен-раннеплиоценовый; плиоцен-раннечетвертичный; плейстоцен-голоценовый. На первых двух преобладали трещинные излияния, на третьем были сформированы многочисленные сравнительно небольшие (25–150 м относительной высоты) вулканы центрального типа, в основном хорошо сохранившиеся до настоящего времени. Последние извержения, связанные с вулканами Аку, Чепе и Долинным, имели эксплозивный характер. В результате этих извержений были сформированы трахитовые пирокластические покровы, радиоуглеродные датировки которых находятся в пределах 2100–7940 лет (Девирц и др., 1981; Ступак, 1987; неопубликованные датировки Лаборатории геохимии и геохронологии ГИН РАН). Радиоуглеродные датировки 9620 ± 120 лет (Девирц и др., 1981) и 8690 ± 220 лет (ГИН РАН, по материалу Ф.М. Ступака) свидетельствуют также о голоценовом возрасте базальтового вулкана Сыни, расположенного в 15–20 км к западу от трахитовых вулканов, названных выше. Ф.М. Ступак (1987) считает вулкан Сыни более древним, а радиоуглеродные датировки по этому вулкану омоложенными, что, однако, маловероятно, так как они сделаны по древесному углю, не чувствительному к воздействию грунтовых вод. Сомнения вызывают, скорее, единичные (не изохронные) K-Ar датировки, которые широко используются для определения этапов вулканической деятельности на Удокане (Ступак, 1987; Рассказов и др., 1997). Нельзя исключить, что значительная часть их задревнена вследствие обогащения магм избыточным радиогенным аргоном.

Среди удоканских эффузивов выделяются две основные петрохимические серии (Рассказов, 1985; Ступак, 1987): умеренно щелочная (щелочной оливиновый базальт – трахит) и повышенной щелочности (базанит – нефелиновый муджиерит). Броских

Таблица 3.8.1

Химический состав щелочных базальтоидов Удоканского хребта

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	53,5	44,60	46,9	46,9	46,75	51,0	43,38	43,9	46,4
TiO_2	1,85	2,74	2,50	2,50	2,89	2,05	2,59	3,15	2,60
Al_2O_3	17,50	14,63	16,75	16,25	15,44	17,25	13,29	14,29	15,25
Fe_2O_3	2,50	13,02*	5,00	4,00	11,58*	2,3	13,66*	5,13	4,00
FeO	7,22	–	7,44	8,15	–	7,83	–	8,22	8,12
CaO	4,34	9,24	8,68	8,68	7,97	6,02	9,74	8,82	7,42
MgO	3,15	8,43	5,81	6,64	5,76	5,23	9,16	9,13	8,80
MnO	0,12	0,20	0,10	0,10	0,18	0,10	0,23	0,11	0,10
Na_2O	6,0	4,0	4,0	4,0	4,58	5,0	4,4	4,6	4,4
K_2O	3,2	1,97	1,5	1,4	3,26	2,3	2,13	2,1	2,3
P_2O_5	1,08	0,66	0,46	0,46	0,66	0,57	0,72	0,71	0,78
ППП	0,1	0,5	0,83	0,70	0,5	0,1	0,5	0,23	0,3
H_2O	0,1	–	0,1	0,2	–	0,1	–	0,1	0,1
Сумма	100,56	99,50	99,97	99,98	99,50	99,65	99,50	100,35	100,47

Примечание. 1 – 77/85; 2 – 115/84; 3 – 41/85; 4 – 43/85; 5 – 63/85; 6 – 59/85; 7 – 68/85; 8 – 73/85; 9 – 117/85. Место отбора образцов – см. табл. 3.8.3. * – железо общее

Таблица 3.8.2

Химический состав трахитов и ксенолитов вмещающих пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	56,3	58,5	57,8	58,3	58,5	59,1	61,0	70,0	66,2	64,8
TiO_2	0,62	0,50	0,45	0,50	0,50	0,40	0,60	0,28	0,40	1,20
Al_2O_3	18,00	18,50	18,75	18,25	18,50	18,50	17,50	15,00	16,25	13,25
Fe_2O_3	4,65	4,50	2,62	3,20	4,50	2,30	4,37	2,15	1,70	3,55
FeO	1,22	1,35	3,05	2,51	1,35	3,34	0,57	0,54	1,17	3,64
CaO	4,20	2,94	3,50	2,94	2.94	2,24	2,10	0,77	0,70	3,08
MgO	1,16	0,60	0,58	0,58	0,60	0,83	1,00	0,42	0,42	1,66
MnO	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,03	0,06	0,11
Na_2O	6,0	6,9	6,8	6,8	6,9	6,8	6,8	5,4	5,6	5,0
K_2O	5,2	5,8	5,8	6,0	5,8	5,8	5,6	5,1	6,5	2,4
P_2O_5	0,17	0,24	0,22	0,26	0,24	0,22	0,18	0,11	0,07	0,41
ППП	2,10	0,1	0,34	0,18	0,47	0,27	0,58	0,1	0,41	0,40
H_2O	0,60	0,12	0,1	0,1	0,1	0,1	0,18	0,24	0,1	0,1
Сумма	100,30	99,94	99,99	99,70	100,38	99,98	100,38	100,04	99,48	99,50

Примечание. 1–7 трахиты: 1 – 1,85; 2 – 5,85; 3 – 10,85; 4 – 22/85; 5 – 47/85; 6 – 49/85; 7 – 52/85. 8–10 – ксенолиты: 8 – 18/85; 9 – 32а/85, 10 – 54/85. Место отбора образцов – см. табл. 3.8.3

закономерностей в изменении петрохимического состава эффузивов по вертикали и горизонтали не улавливается. Периодическая пульсационная смена умеренно-щелочных и высокощелочных магм связывается с различной глубиной формирования магм и разной степенью вовлечения в процесс магмогенерации корового материала. Высокощелочные магмы всеми авторами признаются наиболее глубинными. Понижение щелочности связывается Ф.М. Ступаком с ассимиляцией верхнекорового материала в относительно неглубоких (12–17 км) магматических камерах, а С.В. Рассказовым с соавторами (1997) – с плавлением нижней коры вблизи границы с мантией. Несколько различается и оценка разными авторами роли фракционной кристаллизации и ассимиляции в дифференцированных сериях: А.И. Киселев с соавторами (1979) считают, что кристаллизационная дифференциация протекает в верхней мантии без какого-либо участия корового материала; С.В. Рассказов (1985) считает более вероятной дифференциацию щелочно-базальтоидных магм в верхнекоровых камерах, но также без существенной роли в этом процессе корового материала; С.Ф. Ступак (1987), признавая ведущую роль в образовании петрохимического спектра эффузивов Удоканского лавового плато, кристаллизационной дифференциации, считает, однако, что возникновение трахитового барьера, которого достигают и которым ограничиваются в своем развитии родоначальные расплавы, связано с ассимиляцией базальтоидными магмами сиалического материала в коровых магматических очагах.

Для определения изотопного состава стронция и кислорода мы в основном использовали породы, отличающиеся различным петрохимическим составом плейстоцен-голоценовых вулканов, расположенных в различных частях плато (табл. 3.8.1, 3.8.2). Изотопный состав водорода был определен в мегакристах керсутита, собранных среди голоценовой пирокластики вулканов Чепе и Долинного. Проанализированы также породы докайнозойского фундамента из окружения вулканов и ксенолиты этих пород из лав вулканов Аку, Чепе и Долинного.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ

Стронций. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в образцах эффузивов, отобранных нами в полевые сезоны 1984 и 1985 гг. (Покровский, 1991), изменяются в довольно широких пределах: 0,70362 ÷ 0,70572 (табл. 3.8.3). Сходный разброс: 0,703645 ÷ 0,70505 дали проведенные позднее более многочисленные определения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в базальтах из различных частей разреза лавового плато (Рассказов и др., 1995, 1997). Породы различной щелочности и различной степени дифференцированности не обнаруживают устойчивых различий в изотопном составе стронция: среди образцов с относительно низкими величинами $^{87}Sr/^{86}Sr < 0,704$ есть и базаниты (вулканы Вакатский, Буричи) и щелочные оливиновые базальты (вулкан Сыни) и трахиты (вулканы Чепе, Инаричи). Высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,705$ также зарегистрированы в высокощелочных породах (базанит вулкана Чоломдык) и породах умеренной щелочности (щелочные оливиновые базальты северной части плато из коллекции С.В. Рассказова с соавторами, 1997). Отмечалось (Рассказов и др., 1995), что значения εNd в базанитоидах (+3,7 ÷ +4,7) в среднем выше, чем в щелочных оливиновых базальтах (+3,7 ÷ –3,0). Однако в дальнейшем (Рассказов и др., 1997) был также обнаружен и базанит с отрицательной величиной εNd = –3,5. Учитывая сравнительно небольшой объем данных по изотопному составу неодима, вряд ли здесь можно говорить о принципиальных различиях.

По крайней мере, два факта указывают на то, что разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в удоканских эффузивах связан с коровой контаминацией: различия в изотопном составе минеральных включений и валовых проб породы; тенденция к увеличению отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ с уменьшением концентраций стронция (рис. 3.8.2).

Интересно отметить, что разница в изотопном составе стронция между мегакристами и основной массой породы может иметь положительный и отрицательный знаки. Керсутиты из голоценовых трахитов имеют более низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ по сравнению с таковыми у трахитов (соответственно, 0,70368–0,70369 и 0,70390–0,70424, см. табл. 3.8.3). Очевидно, что керсутит был образован в более глубокой части магматической системы и затем вынесен на поверхность магмой, которая изменяла свой изотопный состав по мере продвижения к поверхности. Мегакрист пироксена из лав, слагающих гору Учугей, напротив, имеет более высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, чем сама лава (соответственно, 0,70486 и 0,70459). Можно предположить, что пироксен кристаллизовался в каком-то промежуточном очаге, а затем был захвачен и вынесен на поверхность новой, свежей порцией магмы, проникшей из глубины в этот уже контаминированный очаг.

Таблица 3.8.3

Изотопный состав кислорода и стронция в эффузивах Удоканского хребта

№ обр.	Место отбора	Порода	Проба	^{87}Sr/^{86}Sr	Rb, ppm	Sr, ppm	δ^{18}O
1/85	в. Долинный	тр (пк)	вал	–	–	–	5,1
47/85	То же	тр	вал	0,70424	–	110	6,0
47/85	"	тр	fsp				
29-5/85	в. Аку	тр (пк)	ks	0,70368	–	–	5,1
34-2/85	То же	тр (пк)	ks	0,70369	–	–	4,2
10/85	в. Чепе	тр	вал	0,70390	80	140	5,7
16/85	То же	тр	вал	–	–	–	6,0
20/85	"	тр	вал	–	–	–	5,7
2/85	в. Инаричи	тр	вал	–	–	–	5,5
5/85	То же	тр	вал	0,70400	70	280	5,4
22/85	"	тр	вал	0,70385	–	200	6,0
36/85	"	тр	вал	–	–	–	5,3
49/85	"	тр	вал	0,70409	–	150	4,8
51/85	"	тр	вал	0,70408	–	160	4,6
41/85	в. Сыни	щб	вал	0,70383	20	550	5,0
43/85	То же	щб	вал	0,70395	–	620	4,8
63/85	в. Буричи	ба	вал	0,70389	–	955	5,3
68/85	в. Чоломдык	ба	вал	0,70572	–	715	4,9
116/84	в. Амутычи	ба	вал	–	–	–	5,6
117/84	в. Вакатский	ба	вал	0,70362	30	1020	4,0
73/85	в. Западно-Сакуканский	ба	вал	0,70400	30	1140	3,8
115/84	гора Учугей	ба	вал	0,70459	30	1100	5,2
115а/84	То же	ба	px	0,70486	–	–	5,5
59/85	руч. Биримьян	му	вал	–	–	–	5,2
76/85	руч. Якутский	тр (с)	вал	–	–	–	5,9
77/85	То же	му (с)	вал	–	–	–	4,8

Примечание. тр – трахит; щб – щелочной базальт; ба – базанит; му – муджиерит; (пк) –пирокластика; (с) – силл; остальные образцы – лавовые потоки; fsp – полевой шпат; ks – керсутит, px – пироксен

Положительная корреляция отношений ^{87}Sr/^{86}Sr и 1/Sr отчетливо проявляется для трахитов и щелочных оливиновых базальтов вулканов Сыни, Инаричи, Долинного и Чепе, расположенных недалеко друг от друга и связанных, вероятно, с общим магматическим очагом (см. рис. 3.8.2, а) и менее отчетливо (можно говорить, скорее, об общей тенденции, чем о корреляции) для базальтоидов, отобранных из различных частей плато (см. рис. 3.8.2, б). Нельзя не отметить, что химический и изотопный составы пород, сквозь которые проходили щелочно-базальтоидные магмы, чрезвычайно разнообразны (см. табл. 3.8.2; табл. 3.8.4), и было бы странным, если бы контаминация проявлялась в данном случае в виде каких-то четких трендов.

Формальное совпадение изотопных составов стронция и неодима в одном из образцов базанита с гипотетической областью обогащенной мантии (ЕМ-1) дало основание С.Н. Рассказову с соавторами (1997) предположить, что в формировании удоканских магм принимали участие различные мантийные источники (деплетированная мантия и ЕМ-1). Однако такое совпадение может быть совершенно случайным, и вряд ли в данном случае изотопные данные вообще могут служить

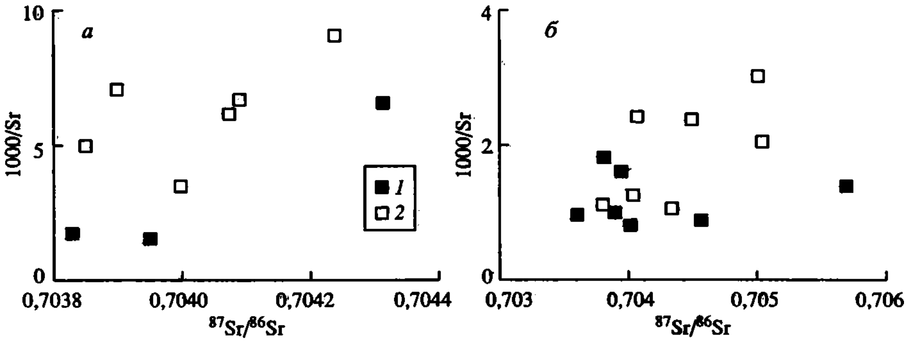


Рис. 3.8.2. Соотношение изотопного состава и концентраций стронция

а – щелочных оливиновых базальтов вулкана Сыни (*1*) и трахитов близлежащих вулканов Инаричи, Долинного и Чепс (*2*); *б*: щелочных базальтоидов различных частей плато по нашим данным (Покровский, 1991) (*1*) и данным С.В. Рассказова и др. (1997) (*2*)

серьезным аргументом в пользу множественности мантийных источников. Контраст в изотопном составе стронция (а также и неодима, обсуждать который трудно вследствие недостатка данных) между мантийными магмами и породами древней континентальной коры столь велик, что достаточно 2–3% "валового" стронция рамы (0,74–0,75) и не более 1% стронция из биотитов (с отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr > 0,8$), чтобы сдвинуть отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в магме на единицу в третьем знаке, а это для базальтов весьма значительная величина. Можно проиллюстрировать приведенные соотношения следующим примером: магма объемом 0,1 км^3 поднимается с глубины 50 км по трещине длиной 100 м (поперечными размерами можно пренебречь) и экстрагирует стронций из слоя толщиной 1 см. В концентрациях редких и тем более петрогенных элементов столь небольшие объемы контаминанта могут вообще никак не проявляться.

Кислород. Эффузивы Удоканского хребта также обнаруживают большой разброс величин $\delta^{18}O = 3,8 \div 6,0‰$ (см. табл. 3.8.3). Значительная часть образцов обеднена изотопом ^{18}O по сравнению с мантийными значениями и вряд ли можно сомневаться в том, что это обеднение произошло на магматической стадии, так как никаких следов высокотемпературных гидротермальных изменений в проанализированных породах не наблюдается. В лавах вулканов Долинный, Аку и Чепе нами, однако, встречены ксенолиты гидротермально измененных вмещающих пород с резко смещенным изотопным составом кислорода. Минимальное значение $\delta^{18}O = -4,8‰$, зарегистрированное в гранитном ксенолите вулкана Аку (см. табл. 3.8.4), находится среди наиболее низких из известных для такого рода образований, свидетельствуя, что гидротермальная система, существовавшая в недрах Удоканского хребта, была высокоактивной (с отношением вода/порода > 5) и высокотемпературной (выше 300 °С). Пониженные, хотя и в меньшей степени, величины $\delta^{18}O$ (4,0; 4,4‰) отмечены также в гранитах, слагающих борт кратера вулкана Долинный. В образцах гранито-гнейсов, отобранных в центральной части плато и на его восточной периферии (Сакукан-Катугинский блок), явных признаков гидротермальной переработки не наблюдается, однако величины $\delta^{18}O = 6,9 \div 7,7‰$ и в них несколько ниже обычных для докембрийских гранито-гнейсов значений (9–12‰).

Еще далее к востоку, не более чем в 20 км от восточного края лавового плато, располагаются редкометальные граниты Катугинского месторождения, для которых также характерны аномально низкие значения $\delta^{18}O$, причем резко и на большой площади обеднены ^{18}O и окружающие Катугинское месторождение породы удоканской серии (Покровский, Григорьев, 1995). Прямого отношения к плейстоце-

Таблица 3.8.4

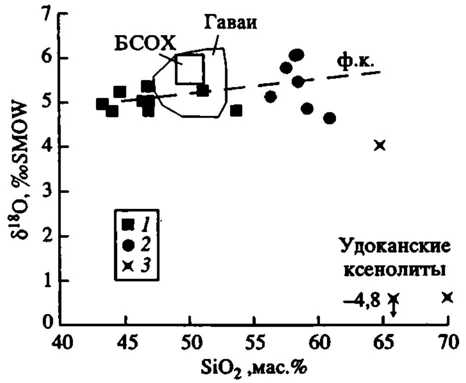
Изотопные характеристики гранитоидных ксенолитов из трахитов и метаморфических пород, окружающих Удоканское лавовое плато

№ обр.	Место отбора	Порода	$^{87}Sr/^{86}Sr$	Rb, ppm	Sr, ppm	$\delta^{18}O$
18/85*	в. Чепе, ксенолит	гр	0,72088	190	180	0,6
32а/85	в. Аку, ксенолит	гр	0,73174	–	140	–4,8
52/85	в. Долинный, ксенолит	гр	0,74497	260	85	6,0
54/85	То же, борт	гр	–	–	–	4,0
55/85	То же	гр	0,72131	190	175	4,4
118/84	в. Вакатский, основание	гг	0,70980	–	850	7,7
2327	Сакукан-Катугинский блок	гг	0,71927	52,0	389,9	6,9
2328	То же	гг	0,71065	22,3	358,8	7,4
2329	"	гг	0,73364	71,5	261,2	7,7
2406	"	мг	0,78079	163,2	168,5	13,0
2407	"	мг	0,83559	135,2	68,7	11,7
2410	"	мг	0,75721	148,1	252,8	11,9
	Удоканская серия	ма	0,71177–0,79295	7–137	130–205	13,4–14,9
	То же	мп	–	–	–	10,9–13,2
	"	крс	–	–	–	11,0–13,4
	", окрестности Катугинского поля	крс	–	–	–	2,3–5,0
	Катугинское поле	гг	–	–	–	3,6–7,2

Примечание. гр – гранит; гг – гранито-гнейс; мг – мигматит; ма – метаалевролит; мп – метапесчаник; крс – кристаллический сланец. Приведены измеренные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Виноградов и др., 1985; Покровский, 1991; Покровский, Григорьев, 1995). *плита размером 10× 10 м в кратере вулкана

новым эффузивам Катугинское поле не имеет. Интересен, однако, сам факт широкого распространения в Удоканском районе пород с аномально низкими значениями $\delta^{18}O$, показывающий, что повышенная гидротермальная активность является характерной чертой данной территории.

Можно предположить, что характерное смещение изотопного состава кислорода в удоканских эффузивах связано с ассимиляцией гидротермально измененных пород, тем более что ксенолиты последних реально присутствуют в магмах. В этом случае, однако, можно было бы ожидать отрицательной корреляции величин $\delta^{18}O$ и содержаний SiO, которой не наблюдается на графике $\delta^{18}O$–SiO_2 (рис. 3.8.3). Эффузивы Удоканского хребта дают более или менее обычный для дифференцированных серий тренд, на котором лишь два образца трахитов с наиболее высокими содержаниями SiO_2 образуют некоторый излом, направленный в сторону изотопно-легких ксенолитов. Отсутствие такого рода устойчивой тенденции показывает, что и на Удокане мы, возможно, имеем дело не с простой ассимиляцией твердых гидротермально измененных пород, а с каким-то более сложным типом взаимодействия между магмой и вмещающими породами, в частности, с прямым проникновением воды в расплавы.



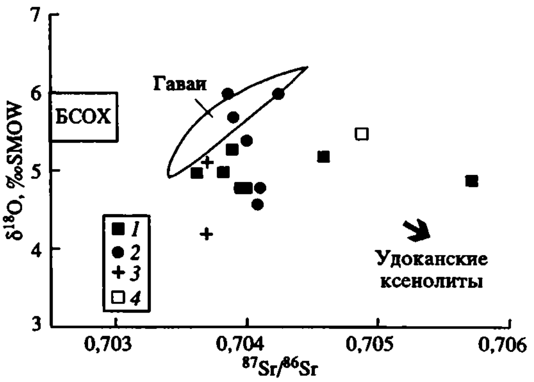


Рис. 3.8.3. Соотношение изотопного состава кислорода и содержаний SiO_2 в эффузивах Удоканского хребта

1 – базальтоиды; *2* – трахиты; *3* – ксенолиты вмещающих пород; Ф.к. – зависимость, допускающая фракционную кристаллизацию в закрытой системе

Рис. 3.8.4. Соотношение изотопного состава кислорода и стронция в эффузивах Удоканского хребта

1 – базальтоиды; *2* – трахиты; *3* – керсутиты из голоценовой пирокластики; *4* – пироксен из лав горы Учугей

Сложный характер имеет и зависимость между изотопным составом кислорода и стронция (рис. 3.8.4). Для большей части трахитов наблюдается обратная корреляция значений $\delta^{18}O$ и отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, которая может быть интерпретирована как двухкомпонентная смесь магмы с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr \leqslant 0,70385$ и значением $\delta^{18}O \sim 6‰$, и контаминанта, обогащенного ^{86}Sr и обедненного ^{18}O. На эту зависимость не попадает лишь один образец (вулкан Долинный), представляющий собой черную, пузырчатую лаву, в которой изотопный состав кислорода, возможно, несколько искажен в результате взаимодействия с кислородом атмосферы. В кристалле полевого шпата из этого образца значение $\delta^{18}O = 4,2‰$ существенно ниже, чем в валовой пробе (6,0‰) и, вероятно, точнее отражает состав магмы.

Базальтоиды Удокана, однако, не обнаруживают подобной зависимости. Сопоставляя их изотопные характеристики с таковыми петрохимически близких базальтов Гавайских островов, можно предположить, что эти базальтоиды представляют собой продукт смешения исходно гетерогенных магм (сходных с Гавайскими) и контаминанта, обогащенного ^{87}Sr и обедненного ^{18}O. Нельзя исключить также, что исходные магмы имели достаточно однообразный состав, и в широких пределах варьировали только изотопный и химический составы контаминанта, что вполне соответствует геологической обстановке.

Водород. В керсутитах, включения которых широко распространены в щелочных эффузивах различных районов мира, установлен очень большой разброс изотопного состава водорода $\delta D = -113 \div 8,2‰$ (Boettcher, O'Neil, 1980), в целом совершенно не свойственный мантийным породам. Причина этого явления однозначно не установлена. Отчасти разброс изотопных отношений D/H в керсутитах может быть связан с дегидратацией и фракционированием изотопов водорода между флюидом и магмой, породой и минералом. Вопрос об источниках вод, ответственных за образование керсутитов, остается, тем не менее, открытым. Сомнительно, что он был единственным

Керсутиты, изотопный состав которых приведен в табл. 3.8.5, собраны на очень небольшой территории (менее 1 км^2), на седловине, расположенной к югу от озера, занимающего кратер вулкана Аку. Кристаллы керсутита размером до 2 см разбросаны в довольно большом количестве среди пирокластики, связанной с извержением этого вулкана, а также, возможно, вулкана Долинного. Значения δD

Таблица 3.8.5

Изотопный состав водорода в керсутитах из пирокластики вулкана Аку и Долинного

№ обр.	δD, ‰ SMOW	H_2O, мас.%	№ обр.	δD, ‰ SMOW	H_2O, мас.%
29/85	–73	0,92	34-4/85	–75	0,82
29-5/85	–92	1,01	34-6/85	–71	0,70
33/85	–63	0,68	34-7/85	–72	0,73
34-1/85	–59	0,70	34-10/85	–87	0,94
34-2/85	–77	0,85			

изменяются от –59 до –92‰, обнаруживая обратную корреляцию с содержанием воды (рис. 3.8.5). Среднее значение δD в керсутитах Удокана (–74 ± 10‰) попадает в интервал, типичный для стекол базальтов срединно-океанических хребтов, и формально мы могли бы связать их образование с этим источником. Есть, однако, основания полагать, что изотопный состав водорода в керсутитах был искажен в результате частичной дегидратации: содержания H_2O во всех изученных образцах существенно понижены по отношению к стехиометрии (примерно 2%), причем между величинами δD и содержанием H_2O наблюдается отчетливая зависимость. Эта зависимость резко отличается от той, которую можно ожидать, исходя из экспериментально установленного фракционирования изотопов водорода между расплавом и водой, и которая реально наблюдается в стеклах кислых пород (показана на рис. 3.8.5 пунктирной линией). Она однако, имеет некоторое сходство с аналогичной зависимостью, установленной в пирокластике вулкана Килауэа (извержение 1959–1960 гг.) на Гаваях (Friedman, 1967).

Обратная корреляция между величинами δD и содержаниями H_2O, установленная в удоканских керсутитах, указывает на то, что значительная роль в удаляющемся флюиде принадлежала водороду, который в равновесных и неравновесных (например, при гидролизе) условиях резко обеднен дейтерием по отношению к воде. Этот вывод хорошо согласуется с экспериментальными исследованиями, которые показывают, что при термической дегидратации амфиболов в результате реакции с железом происходит разложение воды с образованием водорода (Zheng, et al., 1988). Изотопные эффекты, установленные в лабораторных опытах, сходны с теми, которые наблюдаются в удоканских керсутитах. Точки на рис. 3.8.5 располагаются вблизи линии, отвечающей фракционированию ΔD (амфибол–флюид) = 80‰. Если предположить, что дегазация происходила при температурах порядка 500–600°С, можно прийти к выводу, что отношение H_2/H_2O в удаляющемся флюиде было не ниже 1/3. По-видимому, это минимальная оценка концентрации водорода, так как температура дегидратации могла быть существенно выше, а фракционирование изотопов водорода в системе амфибол–водород–вода, соответственно, меньше. По-видимому, дегидратация керсутитов происходила непосредственно в момент извержения, когда горячий пирокластический материал испытал резкий сброс давления.

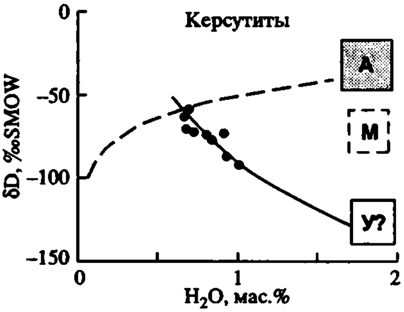


Рис. 3.8.5. Зависимость изотопного состава водорода от содержания воды из керсутитов пирокластики вулканов Аку и Долинного

Пунктир – характер изменения изотопного состава водорода при дегидратации с удалением чистой воды (ΔDфлюид-расплав = 20‰), сплошная линия – при дегидратации с участием водорода (ΔDфлюид–расплав = –80‰); А – поле "андезитовых" амфиболов, связанных с магматической водой субдукционного типа (см. гл. 2.2); М – вероятное поле амфиболов, связанных с магматической водой типа БСОХ, У? – вероятный исходный состав Удоканских керсутитов

Экстраполяция зависимости δD–H_2O до стехиметрических концентраций H_2O позволяет предположить, что исходные значения δD в керсутитах были близки к –125‰, что явно указывает на атмосферное происхождение магматической воды. Этот вывод хорошо согласуется с рассмотренными выше данными по изотопному составу кислорода и не противоречит петрохимическим данным, которые свидетельствуют, что керсутит из плейстоценовых и голоценовых вулканических пород Удоканского хребта кристаллизовался в близповерхностных магматических камерах – в условиях относительно низких температур (600–900°C) и давлений (Рассказов,1985). Следует, однако, отметить некоторую гипотетичность наших выводов: никакими доказательствами того, что исходные концентрации воды в керсутитах были близки к стехиметрическим, мы не располагаем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее характерной особенностью щелочных эффузивов Удоканского хребта является их обеднение тяжелым изотопом кислорода по сравнению с наиболее распространенными мантийными породами. Почти нет сомнений в том, что обеднение ^{18}O в данном случае не связано с постмагматическими процессами и произошло еще на магматической стадии. Ранее мы уже сталкивались с такого рода смещениями, однако в основном это были кислые магмы (такие, например, как игнимбриты Камчатки), а не базальты, стерильность которых в отношении коровой контаминации обычно подразумевается сама собой.

Между тем, на Земле есть еще, по крайней мере, два крупных вулканических района, где наряду с "нормальными" в больших количествах изливаются магмы с аномально низкими значениями $\delta^{18}O$ – Исландия (Muehlenbachs et al., 1974) и Гаваи (Eiler et al., 1996). Предполагается, что в этих районах магмы приобретают аномально низкие значения $\delta^{18}O$ в результате ассимиляции гидротермально измененных пород океанической коры или изотопного обмена с ними в магматических камерах и подводящих каналах. Возможность прямого проникновения поверхностных вод в магму считается менее вероятной, хотя ее также не следует упускать из виду, учитывая, что вулканические извержения в Исландии и на Гаваях достаточно часто имеют фреато-магматический характер. С проникновением подземных вод или воды из кратерного озера в подводящий канал и ее смешением с поднимающейся магмой связывается, в частности, одно из наиболее мощных извержений вулкана Килауэа в 1790 г., вследствие которого была сформирована 10-метровая толща пирокластики и уничтожено туземное войско, которому случилось в момент извержения оказаться около вулкана (Swanson, Christiansen, 1973; Mastin, 1997).

В результате взаимодействия с гидротермально измененными породами океанической коры значительных изменений в изотопном составе стронция и неодима в базитовых магмах не происходит, поскольку по этим параметрам они мало отличаются друг от друга. Совершенно иная ситуация складывается в Удоканском районе, где мантийные магмы взаимодействуют с гранитами и породами древнего сиалического фундамента, значительно обогащенными по сравнению с мантией радиогенным стронцием и обедненными радиогенным неодимом. Здесь сходная по масштабам контаминация должна была привести к значительному изменению исходных изотопных характеристик магмы, и, соответственно, установленный в породах разброс отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ может не отражать реальной гетерогенности мантийных источников. Не вызывает сомнений, что доминирующим источником удоканских магм была деплетированная мантия.

Совершенно неясной остается роль контаминации в образовании трахитов. С одной стороны, изотопные данные, которыми мы располагаем, не позволяют считать эти породы беспримесными дифференциатами базальтоидной магмы, с другой – те же данные свидетельствуют о том, что степень контаминации была слишком слабой, чтобы рассматривать ассимиляцию древних сиалических пород в качестве серьезного петрогенетического фактора. Сильные взрывы, которые сопровождали излияния и выбросы трахитового материала в районе вулканов Аку, Чепе, Долиного и Инаричи, в совокупности с рассмотренными выше изотопными данными дают основание предполагать, что именно в образовании трахитовых расплавов важная роль могла принадлежать воде, проникшей в базальтовую магму из вмещающих пород.

Эта идея не нова. В свое время она была всесторонне рассмотрена Р. Дэли (1936), который отмечал, что захваченная магмой вода может благоприятствовать образованию поздних трахитовых расплавов несколькими путями: понижая вязкость магмы, водосодержащие флюиды удлиняют период ее кристаллизации и дают возможность продвигать дифференциацию в вертикальном направлении; поднимаясь сквозь магму в свободном состоянии, водные флюиды могут активизировать перенос и концентрирование щелочей и других компонентов трахита; разогретый в недрах вулканической системы флюид может переплавлять заполняющие жерла базальты, селективно переводя в жидкое состояние щелочные компоненты. Обсуждение относительной роли этих факторов выходит за рамки данной работы, однако было бы неверным при обсуждении генезиса трахитов Удоканского хребта не принимать их во внимание.

ОБЩЕЕ ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Земле, возможно, не существует магматических пород, не контаминированных веществом земной коры. В минимальной степени контаминация, безусловно, проявлена в базальтах срединно-океанических хребтов, однако даже свежие стекла этих пород содержит воду, которая, судя по изотопному составу водорода, некогда была частью гидросферы. Сравнительно небольшой разброс отношений D/H, $^{18}O/^{16}O$, $^{13}C/^{12}C$, $^{34}S/^{32}S$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стеклах БСОХ, а также соображения геодинамического характера, позволяют в данном случае считать весьма маловероятной контаминацию магм в магматических камерах и подводящих каналах. Изотопные данные свидетельствуют, скорее, в пользу субдукционного происхождения воды и реальности глобального перемешивания мантии.

Отталкиваясь от изотопных характеристик БСОХ, как наиболее чистых и массовых представителей мантии, можно проследить влияние коровой контаминации на формирование магм в зоне перехода океан–континент. Пределы вариаций изотопных отношений практически всех элементов здесь резко расширяются, причем в изменении различных изотопных систем наблюдается определенная синхронность, осложняющаяся флюктуациями второго порядка. Несомненная связь этих вариаций с мощностью и строением земной коры в переходных зонах, а также характер Sr-O и Nd-O изотопной систематики, позволяют заключить, что вклад собственно субдукционных процессов в контаминацию островодужных магм сравнительно невелик по сравнению с "коровой" контаминацией, которая происходит в промежуточных очагах.

Закономерности такого рода прослеживаются на глобальном и региональном уровнях. В Тихоокеанском вулканическом поясе повышенные отношения $^{18}O/^{16}O$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ и пониженные $^{143}Nd/^{144}Nd$ характерны для территорий с относительно развитой корой континентального типа, таких, как южно-американские Анды и Японские острова, тогда как эффузивы островных дуг, заложенных на коре океанического типа, по этим параметрам нередко почти не отличаются от БСОХ. В пределах Курило-Камчатской дуги, детально рассмотренной в данной работе, наиболее высокие концентрации ^{10}Be, низкие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, высокие величины εNd и δD установлены в центральной и северной частях Курильского сектора. Можно предположить, что здесь изотопные характеристики эффузивов в наименьшей степени искажены взаимодействием с вмещающими породами в магматических камерах и подводящих каналах. Данные по кислороду в целом не противоречат этому выводу, если исключить аномалию о. Симушир, которая нуждается в дальнейшем исследовании. К северу, на Камчатке, породы обогащаются радиогенным стронцием и "коровым" изотопом ^{18}O и одновременно обедняются ^{10}Be и дейтерием. Наряду с обогащенными ^{18}O лавами в Камчатке появляются изотопно-легкие игнимбриты, образование которых мы связываем с прямым проникновением в магму подземных термальных вод атмосферного происхождения. Аналогичные изменения происходят к югу – на Японских островах (исключая водород, исследования которого в японских эффузивах в таком объеме, как на Камчатке, не проводились, а также кислород в игнимбритах, возможно, по той же причине). Уменьшение величин δD в породах, изливающихся в субаэральных условиях, несомненно, является следствием появления во вмещающих магмы породах вод атмосферного происхождения. Не случайно наиболее низкие величины δD зарегистрированы в амфиболах и слюдах вулканов Уксичан и Теклетуноп на севере Центрально-Камчатской депрессии, с которыми связаны обширные поля игнимбритов с аномально низкими величинами $\delta^{18}O$.

Важную роль в модификации изотопных систем островодужных эффузивов играют постмагматические изменения, которые могут быть отнесены к трем различным типам: 1) высокотемпературным гидротермально-метасоматическим преобразованиям, связанным с локальными проявлениями гидротермальной активности; 2) низкотемпературным изменениям в зоне гипергенеза; 3) эпигенезу и низкотемпературному метаморфизму. Для первых двух типов постмагматических преобразований характерно участие вод атмосферного в субаэральной и морского происхождения в океанической обстановке. Наиболее сильно они проявляются в изотопном составе кислорода и водорода. Достаточно активно переносится геотермальными растворами стронций, о чем свидетельствует корреляция отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и величин $\delta^{18}O$ в гидротермально-измененных породах Курильских островов и Камчатки, хотя смещения в изотопном составе этого элемента, как правило, не превышают единицы в третьем знаке, так как его основным источником в гидротермах являются доминирующие в районе эффузивы.

Эпигенетические и низкотемпературные метаморфические процессы отличаются на Камчатке рядом особенностей, которые еще подлежат детальному изучению. Есть основания полагать, что в этих процессах участвуют высококонцентрированные рассолы, с деятельностью которых мы связываем образование специфических карбонатитоподобных пород Валагинского хребта, по изотопному составу и концентрациям стронция практически не отличающихся от карбонатитов магматического генезиса. В весьма своеобразных условиях были преобразованы также миоценовые щелочные базальты Восточной Камчатки. Типичные для измененных пород вариации изотопного состава кислорода коррелируются в них со значительными, выходящими за обычный для Камчатки интервал, вариациями изотопного состава стронция и неодима, показывая, что этот сравнительно малорастворимый элемент транспортировался термальными растворами. Комплекс изотопных данных не подтверждает, таким образом, проявления на Восточной Камчатке специфического, обогащенного подвижными компонентами мантийного источника. Щелочно-базитовые магмы, изливавшиеся на Восточной Камчатке в миоцене, по изотопным характеристикам вряд ли существенно отличались от тех, которые изливаются в настоящее время.

Результаты изучения островодужных эффузивов, в частности, эффузивов Курило-Камчатской дуги, накладывают принципиальные ограничения на роль субдукции в формировании изотопных систем мантийных магм. Контаминация верхней мантии коровым материалом в зоне субдукции достаточно отчетливо проявляется только в изотопном составе водорода, содержания которого в мантийном материале пренебрежимо малы по сравнению с таковыми в субдуцируемой океанической коре. Весьма слабо "мантийная" контаминация сказывается на изотопном составе стронция и неодима: до внедрения в кору отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в магмах вряд ли превышали на Камчатке и Курилах 0,7029–0,7030, а значения δNd – 9–10. На Курилах среди типичных известково-щелочных эффузивов можно встретить породы, по изотопным характеристикам практически не отличимые от БСОХ. Вариации величин $\delta^{18}O$ в вулканических породах Камчатки и Курил, по-видимому, связаны исключительно с "коровой" контаминацией.

Щелочные породы и карбонатиты, прорывающие мощные метаморфические и осадочные толщи континентов, отличаются значительно более разнообразным изотопным составом, чем известково-щелочные и умеренно щелочные эффузивы зон перехода океан–континент. По мнению большинства исследователей, исходная магма, в результате дифференциации которой были образованы щелочные интрузивные комплексы, на континентах имела щелочно-базитовый или щелочно-ультраосновной состав и проникала в верхние горизонты земной коры из мантии, не претерпев заметной контаминации. Разброс изотопных отношений стронция и неодима в щелочных породах связывается в рамках этой гипотезы с мантийным метасоматозом и смешением вещества из мантийных источников, контаминированных субдуктированным коровым материалом в отдаленные геологические эпохи и в дальнейшем в силу тех или иных причин изолированных от конвектирующей мантии. Таким образом, безусловно, можно объяснить большой разброс изотопных отношений радиогенных изотопов в щелочных породах, который может зависеть от продолжительности изоляции обогащенных мантийных источников. Однако невозможно объяснить мантийной гетерогенностью данные по стабильным изотопам, в первую очередь, изотопам кислорода, вариации которого не могут быть связаны ни со временем возникновения мантийного источника, обогащенного подвижными компонентами субдукционным путем, ни со степенью его деплетированности. Коль скоро между изотопным составом стронция и кислорода существует связь, можно утверждать, что и отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в щелочных породах отражают, скорее, процесс смешения мантийного и корового материалов, нежели характер мантийного субстрата.

Вариации изотопного состава кислорода и стронция в породах щелочных массивов, принадлежащих различным магматическим провинциям Северной Евразии, обнаруживают сходные закономерности, свидетельствующие об активном взаимодействии расплавов с вмещающими породами и общем усилении контаминации от ранних магматических фаз к поздним. Характер зависимостей между изотопными составами кислорода и стронция, а также между изотопным и элементным составом, позволяет предположить, что контаминация магм происходила в большинстве случаев не путем ассимиляции твердого материала, а путем поглощения высококонцентрированных термальных растворов, изотопный и химический состав которых определялся взаимодействием как с вмещающими осадочными и метаморфическими породами, так и с породами, слагающими интрузии. Высококонцентрированные рассолы, несомненно, играли важную роль и в постмагматических преобразованиях щелочных пород и карбонатитов в тех случаях, когда они внедрялись в мощные, нередко соленосные чехлы Сибирской платформы и ее складчатого окружения. С их деятельностью мы связываем, в частности, формирование уникальных фосфатно-редкометальных и железных руд Томторского массива на севере Якутии.

Коровая контаминация не позволяет, на наш взгляд, установить истинные масштабы исходной (мантийной) изотопной гетерогенности источников щелочно-базитовых и щелочных-ультраосновных магм. Представляется очевидным, что она значительно меньше наблюдающейся гетерогенности пород. Доминирующим источником щелочных расплавов в большинстве рассмотренных в работе случаев была, несомненно, деплетированная мантия. Степень "зараженности" щелочных магм коровым материалом изменяется в очень широких пределах, не позволяя дать однозначный и универсальный ответ на естественно возникающий вопрос о роли контаминации в петрогенезисе. Представляется крайне сомнительным, в частности, чтобы коровая контаминация играла заметную роль в обогащении подвижными компонентами нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов или большей части щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции, которые по изотопным характеристикам мало отличаются от БСОХ. Вместе с тем, в семействе щелочных пород имеются и такие, которые вряд ли могли быть сформированы путем экстракции подвижных компонентов из мантийного субстрата или фракционной кристаллизации мантийной магмы в закрытой системе. Среди них прежде всего следует назвать уртиты, ийолит-уртиты и нефелиновые сиениты, участвующие в строении широко распространенных на юге Сибири небольших щелочно-габброидных интрузий, а также ультракалиевые породы Байкальской рифтовой зоны.

Представляется очевидным, что роль контаминации как фактора петрогенезиса заключается не только в изменении "валового" химического состава магм. Захваченная магмой вода может благоприятствовать образованию щелочных расплавов, активизируя перенос и концентрирование подвижных компонентов, понижая вязкость и удлиняя период кристаллизации магмы.

ЛИТЕРАТУРА

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1988. 140 с.

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Численное моделирование геохронометрических систем и проблема эволюции Земли // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 29–49.

Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 273 с.

Андреева Е.Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау // Тр. ИГЕМ. М.: Наука, 1962. Вып. 76. С. 81–97.

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 169 с.

Андреева Е.Д., Яшина Р.М., Гарам Д. Онефелиновых массивах Монголии / Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 5. С. 1189–1192.

Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 1989. 176 с.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.

Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Восточное Прианабарье, Якутия) // Геохимия. 1977. № 1. С. 10–20.

Багдасаров Ю.А., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции и некоторые условия их образования // Докл. АН СССР. 1983. Т. 27, № 6. С. 1484–1488.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Башта К.Г., Горбачев В.И., Шахторина Л.Н. Задачи и первые результаты бурения Уральской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1991, № 8. С. 51–64.

Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Дашков В.Н. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л.: Недра, 1967. 265 с.

Биндеман И.Н., Дэвис А.М. Конвекция и перераспределение щелочей и микроэлементов при смешении базальтового и гранитного расплавов // Петрология, 1999, Т. 7. № 1. С. 99–110.

Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.

Борщевский Ю.А., Ананенко Н.А., Медведовская Н.И. и др. Изотопный состав кислорода петрографических разновидностей щелочных пород Хибинского массива // IX Всесоюзн. симпоз. по стабил. изотопам в геохимии: Тез. Докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982. С. 161–163.

Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. Изотопные особенности минералов и пород Хибино-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты их генезиса // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116, вып. 5. С. 532–540.

Бродский. Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 594 с.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 15–25.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.

Валяев Б.М., Гринченко Ю.К., Ерохин В.Е. и др. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.

тированным коровым материалом в отдаленные геологические эпохи и в дальнейшем в силу тех или иных причин изолированных от конвектирующей мантии. Таким образом, безусловно, можно объяснить большой разброс изотопных отношений радиогенных изотопов в щелочных породах, который может зависеть от продолжительности изоляции обогащенных мантийных источников. Однако невозможно объяснить мантийной гетерогенностью данные по стабильным изотопам, в первую очередь, изотопам кислорода, вариации которого не могут быть связаны ни со временем возникновения мантийного источника, обогащенного подвижными компонентами субдукционным путем, ни со степенью его деплетированности. Коль скоро между изотопным составом стронция и кислорода существует связь, можно утверждать, что и отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ в щелочных породах отражают, скорее, процесс смешения мантийного и корового материалов, нежели характер мантийного субстрата.

Вариации изотопного состава кислорода и стронция в породах щелочных массивов, принадлежащих различным магматическим провинциям Северной Евразии, обнаруживают сходные закономерности, свидетельствующие об активном взаимодействии расплавов с вмещающими породами и общем усилении контаминации от ранних магматических фаз к поздним. Характер зависимостей между изотопными составами кислорода и стронция, а также между изотопным и элементным составом, позволяет предположить, что контаминация магм происходила в большинстве случаев не путем ассимиляции твердого материала, а путем поглощения высококонцентрированных термальных растворов, изотопный и химический состав которых определялся взаимодействием как с вмещающими осадочными и метаморфическими породами, так и с породами, слагающими интрузии. Высококонцентрированные рассолы, несомненно, играли важную роль и в постмагматических преобразованиях щелочных пород и карбонатитов в тех случаях, когда они внедрялись в мощные, нередко соленосные чехлы Сибирской платформы и ее складчатого окружения. С их деятельностью мы связываем, в частности, формирование уникальных фосфатно-редкометальных и железных руд Томторского массива на севере Якутии.

Коровая контаминация не позволяет, на наш взгляд, установить истинные масштабы исходной (мантийной) изотопной гетерогенности источников щелочно-базитовых и щелочных-ультраосновных магм. Представляется очевидным, что она значительно меньше наблюдающейся гетерогенности пород. Доминирующим источником щелочных расплавов в большинстве рассмотренных в работе случаев была, несомненно, деплетированная мантия. Степень "зараженности" щелочных магм коровым материалом изменяется в очень широких пределах, не позволяя дать однозначный и универсальный ответ на естественно возникающий вопрос о роли контаминации в петрогенезисе. Представляется крайне сомнительным, в частности, чтобы коровая контаминация играла заметную роль в обогащении подвижными компонентами нефелиновых сиенитов Хибинского и Ловозерского массивов или большей части щелочных-ультраосновных пород и карбонатитов Маймеча-Котуйской провинции, которые по изотопным характеристикам мало отличаются от БСОХ. Вместе с тем, в семействе щелочных пород имеются и такие, которые вряд ли могли быть сформированы путем экстракции подвижных компонентов из мантийного субстрата или фракционной кристаллизации мантийной магмы в закрытой системе. Среди них прежде всего следует назвать уртиты, ийолит-уртиты и нефелиновые сиениты, участвующие в строении широко распространенных на юге Сибири небольших щелочно-габброидных интрузий, а также ультракалиевые породы Байкальской рифтовой зоны.

Представляется очевидным, что роль контаминации как фактора петрогенезиса заключается не только в изменении "валового" химического состава магм. Захваченная магмой вода может благоприятствовать образованию щелочных расплавов, активизируя перенос и концентрирование подвижных компонентов, понижая вязкость и удлиняя период кристаллизации магмы.

ЛИТЕРАТУРА

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Радиогенные изотопы и эволюция мантии Земли, коры и атмосферы. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1988. 140 с.

Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Численное моделирование геохронометрических систем и проблема эволюции Земли // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 29–49.

Аккреционная тектоника Восточной Камчатки / В.П. Зинкевич, Е.А. Константиновская, Н.В. Цуканов и др. М.: Наука, 1993. 273 с.

Андреева Е.Д. К вопросу о нефелинизации на примере уртитового массива в Кузнецком Алатау // Тр. ИГЕМ. М.: Наука, 1962. Вып. 76. С. 81–97.

Андреева Е.Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М.: Наука, 1968. 169 с.

Андреева Е.Д., Яшина Р.М., Гарам Д. Онефелиновых массивах Монголии / Докл. АН СССР. 1987. Т. 294, № 5. С. 1189–1192.

Анциферов А.С. Гидрогеология древнейших нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Недра, 1989. 176 с.

Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочно-земельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.

Багдасаров Ю.А. Геохимические особенности карбонатитов и сопровождающих их силикатных пород щелочно-карбонатитового массива Томтор (Восточное Прианабарье, Якутия) // Геохимия. 1977. № 1. С. 10–20.

Багдасаров Ю.А., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитовых массивов Маймеча-Котуйской провинции и некоторые условия их образования // Докл. АН СССР. 1983. Т. 27, № 6. С. 1484–1488.

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Башта К.Г., Горбачев В.И., Шахторина Л.Н. Задачи и первые результаты бурения Уральской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1991, № 8. С. 51–64.

Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Дашков В.Н. и др. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л.: Недра, 1967. 265 с.

Биндеман И.Н., Дэвис А.М. Конвекция и перераспределение щелочей и микроэлементов при смешении базальтового и гранитного расплавов // Петрология, 1999, Т. 7. № 1. С. 99–110.

Богатиков О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1966. 240 с.

Борщевский Ю.А., Ананенко Н.А., Медведовская Н.И. и др. Изотопный состав кислорода петрографических разновидностей щелочных пород Хибинского массива // IX Всесоюзн. симпоз. по стабил. изотопам в геохимии: Тез. Докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1982. С. 161–163.

Борщевский Ю.А., Борисова С.Л., Медведовская Н.И. Изотопные особенности минералов и пород Хибино-Ловозерского комплекса и некоторые аспекты их генезиса // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116, вып. 5. С. 532–540.

Бродский. Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 594 с.

Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.

Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф. Мутновский геотермальный район на Камчатке // Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. С. 15–25.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.

Валяев Б.М., Гринченко Ю.К., Ерохин В.Е. и др. Изотопный облик газов грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1985. № 1. С. 72–87.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1987. 339 с.

Викентьев И.В., Драгулеску Е.М., Казанский В.И. и др. Цикличность вулканогенно-осадочных толщ, их метаморфизм и рудная минерализация в разрезе Уральской сверхглубокой скважины // Геология. руд. месторождений. 1990. № 4. С. 51–64.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав соединений серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10. С. 851–873.

Виноградов А.П., Донцова Е.И., Герасимовский В.И. и др. Изотопный состав кислорода карбонатитов континентального рифта Восточной Африки // Там же. 1971. № 5. С. 507–514.

Виноградов А.П., Кропотова О.И., Герасимовский В.И. Изотопный состав углерода карбонатитов Восточной Африки // Там же. 1970. № 6. С. 643–646.

Виноградов А.П., Кропотова О.И., Эпштейн Е.М., Гриненко В.А. Изотопный состав углерода кальцитов различных стадий карбонатитового процесса в связи с вопросами генезиса карбонатитов // Там же. 1967. № 5. С. 499–509.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Виноградов В.И., Вакин И.А. Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 965–968.

Виноградов В.И., Вишневская И.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Гранитообразование в зоне перехода континент – океан (на примере Ахомтенского массива на Камчатке) // Сов. Геология. 1990. № 9. С. 54–61.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги – ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 78–103.

Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э. и др. Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1998а. № 3. С. 268–279.

Виноградов В.И., Краснов А.А., Кулешов В., Сулержицкий Л.Д. $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$ и концентрации ^{14}C в карбонатитах вулкана Калианго (Восточная Африка) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1978. № 6. С. 33–41.

Виноградов В.И., Лейтес А.М., Кривенко В.А. и др. Rb–Sr возраст гнейсов Сакукан-Катугинского массива на юге Кодаро-Удоканского района // Докл. АН СССР. Т. 286, № 1. С. 190–194.

Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Там же. 1998. № 6. С. 629–646.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Там же. 1994. № 4. С. 49–76.

Виноградов В.И., Шеймович В.С., Вишневская И.И. и др. Ахомтенский гранитоидный массив – модельный пример гранитизации в зоне перехода континент–океан // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 50–63.

Владыкин Н.В. Первая находка лампроитов в СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 718–722.

Волынец О.Н., Долгова Т.В., Колосков А.В., Кутыев А.С. К химическому составу амфиболов и биотитов из четвертичных пород Камчатки // Бюлл. вулканол. станции. 1975. № 51. С. 77–88.

Волынец О.Н., Флеров Г.Н.,, Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В. Курило-Камчатская островная дуга: Камчатский сегмент // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 56–85.

Волынец О.Н., Бушляков И.Н., Воронина Л.К. Галогены в слюдах из вулканических пород Курило-Камчатской дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. С. 693–697.

Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав K–Na-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.

Волынец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских K-Na щелочных базальтов внутриплитного геохимического облика, Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 207–213.

Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С. Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988, № 1. С. 19–27.

Волынец О.Н., Бабанский А.Д., Гольцман Ю.В. Изотопные и геохимические вариации в лавах вулканов Северной группы (Камчатка) в связи с особенностями процесса субдукции // Геохимия. 2000. № 10. С. 1–17.

Врублевская Т.Т. Петрография, минералогия и этапы становления Мухальского массива. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 1988. 21 с.

Врублевский В.В. Петрология ассоциации щелочных – основных пород и карбонатитов в Кузнецком Алатау. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 25 с.

Врублевский В.В., Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение карбонатитов Верхнепетропавловского массива (Кузнецкий Алатау) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 288. № 5. С. 1214–1217.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1973. 256 с.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтяной геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Там же. 1984. № 8. С. 1091–1117.

Галимов Э.М. Изотопный состав алмазов Северо-Китайской платформы // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 467–468.

Галимов Э .М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А. и др. Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // Геохимия. 1994. № 1. С. 67–74.

Галимов Э.М., Кононова В.А., Прохоров В.С. Изотопный состав углерода карбонатитов и карбонатитоподобных пород (в связи с проблемой источников вещества) // Там же. 1974. № 5. С. 708–716.

Геолого-геофический атлас Курило-Камчатской островной системы (ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный) Л.: ВСЕГЕИ, 1987.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ю.М. Пузанков, О.Н. Волынец, В.А. Селиверстов и др. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 259 с.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. (ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградов). М.: Наука, 1983. 184 с.

Гольцман Ю.В., Кононова В.А., Баирова Э.Д., Шанин Л.Л. Генезис уртитовых руд Кия-Шалтырьского месторождения по данным изотопного состава стронция // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 4. С. 924–927.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кебмрия Сибири // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 1995. Т. 3, № 1. С. 3–23.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 186 с.

Гриб В.Н., Леонов В.Л. Игнимбриты Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии, Камчатка: Сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 15–33.

Гринев О.М. Особенности щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау и элементы прогноза на обнаружение высокосортных нефелиновых руд // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области: Тез. докл. науч. конф. Новосибирск, 1987. С. 44–46.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.

Гриненко Л.Н., Гриненко В.А. Изотопный состав и содержание серы в базальтах различных структурно-тектонических зон океана // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 41–55.

Гриненко Л.Н., Кононова В.А., Гриненко В.А. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов // Геохимия. 1970. № 1. С. 66–75.

Девирц А.Л., Рассказов С.В., Поляков А.И., Добкина Э.И. Радиоуглеродный возраст молодых вулканов хребта Удокан (Северо-Восточное Прибайкалье) // Геохимия 1981. № 8. С. 1250–1253.

Действующие вулканы Камчатки. В 2 т. М.: Наука, 1991. Т. 1. – 302 с. Т. 2. – 415 с.

Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты. Кол. фил. АН СССР, 1984. 97 с.

Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР. 1936. 591 с.

Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый

Викентьев И.В., Драгулеску Е.М., Казанский В.И. и др. Цикличность вулканогенно-осадочных толщ, их метаморфизм и рудная минерализация в разрезе Уральской сверхглубокой скважины // Геология. руд. месторождений. 1990. № 4. С. 51–64.

Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав соединений серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10. С. 851–873.

Виноградов А.П., Донцова Е.И., Герасимовский В.И. и др. Изотопный состав кислорода карбонатитов континентального рифта Восточной Африки // Там же. 1971. № 5. С. 507–514.

Виноградов А.П., Кропотова О.И., Герасимовский В.И. Изотопный состав углерода карбонатитов Восточной Африки // Там же. 1970. № 6. С. 643–646.

Виноградов А.П., Кропотова О.И., Эпштейн Е.М., Гриненко В.А. Изотопный состав углерода кальцитов различных стадий карбонатитового процесса в связи с вопросами генезиса карбонатитов // Там же. 1967. № 5. С. 499–509.

Виноградов В.И. Роль осадочного цикла в геохимии изотопов серы. М.: Наука, 1980. 192 с.

Виноградов В.И., Вакин И.А. Изотопный состав стронция термальных вод Камчатки // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 4. С. 965–968.

Виноградов В.И., Вишневская И.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Гранитообразование в зоне перехода континент – океан (на примере Ахомтенского массива на Камчатке) // Сов. Геология. 1990. № 9. С. 54–61.

Виноградов В.И., Григорьев В.С., Покровский Б.Г. Изотопный состав кислорода и стронция в породах Курило-Камчатской островной дуги – ключ к некоторым генетическим построениям // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 78–103.

Виноградов В.И., Корж М.В., Сорокина И.Э. и др. Изотопные признаки эпигенетических преобразований довендских отложений осадочного чехла Байкитского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1998а. № 3. С. 268–279.

Виноградов В.И., Краснов А.А., Кулешов В., Сулержицкий Л.Д. $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$ и концентрации ^{14}C в карбонатитах вулкана Калианго (Восточная Африка) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1978. № 6. С. 33–41.

Виноградов В.И., Лейтес А.М., Кривенко В.А. и др. Rb–Sr возраст гнейсов Сакукан-Катугинского массива на юге Кодаро-Удоканского района // Докл. АН СССР. Т. 286, № 1. С. 190–194.

Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Головин Д.И. и др. Изотопные свидетельства эпигенетических преобразований и проблема возраста рифейских отложений Учуро-Майского региона Восточной Сибири // Там же. 1998. № 6. С. 629–646.

Виноградов В.И., Покровский Б.Г., Пустыльников А.М. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст верхнедокембрийских отложений запада Сибирской платформы // Там же. 1994. № 4. С. 49–76.

Виноградов В.И., Шеймович В.С., Вишневская И.И. и др. Ахомтенский гранитоидный массив – модельный пример гранитизации в зоне перехода континент–океан // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 50–63.

Владыкин Н.В. Первая находка лампроитов в СССР // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 718–722.

Волынец О.Н., Долгова Т.В., Колосков А.В., Кутыев А.С. К химическому составу амфиболов и биотитов из четвертичных пород Камчатки // Бюлл. вулканол. станции. 1975. № 51. С. 77–88.

Волынец О.Н., Флеров Г.Н.,, Шанцер А.Е., Мелекесцев И.В. Курило-Камчатская островная дуга: Камчатский сегмент // Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 56–85.

Волынец О.Н., Бушляков И.Н., Воронина Л.К. Галогены в слюдах из вулканических пород Курило-Камчатской дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. С. 693–697.

Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У., Горринг М. Изотопный состав K–Na-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.

Волынец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских K-Na щелочных базальтов внутриплитного геохимического облика, Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 207–213.

Волынец О.Н., Авдейко Г.П., Виноградов В.И., Григорьев В.С. Изотопная зональность в четвертичных лавах Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 1988, № 1. С. 19–27.

Волынец О.Н., Бабанский А.Д., Гольцман Ю.В. Изотопные и геохимические вариации в лавах вулканов Северной группы (Камчатка) в связи с особенностями процесса субдукции // Геохимия. 2000. № 10. С. 1–17.

Врублевская Т.Т. Петрография, минералогия и этапы становления Мухальского массива. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Улан-Удэ, 1988. 21 с.

Врублевский В.В. Петрология ассоциации щелочных – основных пород и карбонатитов в Кузнецком Алатау. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1989. 25 с.

Врублевский В.В., Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение карбонатитов Верхнепетропавловского массива (Кузнецкий Алатау) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 288. № 5. С. 1214–1217.

Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1973. 256 с.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтяной геологии. М.: Недра, 1973. 384 с.

Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования // Там же. 1984. № 8. С. 1091–1117.

Галимов Э.М. Изотопный состав алмазов Северо-Китайской платформы // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 4. С. 467–468.

Галимов Э .М., Захарченко О.Д., Мальцев К.А. и др. Изотопный состав углерода алмазов из кимберлитовых трубок Архангельской области // Геохимия. 1994. № 1. С. 67–74.

Галимов Э.М., Кононова В.А., Прохоров В.С. Изотопный состав углерода карбонатитов и карбонатитоподобных пород (в связи с проблемой источников вещества) // Там же. 1974. № 5. С. 708–716.

Геолого-геофический атлас Курило-Камчатской островной системы (ред. К.Ф. Сергеев, М.Л. Красный) Л.: ВСЕГЕИ, 1987.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки / Ю.М. Пузанков, О.Н. Волынец, В.А. Селиверстов и др. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. 259 с.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. (ред. А.В. Пейве, В.И. Виноградов). М.: Наука, 1983. 184 с.

Гольцман Ю.В., Кононова В.А., Баирова Э.Д., Шанин Л.Л. Генезис уртитовых руд Кия-Шалтырьского месторождения по данным изотопного состава стронция // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 4. С. 924–927.

Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др. Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кебмрия Сибири // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 1995. Т. 3, № 1. С. 3–23.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 186 с.

Гриб В.Н., Леонов В.Л. Игнимбриты Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии, Камчатка: Сопоставление разрезов, состав, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1993. № 5. С. 15–33.

Гринев О.М. Особенности щелочно-габброидного магматизма Кузнецкого Алатау и элементы прогноза на обнаружение высокосортных нефелиновых руд // Магматизм и эндогенная металлогения западной части Алтае-Саянской складчатой области: Тез. докл. науч. конф. Новосибирск, 1987. С. 44–46.

Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974.

Гриненко Л.Н., Гриненко В.А. Изотопный состав и содержание серы в базальтах различных структурно-тектонических зон океана // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 41–55.

Гриненко Л.Н., Кононова В.А., Гриненко В.А. Изотопный состав серы сульфидов из карбонатитов // Геохимия. 1970. № 1. С. 66–75.

Девирц А.Л., Рассказов С.В., Поляков А.И., Добкина Э.И. Радиоуглеродный возраст молодых вулканов хребта Удокан (Северо-Восточное Прибайкалье) // Геохимия 1981. № 8. С. 1250–1253.

Действующие вулканы Камчатки. В 2 т. М.: Наука, 1991. Т. 1. – 302 с. Т. 2. – 415 с.

Дудкин О.Б., Минаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. Апатиты. Кол. фил. АН СССР, 1984. 97 с.

Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли. Л.-М.: ОНТИ НКТП СССР. 1936. 591 с.

Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый

плутонизм (на примере маймеча-котуйского комплекса Полярной Сибири. Л.: Недра. 1991. 260 с.

Егоров Л.С., Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л,: Недра, 1969. 248 с.

Ерощев-Шак В.А., Золотарев Б.П., Карпов Г.А. и др. Вторичные изменения в базальтах и дацитах кальдеры Узон (Камчатка). Литология и полез. ископаемые. 1998. № 4. С. 195–206.

Есиков Е.Д. Изотопная гидрогеология гидротермальных систем. М.: Наука, 1989. 208 с.

Жидков А.Я. Дифференцированный плутон щелочных пород в Северо-Байкальском нагорье. Л.: 1960. 119 с. (Материалы ВСЕГЕИ, Вып. 32).

Журавлев Д.З., Цветков А.А., Журавлев А.З., Гладков Н.Г., Чернышев И.В. Изотопный состав неодима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Эволюция системы кора–мантия. М.: Наука, 1986. С. 62–78.

Заболотникова И.И. Щелочные породы правобережья р. Большой Тулуюл в Кузнецком Алатау: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Томск, 1971. 19 с.

Загрузина И.А. Изотопный состав серы пород и руд района заложения Уральской сверхглубокой скважины // Значение изотопных исследований для повышения эффективности и качества геолого-поисковых работ. Л.: Недра, 1986. С. 35–42.

Зайцев А.Н., Белл К., Уолл Ф., Ле Ба М. Дж. Щелочно-редкоземельные карбонаты карбонатитов Хибинского массива: минералогия и генезис // Докл. РАН. 1997. Т. 355, № 2. С. 241–245.

Знаменский В.С., Журавлев Д.З. Происхождение катионов термальных вод Южных Курильских островов (с учетом изотопно-геохимических данных по РЗЭ и стронцию // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 25–33.

Иванов Б.В., Устинов В.И. Изотопный состав кислорода в андезитах Камчатки. Вулканология и Сейсмология. 1988. № 6. С. 26–32.

Ильенок С.С. Щелочные породы участка Патын // Материалы по геологии Западной Сибири. Томск. Изд-во Томского ун-та. 1962. Вып. 64. С. 226–242.

Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы / В.П. Костюк, Л.И. Панина, А.Я. Жидков и др.). Новосибирск.: Наука, 1990. 234 с.

Калинкин М.М. О структуре Хибинского и Ловозерского щелочных массивов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1976. № 8. С. 25–36.

Кеннеди Дж. О роли воды в магме // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. С. 505–519.

Киселев А.И., Головко Г.А., Медведев М.Е. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск.: Наука, 1979. 164 с.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.

Когарко Л.Н. Геохимические модели супергигантских апатитовых и редкометалльных месторождений, связанных со щелочным магматизмом // Основные направления геохимии. М.: Наука, 1995. С. 111–127.

Когарко Л.Н. Щелочной магматизм в истории Земли и эволюция флюидного режима мантии // Докл. АН. 1997. Т. 348, № 5. С. 665–667.

Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тяптелев А.П. Изотопные критерии генезиса маймечитового магматизма // Там же. 1988. Т. 301, № 4. С. 939–942.

Когарко Л.Н., Крамм У., Блаксланд и др. Возраст и происхождение щелочных пород Хибинского массива: изотопия рубидия и стронция // Там же. Т. 260, № 4. С. 1001–1004.

Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // Там же. 1983. Т. 268, № 4. С. 970–972.

Когарко Л .Н., Крамм У., Дудкин О.Б., Минаков Ф.В. Возраст и генезис карбонатитов Хибинского щелочного массива (данные по изотопам Rb и Sr // Там же. 1986. Т. 289. № 4. С. 970–972.

Когарко Л.Н., Хендерсон М., Фоланд К. Эволюция и изотопные источники Гулинского ультраосновного массива (Полярная Сибирь) // Там же. Т. 364. № 2. С. 235–237.

Кондрашов И.А., Первов В.А., Шарков Е.В. и др. Расслоенность Южно-Сакунского высококалиевого щелочного массива, Алданский щит // Петрология. 1998. Т. 6. № 3. С. 274–294.

Конев А.А. Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1982. 201 с.

Конев А.А., Воробьев Е.И., Лазебник К.А. Минералогия Мурунского щелочного массива. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 221 с.

Конев А.А., Лепин В.С. Геохимия стронция и его изотопов в Мурунском щелочном комплексе и некоторые проблемы формирования барий-стронциевых карбонатитов // Геохимия магматических пород. М.: 1991. С. 147–148.

Кононова В.Я. Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М.: Наука, 1976. 213 с.

Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.

Коноплев А.Д., Кузьмин В.И., Эпштейн Е.М. и др. Особенности делювиально-озерной россыпи на коре выветривания редкометальных карбонатитов // Минералогия и геохимия россыпей. М.: Наука. 1992. С. 111–123.

Кортусов М.П., Макаренко М.А. К вопросу систематики метасоматических процессов, связанных с интрузией нефелинсодержащих пород Мариинской тайги (северная часть Кузнецкого Алатау) // Материалы по минералогии и петрографии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968. С. 11–27.

Кортусов М.П., Макаренко М.А., Марков В.Н. Роль рифтогенеза в локализации продуктов щелочного магматизма в Кузнецком Алатау // Происхождение и эволюция магматических формаций в истории Земли: Тез. докл. Всесоюз. петрогр. совещ. Новосибирск. 1986 г. Новосибирск: ИГИГ. 1986. С. 95–96.

Косминская И.П., Зверев С.М., Вейцман П.С., Тулина Ю.В. Общие черты строения земной коры переходной зоны // Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1966. С. 274–293.

Кравченко С.М. Геохимия калиевых щелочно-ультраосновных вулканитов массива-гиганта Томтор // Геохимия магматических пород. XIX семинар. Тез. Докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2000. С. 78–79.

Кравченко С.М., Беляков А.Ю., Покровский Б.Г. Геохимия и генезис массива Томтор: северная часть Сибирской платформы // Геохимия. 1992. № 8. С. 1094–1110.

Кравченко С.М., Надъярных И.Г., Нефедова Е.П. Микрораспределение урана в нефелиновых и щелочных сиенитах Хибинского массива // Там же. 1999. № 6. С. 614–625.

Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. Средний и поздний девон – краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия): Rb–Sr исследования // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148–168.

Крейг Х. Геохимия стабильных изотопов углерода // Изотопы в геологии. М. Изд-во иностр. лит., 1954. С. 440–494.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мележик В.А. и др. Изотопы свинца и стронция и отношения Fe/Mn в верхнеятулийских карбонатах как индикаторы палеообстановки осадконакопления // XV симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 1998. С. 145–146.

Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. М.: Наука, 1986. 126 с.

Куплетский Б.М. Мелилитовые породы в щелочном комплексе Енского района на Кольском полуострове // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1948. № 3. С. 99–120.

Ланда Э.А., Мурина Г.А., Шергина Ю.П., Краснова Н.И. Изотопный состав стронция в апатитах и апатитоносных породах карбонатитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264, № 6, С. 1480–1482.

Ланда Э.А., Шергина Ю.П., Ларин и др. Взаимодействие мантийного и корового вещества и метасоматические процессы // Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1984. С. 19–29.

Лапин А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных редкометальных руд месторождения Томтор (север Сибирской платформы) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 37. № 1. С. 22–39.

Лапин В.В. Петрография металлургических и топливных шлаков // М.: Изд-во АН СССР. 1956. 323 с. (Тр. Ин-та рудных месторождений, петрографии и минералогии. Вып. 2).

Леин А.Ю., Гальченко В.Ф., Покровский Б.Г. и др. Морские карбонатные конкреции как результат процессов микробного окисления газ-гидратного метана в Охотском море // Геохимия. 1989. № 10. 1396–1406.

Лейтес А.М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М.: Наука, 1965. 173 с.

Лучицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1, 2.

Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. М.: Наука, 1984. 415 с.

Макаренко Н.А., Осипов П.В., Гринев О.М., Номоконова Г.Г., Рихванов Л.П. Геолого-геофизические особенности рудоносных щелочно-габброидных массивов Мариинской тайги и критерии контроля нефелинового оруденения. Люберцы: ВИНИТИ. 1988. 180 с.

Мак-Берни А.Р. Роль ассимиляции // Эволюция изверженных пород (ред. Х. Йодер). М.: Мир, 1983. С. 301–331.

Макдоналд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.

Махоткин И.Л., Аракелянц М.М., Владыкин Н.В. О возрасте лампроитов Алданской провинции // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 3. С. 703–708.

Медноколчеданные месторождения Урала: условия формирования (под ред. В.А. Прокина). Екатеринбург. УРО РАН, 1992. 308 с.

Минеев С.Д., Гриненко В.А. Природа серы эффузивных пород Курило-Камчатской дуги // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 159–166.

Мостовской А.И. Условия формирования щелочных массивов и связанных с ними нефелиновых руд в Кузнецком Алатау // Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978. С. 71–66.

Муравьев Я.Д., Федотов С.А., Будников В.А. и др. Вулканическая деятельность в Карымском центре в 1996 г.: Вершинное извержение Карымского вулкана и фреатомагматическое извержение в кальдере Академии Наук // Вулканология и Сейсмология. 1997. № 5. С. 38–70.

Небокситовое алюминиевое сырье Сибири / Сост. Г.Н. Черкасова и др. М.: Недра, 1988. 167 с.

Овчинников Л.Н. О взаимодействии расплава базальта с известняками // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1, С. 607–621.

О'Нейл Дж. Геохимия стабильных изотопов в породах и минералах // Изотопная геология / Ред.: Э. Йегер, Й. Хунцикер. М.: Недра, 1984. С. 250–278.

Орлова М.П. Петрохимические особенности Маломурунского щелочного массива (Юго-Западная Якутия) // Изв. АН СССР, Сер. Геол. 1988. № 10. С. 15–27.

Орлова М.П., Борисов А.Б., Шаденков Е.М. Щелочной магматизм Мурунского ареала (Алданский щит) // Геол. Геофиз. 1992. № 5. С. 57–70.

Орлова М.П., Жидков А.Я., Орлов Д.М., Зотов И.Ф. Внутренняя структура и формирование Сыннырского щелочного массива: Северное Прибайкалье // Геохимия. 1993. № 8. С. 1161–1182.

Орлова М.П., Кухаренко А.А. Мелилиты из щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова // Учен. Зап. ЛГУ. Сер. геол. 1962. Вып. 13, № 312. С. 173–189.

Отчет по теме № 4826850689: Разработать методику изотопно-геохимического и геохронологического изучения керна сверхглубоких скважин (на базе Уральской скважины) / О.М. Розен, Е.В. Бибикова, И.В. Викентьев, Д.З. Журавлев, С.М. Ляпунов, Б.Г. Покровский. Гос. Науч.-произв. предприятие "Недра" НИИ Геопроблем. Ярославль. 1995. 315 с.

Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975. 246 с.

Пак А.С., Зак С.И., Горстка В.Н. и др. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л.: Наука, 1969. 147 с.

Пауэл Дж., Белл К. Изотопный состав стронция в щелочных породах // Щелочные породы. М.: Мир, 1976. С. 276–288.

Первов В.А., Кононова В.А., Садбери П. и др. Калиевый магматизм Алданского щита – индикатор многоэтапной эволюции литосферной мантии // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 467–484.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции / Ред. Э.Н. Эрлих. М.: Наука, 1966. 279 с.

Пиннекер Е.В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1968. 332 с.

Плюснин Г.С., Воробьев В.И., Перминов А.В. Изотопный состав карбонатитов Мурунского щелочного массива // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 999–1002.

Плюснин Г.С., Самойлов В.С., Голышев С.И. Метод изотопных пар $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ и температурные фации карбонатитов // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 5. С. 1241–1245.

Плюснин Г.С., Воробьев В.И., Пер-

минов А.В. Изотопный состав карбонатитов Мурунского щелочного массива // Докл. Ан СССР. 1984. Т. 275, № 4. С. 999–1002.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Г.П. Авдейко, А.Ю. Антонов, О.Н. Волынец. и др. М.: Наука, 1992. 528 с.

Покровский Б.Г. Условия образования диагенетических карбонатов кайнозойских отложений о. Карагинского (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР, сер, геол. 1980, № 12. С. 88–98.

Покровский Б.Г. Изотопные характеристики щелочных эффузивов Удоканского хребта // Геохимия. 1991. № 7. С. 995–1003.

Покровский Б.Г. Граница протерозоя и палеозоя: изотопные аномалии в разрезах Сибирской платформы и глобальные изменения природной среды // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 376–392.

Покровский Б.Г., Андреева ЕД. Петрография и изотопная геохимия контактово-метаморфических пород Патынского массива (Горная Шория) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 32–46.

Покровский Б.Г., Андреева ЕД., Врублевский В.В., Гринёв О.М. Природа контаминации щелочно-габброидных интрузий южного обрамления Сибирской платформы по данным изотопии стронция и кислорода // Петрология. 1998. Т. 6, № 3. С. 259–273.

Покровский Б.Г., Беляков А.Ю., Кравченко С.М., Грязнова Ю.А. Происхождение карбонатитов и рудной толщи массива Томтор (Северо-Западная Якутия) по изотопным данным // Геохимия. 1990. № 9. С. 1320–1329.

Покровский Б.Г., Викентьев И.В., Розен О.М. Уральская сверхглубокая скважина: геохимия стабильных изотопов и некоторые параметры гидротермальных рудообразующих систем // Литология и полезн. ископаемые. 1996. № 2. С. 168–181.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав некоторых элементов в ультраосновных-щелочных породах Маймеча-Котуйской провинции // Сов. геология. 1987. № 5. С. 81–91.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопные исследования щелочных пород Средней и Западной Сибири // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 144–159.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах Анабарского поднятия // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. С. 1245–1250.

Покровский Б.Г., Волынец О.Н. Геохимия изотопов кислорода в эффузивах Курило-Камчатской дуги // Петрология., 1999. Т. 7, № 3. С. 227–251.

Покровский Б.Г., Врублевский В.В., Гринёв О.М. Роль вмещающих пород в формировании щелочно-габброидных интрузий севера Кузнецкого Алатау по изотопным данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 81–94.

Покровский Б.Г., Герцев Д.О. Верхнедокембрийские карбонаты с аномально легким изотопным составом углерода (юг Средней Сибири) // Литология и полез. ископаемые, 1993. № 1. С. 64–80.

Покровский Б.Г., Головин Д.И. Условия глауконитообразования в палеогене восточного Средиземноморья по изотопным данным // Там же. 1989. № 4. С. 84–96.

Покровский Б.Г., Григорьев В.С. Новые данные о возрасте и геохимии изотопов удоканской серии, нижний протерозой Восточной Сибири // Там же. 1995. № 3. С. 273–283.

Покровский Б.Г., Жидков А.Я. Источники вещества ультракалиевых щелочных пород Сыннырского и Сакунского массивов по изотопным данным // Петрология, 1993. Т. 1, № 2. С. 195–204.

Покровский Б.Г., Журавлев Д.З. Новые данные по геохимии изотопов в эффузивах Курильской островной дуги // Геохимия, 1991. № 3. С. 415–419.

Покровский Б.Г., Ивановская Т.А. Изотопный состав кислорода и водорода в глобулярных глауконит-иллитовых минералах раннего кембрия, венда и рифея. Литология и полез. ископаемые. 1996. № 3. С. 270–278.

Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия Боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 1999. № 3. С. 23–41.

Покровский Б.Г., Мележик В.А. Вариации изотопного состава углерода и кислорода в нижнепротерозойских карбонатных породах Кольского полуострова // Там же. 1995. Т. 3, № 5, С. 42–53.

Покровский Б.Г., Миссаржевский В.В. Изотопная корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия Сибирской платформы // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 6. С. 768–771.

Покровский Б.Г., Селиверстов В.А. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатитах Восточной Камчатки // Геохимия. 1998. № 1. С. 38–43.

Поляков В.Б., Харлашина Н.Н. Влияние давления на равновесное фракционирование изотопов в твердых телах // Там же. 1991. № 11. С. 1605–1612.

Пушкарев Ю.М. Магматизм и эволюция системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.

Рабинович А.Л. Стабильные изотопы серы в поверхностных водах // Гидрохим. материалы. 1969. Т. 51. С. 98–105.

Расс И.Т., Фрих-Хар Д.И. О находке карбонатитов в верхнемеловых ультраосновных вулканитах Камчатки. // Докл. АН СССР. 1987, Т. 294, № 1. С. 182–186.

Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.

Рассказов С.В. Магнетизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, 1993. 288 с.

Рассказов С.В., Бауринг С.А., Харрис Н. и др. Вариации изотопного состава Pb, Sr и Nd в щелочных дифференцированных сериях Удоканского вулканического поля Байкальской рифтовой системы // XIV симпозиум по геохимии изотопов. Тез. Докл. М. ГЕОХИ РАН. 1995. С. 198–199.

Рассказов С.В., Бовен А., Андре А. и др. Эволюция магматизма Северо-Востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 115–136.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 287 с.

Родионова Р.И., Федорченко В.И. Некоторые вопросы глубинной геологии // Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск: Наука, 1978. С. 138–147.

Родыгина В.Г., Гринёв О.М. Нефелин-пироксен-пирротиновые породы Кия-Шалтырьского массива (Кузнецкий Алатау) // Зап. ВМО. Ч. CXVII. 1988. Вып. 6. С. 668–674.

Розен О.М., Викентьев И.В., Журавлев Д.З. Фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана на Среднем Урале: Тагильская синформа (изотопно-геохимическое исследование керна Уральской сверхглубокой скважины) // Тез. XXX тектон. совещ. М.: Геос, 1997. С. 182–183.

Рябчиков И.Д. Геохимическая эволюция мантии Земли. М.: Наука, 1988. 37 с.

Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.

Саранчина Г.И. Комплекс нефелино-мелилито-монтичеллитовых пород массива Патын в районе Горной Шории Западной Сибири // Учен. Зап. ЛГУ. Сер. геол. почв. геогр. 1936. № 312. Вып. 2. С. 49–60.

Селиверстов В.А. О ликвационной природе карбонатитов Камчатки // Докл. РАН СССР. 1994. Т. 335, № 6. С. 768–770.

Семихатов М.А., Горохов И.М., Кузнецов А.Б и др. Изотопный состав стронция в морской воде в начале позднего рифея: известняки лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири // Докл. РАН. 1998. Т. 360, С. 236–240.

Симанович И.М., Кудрявцев Д.И., Сколотнев С.Г. Постэруптивные процессы в базальтах. Люберцы: ВИНИТИ. 1988. 155 с.

Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука. 1966. 225 с.

Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск: Наука, 1987. 171 с.

Таран Ю.А. Геохимия геотермальных газов. М.: Наука, 1988. 169 с.

Таран Ю.А., Кирсанова Т.П., Вакин Е.А., Есиков А.Д., Чешко А.Л. Изотопный состав воды из фумарольных газов некоторых вулканов Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 9. С. 124–127.

Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Главатских С.Ф. Условия гидротермальных преобразований пород Мутновской гидротермальной системы (Камчатка) по изотопным данным. // Геохимия. 1987. № 11, С. 1569–1579.

Таран Ю.А., Покровский Б.Г., Дубик Ю.А. Изотопный состав и происхождение воды в андезитовых магмах // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 2. С. 440–443.

Тихоненкова Р.П., Нечаева И.А., Осокин Е.Д. Петрология калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1971. 219 с.

Торохов П.В., Таран Ю.А., Сагалевич А.М., Покровский Б.Г., Шабаева И.Ю. Изотопный состав метана, углекислого газа и карбонатов из термальных источников подводного вулкана Пийпа // Докл. АН СССР. 1992. Т. 318, № 3, С. 728–731.

Уваров А.Н., Жигалов С.В. О нефелиновых породах верховий р. Петропавловка (Кузнецкий Алатау) // Морфология, генезис и закономерности размещения минеральных образований Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Новосибирск.: Наука, 1985. С. 71–84.

Федоровский В.С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан (Восточная Сибирь). М.: Наука, 1972. 130 с.

Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышова Г.В., Шумилина Л.С. Сейсмофокальная зона Камчатки: Геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.

Ферронский В.И., Поляков В.А. Изотопия гидросферы. М.: Наука, 1983. 277 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Фор Г., Пауэл Дж. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.

Хедж К.Е., Горшков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 230, № 5. С. 1222–1225.

Цветков А.А., Гладков Н.Г., Волынец О.Н. Проблема субдукции и изотоп ^{10}Be в лавах Курило-Камчатской островной дуги // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1220–1225.

Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 163 с.

Шапиро М.Н., Ермаков В.А., Шанцер А.Е., Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.

Шаракшинов А.О. Щелочной магматизм Витимского плоскогорья. Новосибирск: Наука, 1984. 184 с.

Шарапов В.Н., Симбирова И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1982. 196 с.

Шеймович В.С. Игнимбриты Камчатки. М.: Недра, 1979. 179 с.

Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Недра, 1989. 207 с.

Шлюкова З.В. Минералогия контактовых образований Хибинского массива М.: Наука, 1986. 97 с.

Шпунт Б.Д., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья (Билиро-Уджинское поднятие). Новосибирск: Наука, 1976. 140 с.

Щелочные породы. М.: Мир, 1976. 400 с.

Эволюция изверженных пород (ред. Х. Йодер). М.: Мир, 1983. 527 с.

Энтин А.Р., Зайцев А.И., Ненашев Н.И. и др. О последовательности геологических событий, связанных с внедрением Томторского массива ульраосновных-щелочных пород и карбонатитов (Северо-Западная Якутия) // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 42–50.

Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Постников С.А. Геология Томторского уникального месторождения редких металлов // Геология руд. месторождений. 1994. Т. 36. № 2. С. 83–110.

Эрлих Э.Н. Новая провинция щелочных пород на севере Сибирской платформы // Зап. ВМО. 1964. Ч. 93. Вып. 6. С. 682–693.

Эрлих Э.Н., Загрузина И.А. Геологические аспекты геохронологии северо-восточной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 9. С. 5–13.

Яшина Р.М. О влиянии вмещающей среды на развитие контактово-реакционных процессов магматической стадии формирования нефелин-сиенитовых интрузий (на примере щелочных массивов юго-восточной Тувы) // Происхождение щелочных пород. М.: Наука, 1964. С. 57–69.

Adams M.C. Chemistry of fluids from Ascension n1 deep geothermal well on Ascension island, South Atlantic ocean // Geothermics. 1996. Vol. 25. P. 561–579.

Allard P., Jean-Baptiste P., D'Alessandro et al. Mantle-derived helium and carbon in groundwaters and gasses of Mount Etna, Italy // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. Vol. 148. N 3–4. P. 501–516.

Anderson A.T., Clayton R.N., Mayeda T.K. Oxygen isotope thermometry of mafic igneous rocks // J. Geol. 1971. Vol. 79. P. 715–729.

Arana V., Panichi C. Isotopic composition of steam samples from Lanzarote, Canary island // Geothermics. 1974. Vol. 3. P. 142–145.

Bailey D.K. Mantle metasomatism – continuing chemical change withing the Earth // Nature. 1982. Vol. 296. N 5857. P. 525–530.

Bailey J.C. Role of subducted sediments in the genesis of Kurile-Kamchatca island arc basalts: Sr isotopic and elemental evidence // Geochem. J. 1996. Vol. 30. P. 289–321.

Bacon C.R., Adami L.H., Lanphere M.A. Direct evidence for the origin of low-^{18}O silicic magmas: quenched samples of magma chamber's partialy-fused granitoid walls, Crater Lake Oregon // Earth and Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 96. P. 199–208.

Beaty D.W., Taylor H.P., jr. Some petrologic and oxygen isotopic relationship in the Amulet mine, Norand, Quebec and their bearing on the origin of Archean massive sulfide deposites // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. P. 95–108.

*Becker R.H., Clayton R.N.*Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron formation. Hamersley Range, Western Australia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1976. Vol. 40. P. 1153–1166.

Bell K. Preface // Carbonatites: genesis and evolution / ed: K. Bell. L. Unwin Human. 1989. P. vii-viii.

Bell K., Blenkinsop J. Neodimium and strontium isotope geochemistry of carbonatites // Ibid.1989. P. 278–300.

Bell K., Dawson J.B. Nd and Sr isotope systematic of the active carbonatite volcano, Oldoninyo Lengai // Carbonatite volcanism Oldoninyo Lengai and petrogenesis of Natrocarbonatites / ed: K. Bell, J. Keller. N.Y. etc.: Springer. 1995a. P. 100–112.

Bell K., Dawson J.B. An assessment of the alleged role of evaporites and saline brines in the origin of natrocarbonatite // Ibid. 1995b. P. 137–147.

Besch T., Verma S.P., Kramm U. et al. Assimilation of sialic crustal material by volcanics of the easternmost extension of the Trans-Mexican volcanic belt–evidence from Sr and Nd isotopes // Geophys. Intern. 1995. Vol. 34. N 3. P. 263–281.

Blaxland A.B., Breemen O. (van), Steenfelt A. Age and origin of agpaitic magmatism at Ilimaussaq, South Greenland: Rb–Sr study // Lithos. 1976. Vol. 9. P. 31–38.

Boettcher A.L., O'Neil J.B. Stable isotope, chemical and petrographic studies of high-pressure amphiboles and micas: evidence of metasomatism in the mantle source regions of alcali basalts and kimberlites // Amer. J. Sci. 1980. Vol.. 280-a. P. 2. P. 594–621.

Bohrson W.A., Reid M.R. Petrogenesis of alkaline basalts from Socorro Island, Mexico: Trace element evidence for contamination of ocean island basalt in the shallow oceanic crust // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. N B12. P. 24555–24576.

Bottinga Y. Calculated fractionayion factors for carbon and hydrogen exchange in the system calcite-carbondioxide-graphite-methan-hydrogen-water-wapor. // Geochim. et Cosmochim Acta. 1969. Vol. 33, N 1. P. 49–64.

Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. N.Y. Princeton Univ. Press. 1928. 322 p.

Brown L., Klein J., Middleton R. et al. ^{10}Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // Nature. 1982. Vol. 299. P. 718–720.

Casadeval T.J., Cruz-Reyna S. de la., Rose W.I., et al. Crater lake and post-erruption hydrothermal activity, El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1984. Vol. 23. P. 169–191.

Cathless L.M. The interaction the hydrothermal system with its intrusive heat source // Magmatic contribution to hydroherm. system. Geol. Surv. Japan. Rep. 1992. Vol. 279. P. 31–33.

Chaussidon M., Sheppard S.M.F., Michard A. Hydrogen, sulphur and neodimium isoto-pe variations in the mantle beneath the EPR at 12° 50'N // Stable isotope geochemistry: A tribu-te to Samuel Epstein / Ed: H.P. Taylor Jr. et al. 1991. P. 325–338. (Geochem Soc. Spec. Publ. N. 3.)

Chiodini G., Cioni R., Marini L., Panichi C. Origin of fumarolic fluids of Vulcano Island, Italy, and implications for volcanic surveillance // Bull. Volcanol. 1995. Vol. 57. P. 99–110.

Civetta L., Gallo G., Orsi G. Sr- and Nd-isotope and trace-element constraints on the chemical evolution of the magmatic system of Ischia (Italy) in the last 55 ka // J. Volcan. Geotherm. Res. 1991. Vol. 46. P. 213–230.

Clayton R.N. High temperature isotope effects in the early solar system // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 129–140.

Clayton R.N., Groosman L., Mayeda T.K. A compositon of primitive nuclear compositon in carbonaceous meteorites // Science. 1973. P. 485–488.

Cole D.R., Mottle M.J., Ohmoto H. Isotopic exchange in mineral-fluid systems. II. Oxygen and hydrogen isotopic investigation of the experymental basalts-seawater system // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. Vol. 51. № 6. P. 1525–1538.

Conway C.H., Taylor H.P., jr. ^{18}O/^{16}O and ^{13}C/^{12}C ratios of coexisting minerals in the Oka and Magnet Cove carbonatite bodies // J. Geol. 1969. Vol. 77. N. 5. P. 618–626.

Conticelli S., Peccerillo A. Petrology and geochemistry of potassic and ultrapotassic volcanism in Central Italy: petrogenesis and inferences on the evolution of the mantle sources // Lithos. 1992. Vol. 28. P. 221–240.

Costa U.R., Barnett R.L., Kerrich R. The Mattagami Lake mine Archean Zn-Cu sulfide deposites, Quebec: Hydrothermal coprecipitation of talc and sulphides in a sea-floor brine pool – evidence from geochemistry, ^{18}O/^{16}O and mineral chemistry. Econ Geol. 1983. Vol. 78, P. 1144–1203.

Cox K.G., Hawkesworth C.J. Relative contribution of crust and mantle to flood basalt magmatism, Mahabaleshwar area, Deccan traps // Philos. Trans. R. Soc. London. 1984. Ser. A. 310. P. 627–641.

Craig H. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas // Nuclear geology of geothermal areas. Spoletto, Pisa. 1963. P. 17–53.

Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters // Science. 1961. Vol. 133. P. 1833–1834.

Craig H., Boato G., White D.E. Isotopic geochemisrry of thermal water // Proc. 2-nd Conf. on Nuclear Processes in Geologic Setting. 1956. P. 29–38.

Craig H., Gordon L. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere // Stable isotopes in oceanographic stadies and paleotemperatures. Spoletto. 1965. P. 9–130.

Craig H., Lupton J.E. Primordial helium and hydrogen in oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Let. 1976. Vol. 31. P. 369–385.

Criss R.E., Taylor H.P., jr. Meteoric-hydrothermal system // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 373–424.

Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. Vol. 16. P. 436–468.

Davidson J.P., Tepley F.J. III. Recharge in volcanic systems: Evidence from isotope profile of phenocrysts // Science. 1997., Vol. 275. P. 826–829.

Deans T., Powell J.L. Trace elements and strontium isotopes in carbonatites, fluorites and limestones from India and Pakistan // Nature. 1968. Vol. 218. P. 750–752.

De Astis G., La Volpe L., Peccerillo A., Cuvetta L. Volcanological and petrological evolution of Vulcano island (Aeolian Arc., southern Tyrrhenian Sea // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. N B. 4. P. 8021–8050.

Deines P. Stable isotope varianions in carbonatites // Carbonatites: Genesis and evolution / ed. K. Bell. L. Unwyn Hyman. 1989. P. 301–359.

Deines P., Gold D.P. The change in C and O isotopic composition during contact metamorphism of the Trenton Limestone by Mount Royal pluton // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1969. Vol. 33. P. 421–424.

Deines P., Gold D.P. The isotopic compositon of carbonatites and cimberlites and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon // Ibid. Vol. 37. P. 1709–1733.

Deloule E., Albarede F., Sheppard S.M.F. Hydrogen isotope heterogeneities in the mantle from ionprobe microprobe analysis of amphiboles from ultramafic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. Vol. 105. P. 543–553.

De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Pertogenetic mixing models and Nd-Sr isotope patterns // Geochim et Cosmochim. Acta. 1979. Vol. 43. P. 615–627.

Dobson P.F., Epstein S., Stolper E.M. Hydrogen isotope fractionation between coexisting vapor and silicate glasses and melt / Ibid. 1989. Vol. 53. P. 2723–2730.

Donnelly-Nolan J.M. Abrupt shift $\delta^{18}O$ values at Medicine lake volcano (California, USA) // Bull. Volcanol. 1998. Vol. 59. N 8. P. 529–536.

Dorendorf F., Wiechert U., Worner G. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 175. P. 69–86.

Eiler J.M., Farley K.A., Valley J.W. et al. Oxygen isotope constraints on the sources of Hawaiian volcanism // Ibid. 1996. Vol. 144. N 3–4. P. 453–468.

Epstein S., Sharp R.P., Cow A.J. Six-year record of oxygen and hydrogen isotope variation in South pole firn // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 1809–1815.

Epstein S., Sharp R.P., Cow A.J. Antarctic ice sheet: Stable isotope analises of Byrd station cores and interhemispheric climatic implication // Science. 1970. Vol. 168. P. 1570–1572.

Eriksson S.C. Phalabora: a saga of magmatism, metasomatism and miscibility // Carbonatites: genesis and evolution / ed: K. Bell. L. Unwin Hyman. 1989. P. 221–253.

Eugster H.P. Lake Magadi, Kenia: a model for rift valley hidrochemistry and sedimentation // Sedimentation in the African rifts / Eds Frostic et al... N.Y. 1986. P. 177–189 (Geol. Soc. Spec Publ. Vol. 25).

Ferrara G., Laurenzi M.A., Taylor H.P., jr., et al. Oxygen and strontium isotope studies of K-rich volcanic rocks from the Alban Hills, Italy // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 75. P. 13–28.

Ferrara G., Petrini R., Tonarini S. Petrology and isotope-geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy) // Bull. Volcanol. 1989. Vol. 51. P. 379–388.

Ferrara G., Preite-Martinez M., Taylor H.P., jr. el al. Evidence for crustal assimilation, mixing of magmas, and a ^{87}Sr-rich upper mantle: An oxygen and strontium isotope study of the M. Vulsini volcanic area, Central Italy // Contrib. Mineral. and Petrol. 1986. Vol. 92. P. 269–280.

Filley T.C., Sharp Z.D. $^{18}O/^{16}O$ isotope geochemistry of silicic lava flows erupted from Volcan Ollague, Andean Central Volcanic Zone // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 239–254.

Fitton J.G. The Cameroon Line, West Africa: A comparison between oceanic and continental alkaline magmatism // Alkaline igneous rocks / ed. J.G. Fitton, B.G.J. Upton. N.Y. 1987. P. 273–291. (Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 30).

Folland K.A., Friedman I. Application of Sr and O isotope relations to the petrgenesis of the alkaline rocks of the Red Hill complex, New Hampshire, USA // Contib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 65. N 2. P. 213–226.

Fournelle J.H. Anhydrite in Nevado del Ruiz November 1985 pumice: Relevance to the sulfate problem // J. Volcanol. Getherm. Res. 1990. Vol. 42. P. 189–201.

Francalanci L., Manetti P., Peccerillo A. Volcanological and magmatological evolution of Stromboli volcano (Aeolian Islands): the roles of fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogenety // Bull. Volcanol. 1989. Vo. 51. P. 355–378.

Francois R., Epstein S. The concentration and isotopic composition of hydrogen, carbon and nitrogen in carbonaceous meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta 1982. Vol. 46. N. 1. P. 81–95.

Frape S.K., Fritz P., McNutt R.N. Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shild // Ibid. 1984. Vol. 48. P. 1617–1627.

Friedman I. Water and deuterium in pumice from the 1959–1960 eruption of Kilauea volcano, Hawaii // US Geol. Surv. Prof. Pap. 1967. 575B. P. 120.

Friedman I., Lipman P.W., Obradovich I.D., Gleason I.D. Meteoric water in magma // Science. 1974. Vol. 184. N 4141. P. 1069–1072.

Friedmam I, O'Neil J.R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest / Data of Geochemistry, 6th. Wash. D.C. U.S. Gov. Print. Office. 1977. 116 p.

Garcia M.O., Jorgenson B.A., Mahoney J.J. et al. An evaluation of temporal geochemical evolution of Loihi summit lavas: results from Alvin submersibal dives // Jour. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 537–550.

Garcia M.O., Muenov D.W., Aggrey K.E., O'Neil J.R. Major element, volatile, and stable isotope gechemistry of Hawaiian submarine tholeitic glasses // J. Geophis. Res. 1989. Vol. 94. P. 10525–10538.

Giggenbach W.F. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate bondaries and their origin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 113. P. 495–510.

Goff F., McMurty G.M., Roldan-Manzo A. et al. Contrasting magma-hidrothermal activity at Sierra Negra and Aliedo volcanoes, Galapagos hot spot, Ecuador // EOS Trans. Am. Geophis. Union. 1995. Vol. 76(46). F 702.

Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka Peninsula // Geophys. J. Internat. 1999. Vol. 137. P. 269–279.

Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatca subduction zone // J. Geophys Res. 1997. Vol. 102. N.B 8. P. 17883–17898.

Graham A.M., Graham C.M., Harmon R.S. Origin of mantle waters: Stable isotope evidence from amphibole-bearing plutonic cumulate blocks in calc-alkaline volcanics, Grenada, Lesser Antiles // Proc. 5th Int'l Conf.. Geochron. Cosmochron. Isotope Geol. 1982. P. 119–120.

Graham A.M., Harmon R.N., Sheppard S.M.F. Experimental hydrogen isotope exchange between amphibole and water // Amer. Mineral. 1984. P. 128–138.

Gregory R.T. Oxygen isotope history of seawater revisited: Timescales for boundary event changes in the oxygen isotope composition of seawater // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein. / Ed: H.P. Taylor Jr. et al. N.Y. 1991. P. 65–76 (Geochem Soc. Spec. Publ. N. 3).

Gregory R.T., Criss R.E. Isotopic exchange in open and closed system // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 91–128.

Gregory R.T., Taylor H.P. jr. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for $\delta^{18}D$ buffering of the oceans by deep (>5 km) sea-water-hydrothermal circulation at Mid-Ocean ridges // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 2737–2755.

Grunder A.L. Low ^{18}O silicic volcanic rocks at the Calabozos Caldera Complex, Southern Andes // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 71–81.

Halbout J., Robert F., Javoy M. Oxygen and hidrogen isotope relations in water and acid residues of carbonaceous chondrites // Geochim. et Cosmochim Acta. 1986. Vol. 50. P. 1599–1609.

Halbout J., Hobert F., Javoy M. Hydrogen and oxygen isotope compositions in kerogen from the Orgeuil meteorite: clues to solar origin // Ibid. 1990. Vol. 54. P. 1453–1462.

Hall W.E., Friedman I. Compositions of fluid inclusion, Cave-in-Rock fluorite district, Illinois, and Upper Mississippi Valley zinc-lead district // Econ Geol. 1963. Vol. 58. P. 886–911.

Halliday A.N., Fallick A.N., Dickin A.P., et al. The isotopic and chemical evolution of Mount St. Helens // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 63. P. 241–256.

Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotope ratios in Late Cenozoic Andean volcanics // Chemical and isotopic constraints on andian magmatism / ed.: R.S. Harmon, B. Barreiro. Shiva Press. Nantvich, US. 1984. P. 9–20.

Harmon R.S., Hoefs J. Oxygen isotopes in neogene volkanic rocks: a global database. Gottingen. 1993. 104 c.

Harris C., Erlank A.J. The production of large-volume, low-^{18}O ryolites during rifting Africa and Antarctica: The Lebombo monocline, Southern Africa // Geochim. et Cosmochim Acta. 1992. Vol. 56. P. 3561–3570.

Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis, and mixing chronologies // Earth and Planet. Sci Lett. 1988. Vol. 90. P. 273–296.

Hattory K. High-sulfur magma, a product of fluid discharge from underlying mafic magma: Evidence from Mount Pinatubo, Phlippines // Geology. 1993. Vol. 21. P. 1083–1086.

Hattory K., Muehlenbachs K. Oxygen isotope ratios of the icelandic crust // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 87. N. B8. P. 6559–6565.

Hawkesworth C.J., Herdt J.M., McDermot F., Ellam R.M. Destructive margin magmatism and the contributions from the mantle wedge and subducted crust // Austral. J. Earth Sci. 1991. Vol. 38. P. 577–594.

Hay R.L., O'Neil J.R. Carbonatite tuffs in the Laetolil beds of Tanzania and Kaiserstuhl in Germany // Contrib. Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 82. N 4. P. 403–406.

Hemond Ch., Condomines M., Fourcade S., et al. Thorium, strontium and oxygen isotope geochemistry in recent Tholeiites from Iceland: crustal influence on mantle-derived magmas // Earth and Planet. Sci Lett. 1988. Vol. 87. P. 273–285.

Hildreth W. The compositionally zoned eruption of 1912 in the Valley of Ten Thousand Smokes, Katmai National Park, Alaska // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. Vol. 18. N 1. P. 1–56.

Hildreth W., Christiansen R.L., O'Neil J.R. Catastrophic isotopic modification of riolitic magma at times of caldera subsidence, Yellowstone Plateau Volkanic Field // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 8339–8369.

Holloway J.R., Blank J.G. Application of experimental results to C–O–H species in natural melts // Rev. Mineral. 1994. Vol. 30. P. 187–230.

Holm P.M., Munsgaard N.C. Evidence for mantle metasomatism: an oxigen and strontium isotope study of the Vulsinian District, Central Italy // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60. P. 376–388.

Huppert H.E., Sparks R.S.J. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through continental crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74. N. 4. P. 1371–1386.

Imai A., Listanco E.L., Fujii T. Petrologic and sulfur isotopic significance of highly oxidized and sulfur rich magma of Mt. Pinatubo, Philippines // Geology. 1993. Vol. 21. P. 699–702.

Ishizaka K., Karlson R.W. Nd-Sr systematics of the Setouchi volcanick rocks, southwest Japan: A clue to the origin of orogenic andesites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. № 3. P. 327–340.

Ito E.,Stern R.J. Oxygen- and strontium-isotope investigation of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 76. № 3/4. P. 312–320.

Ito E., White W.M., Gopel E. The O, Sr and Pb isotope geochemistry of MORB // Chem. Geol. 1987. Vol. 62. N 3/4. P. 157–176.

James D.E. The combine use of oxygen and radiogenic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual Rev. Earth. Planet Sci. 1981. Vol. 9. P. 311–344.

James D.E., Murchia L.A. Crusral contamination in nothern Andean magmatism // J. Geol. Soc. London. 1984. Vol. 141. P. 823–830.

Javoy M. Stable isotope and geothermometry // J. Geol. Soc. 1977. Vol. 133. Pt. 6. P. 609–636.

Javoy M., Pineau F., Delorme H. Carbon and nitrogen isotopes in the mantle // Chem. Geol. 1986. Vol. 57. N 1/2. P. 41–62.

Javoy M., Pineau F. The volatiles record of "popping" rock from the Mid-Atlantic Ridge at 14°N: Chemical and isotopic composition of the gas trapped in the vesicles // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991.

Kay R.W. Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. Island Arcs, Deep sea trenches and Back-Arc basins / M. Talvani and W.C. Pitman III eds. 1981. Washington D.C. Amer. Geophys. Union P. 229–242.

Keller J., Hoefs J. Stable isotope characteristic of recent natrocarbonatites from Oldoninyo Lengai // Carbonatite volcanism Oldoninyo Lengai and petrogenesis of Natrocarbonatites / K. Bell, J Keller eds. Springer-Verlag. 1995. P. 113–123.

Kempton P.D., Harmon R.S., Hawkesworth C.J., Moorbath S. Petrology and geochemistry of lower crustul granulites from the Geronimo Volcanic Field, southern Arizona // Geochim. et Cosmochim. Acta 1990. Vol. 54. P. 3401–3426.

Kersting A.B., Arculus R.J. Pb isotope composition of Kluchevskoy volcano, Kamchatka and North Pacific sediments: Implication for magma genesis and crustal recicling in the Kamchatkan arc // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 136. P. 133–148.

Kersting A.B., Arculus R.J., Gust D.A. Lithospheric contribution to arc magmatism: isotope variation along strike in volcanoes of Honsu, Japan // Science. 1996. Vol. 272. N 5267. P. 1464–1468.

Kharaka Y.K., Thordsen J.J. Stable isotope geochemistry and origin of waters in sedimentary basins // Isotope signatures and sedimentary records / ed.: N. Clauer, S. Chaudhuri. N.Y. 1992. P. 411–466 (Lecture notes in Earth Science Vol. 43.).

Knauth I.P., Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios of nodular and bedded cherts // Geochim. et Cosmochim. acta. 1976. Vol. 40. N 9. P. 1095–1108.

Kolodny Y., Epstein S. Stable isotope geochemistry of deep sea cherts // Ibid. 1976. Vol. 240. N 10. P. 1195–1210.

Kramm U. Mantle components of carbonatites from the Kola Alkaline Province, Russia and Finland: A Nd-Sr study // Eur. J. Mineral. 1993. Vol. 5. N 5. P. 985–989.

Kramm U., Kogarko L. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola alcaline province, Russia // Lithos. 1994. Vol. 32. P. 225–242.

Kuroda Y., Suzuoki T. Hydrogen isotope composition of deep-seated water // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. Vol. 60. N 3. P. 311–315.

Kyser T.K., O'Keil J.R. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. P. 2123–2133.

Kyser T.K. O'Neil J.R., Carmichael I.S.F. Genetic relations among basic lavas and ultramafic nodules: Evidence from oxygen isotope compositions // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. Vol. 81. P. 88–102.

Laberie L. New approach to surface seawater paleotemperature using $^{18}O/^{16}O$ ratios of silica of diatom frustules // Nature. 1974. Vol. 248. N 1. P. 40–41.

Lawrence J.R. Temperatures of formatuon of calcite veins in the basalts from Deep Sea Driling Project holes 417A and 417D // Init. Rep. of the Deep Sea Drilling. Project. 1971. Vol. 51/52/53, part 2. P. 1183–1184.

Lawrence J.R., Gieskes J.M. Constraints on water transport and alteration in the oceanic crust from the isotopic composition of pore water // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86. P. 7924–7934.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silika diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. N 3. P. 745–750.

Leeman W.P., Smith D.R., Hildreth W. et al. Compositional diversity of Late Cenozoic basalts in transect across the southern Washington Cascades: Implications for subduction magnatism // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 19561–19582.

Lesher C.E. Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing // Nature. 1990. Vol. 344. N 6263. P. 235–237.

Lesher C.E. Kenetics of Sr and Nd exchange in silicate liquids: Theory, experiments, and applications to uphill diffusion, isotopic eguilibration and irreversible mixing of magmas // J. Geophis. Res. 1994. Vol. 99. N. B5. P. 9585–9605.

Lewis A.J., Palmer M.R., Kemp A.J.. Sturchio N.C. REE behavior in the Yellowstone geothermal system // Water-Rock Interaction / eds Y.K. Kharaka O.V. Chudaev. Rotterdam. Balkema. 1995. P. 91–94.

Lipman P.W., Friedman I. Interaction of meteoric water with magma: An oxygen-isotope study of ash-flow sheets from southern Nevada // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol. 86. P. 695-702.

Longstaffe F.I., Schwarcz H.P. $^{18}O/^{16}O$ of Archean clastic metasedimentary rocks: a petrogenesis indicator for archean gneisses // Geochim. et Cosmochim. Acta 1977. Vol. 41. N 9. P. 1303–1312.

Magaritz M., Taylor H.P. jr. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan formation, Coast Ranges, California // Ibid. 1976. Vol. 40, N 2. P. 215–235.

Magaritz M., Whiteford D.J., James D.E. Oxygen isotopes and the origin of high $^{87}Sr/^{86}Sr$ andesites. Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 40. P. 220–230.

Mahoney J., MacDougall J.D., Lugmair G.W. et al. Origin of the Deccan trap flows of Mahabaleshwar infered from Nd and Sr isotopic and chemical evidence // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 60. P. 47–60.

Mahood G.A., Halliday A.N. Generation of high-silica rhyolite: Nd, Sr and O isotopic studyvof Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 100. P. 183–191.

Mastin L.G. Evidence for water influx from caldera lake during the explosive hydromagmatic erruption of 1790, Kilauea volcano, Hawaii // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. N B9. P. 20093–20110.

Matsuhisa U., Goldshmidt J.R., Clayton R.N. Oxygen isotope frractionation in the system quartzalbite-anorthite-water // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 43. P. 1131–1140.

Matsuhisa Y. Oxygen isotope composition of volcanic rocks from the East Japan island arcs and their bearing on pertrogenesis // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1979. Vol. 5. N 3/4. P. 271–296.

Matsuhisa Y., Kurosava H. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alcalic volcanic rocks from the central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustral components to the magma // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. Vol. 18. P. 483–510.

Matsuhisa Y., Matsubaya O., Sakai H. Oxygen isotope variations in magmatic differentiation processes of the volkanic rocks in Japan // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. Vol. 39. P. 277–288.

Mattews A., Goldshmith., Clayton R.N Oxygen isotope fractionation in system involving piroxenes: the calibration of mineral-pair geothermometr // Geochim. et Cosmochim Acta. 1983a. Vol. 47. N 3. P. 631–644.

Mattews A., Goldshmith., Clayton R.N. Oxygen isotope fractionation between zoisite and water // Ibid. 983b. Vol. 47. N 3. P. 645–654.

Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth and Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 231–241.

McBirney A.R., Taylor H.P. jr., Armstrong R.L. Paricutin reexaminated: a classic example of crustal assimilation in calc-alcaline magma // Contrib. Mineral. and Petrol. 1987. Vol. 95. P. 4–20.

McCulloch M.T., Perfit M.R. ^{143}Nd/^{144}Nd, ^{87}Sr/^{86}Sr and trace element constraints on the petrogenesis of Aleutian island arc magmas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 56. N 1. P. 167–179.

McKenzie J. Stable isotope study of carbonate minerals from basalt flow Suiko Seamount: DSDP. Leg 55. Hole 433c // Init. Rep. of the Deep Sea Drill. Proj. 1980. Vol. 55. P. 653–657.

McKibben M.A., Eldridge C.S., Reyes A.G. Multiple origins of anhydrite in Mt. Pinatubo pumice // Eos (Transact. Amer. Geophis. Union). 1992. Vol. 73. P. 633–634.

Meen J.K. Production of isotopic disequilibrium in igneous rocks by crustal contamination – an example from a Laramide volcanic center in Montana, USA. Isotope Geosci. 1988. Vol. 8. N 4. P. 299–309.

Menzies M. Alkaline rocks and their inclusions: A window on the Earth's interior. // Alkaline igneous rocks / eds J.G. Fitton, B.G.J. Upton. N.Y. 1987. P. 14–28 (Geol. Soc. Spec. Publ. Vol. 30.).

Milton C. Oldoinyo Lengai natrocarbonatite lava: its history. 28th Int. Geol. Congr. Washington. P. 2–441.

Mitchell R.H., Krouse H.R. Sulfur isotope geochemistry of carbonatites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1975. Vol. 39. N 11. P. 1505–1513.

Miyagi I., Matsubaya O. Hydrogen isotopic ratios of hydrous minerals from Japanese Quaternary volcanoes // Rept. Geol. Surv. Jpn. 1992. Vol. 279. P. 210–211.

Mizutani Y. Isotopic compositions of volcanic steam from Showashinsan volcano, Hokkaido, Japan // Geochem. J. 1978. Vol. 12. P. 57–63.

Moorbath S.R.S., Thorpe J.L., Gibson J.L. Strontium isotope evidence for petrogenesis of Mexican andesites // Nature. 1978. Vol. 271. p. 437–438.

Moper K., Garlic G.D. Oxygen isotope fractionation between biogenic silica and ocean water // Geochim. et Cosmochim. Acta 1971. Vol. 35. N 9. P. 1185–1187.

Muehlenbachs K. Alteration and aging of the basaltic layers of sea flor: Oxygen isotope evidence from DSDP/IPOD legs 51, 52, 53 // Init. Rep. Of the Deep Sea Drill. Proj. 1979. Vol. 51, 52, 53, part 2. P. 1159–1168.

Muehlenbachs K. Alteration of the oceanic crust and ^{18}O history of seawater // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 425–444.

Muehlenbachs K., Anderson A.T., Sigvaldson G.E. Low-^{18}O basalts from Iceland // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1974. Vol. 38. N 4. P. 577–588.

Muehlenbachs K., Bierly G. ^{18}O-enrichment of silicic magmas caused by crystal fractionation at the Galapagos spreading center // Contrib Mineral. Petrol. 1982. Vol. 79. P. 76–79.

Muehlenbachs K., Clayton R.N Oxygen isotope studies of fresh and weathered submarine basalts // CaN J. Earth Sci. 1972a. Vol. 9. N 2. P. 172–184.

Muehlenbachs K., Clayton R.N Oxygen isotope geochemistry of submarine green stones // Ibid. i. 1972b. Vol. 9. N 5. P. 471–478.

Nelson D.R. Isotopic characteristic of potassic rock: evidence for the involment of subducted sediments in magma genesis // Lithos. 1992. Vol. 28. P. 403–420.

Nelson D.R., Chivas A.R., Chappell B.W., McCulloch M.T. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1988. Vol. 52. P. 1–17.

Newman S., Epstein S., Stolper E. Water, carbon dioxide, and hidrogen isotopes in glasses from the ca. 1340 A.D. eruption of the Mono Craters, California: constraints on degassing phenomena and initial volatil content // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1988. Vol. 35. N 1/2. P. 75–96.

Nissenbaum A., Presley B.J., Kaplan I.R. Early diagenesis in reducing fiord Saxanish Inlet, British Columbia. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1972. Vol. 36, N 9. P. 1007–1027.

Norry M.J., Fitton J.G. Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance // Continental basalts and mantle xenolites / ed. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. Nantvich. Shiva press, 1983. P. 5–19.

Notsu K., Wakita H. & Nakamura Y. Strontium isotope composition of oil-field and gas-field waters, Japan. // Appl. Geochem. 1988. Vol. 3. N 2. P. 173–176.

Nurmi P.A., Kukkonen I.T., Lanermo P.W. Geochemistry and origin of saline ground waters in the Fenoskandian Shield / Ibid. 1988. Vol. 3. N 2. P. 185–203.

Nye C.J., Turner D.L. Petrology, geochemistry, and age of Spurr volcanic complex, eastern Aleutian are // Bull. Volcanol. 1990. Vol. 52. P. 205–226.

O'Hara M.J., Mathews R.E. Geochemical evolution in a advancing, periodically replenished, periodically taped, continuously fractionated magma chamber // J. Geol. Soc. London. 1981. Vol. 138. Pt. 3. P. 237–277.

Ohmoto H. Stable isotope geochemistry of ore deposits // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 491–560.

O'Neil J.R. Stable isotopes in mineralogy // Phys. Chem. Miner. 1977. Vol. 2. P. 105–123.

O'Neil J.R. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 1–40.

O'Neil J.R., Clayton R.N, Mayeda T.K. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. // Journ. Chem. Physics. 1969. Vol. 51. P. 5547–5558.

O'Neil J.R., Taylor H.P. jr. Oxygen isotope equilibrium between muskovite and water // J. Geophis. Res. 1969. Vol. 74. P. 6012–6022.

Perez W.A., Dunn T. Diffusivity of Sr, Nd and Pb in natural rhyolites at 1 Gpa // Geochim. et Cosmochim Acta. 1996, Vol. 60. P. 1387–1397.

Perry E.C. jr. The oxygen isotope chemistry of ancient cherts // Earth and Planet. Sci. Let. 1967. Vol. 3. N 1. P. 62–66.

Perry E.C. jr., Tan F.C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in Early Precambrian cherts and carbonate rocks of Sauthern Africa // Geol. Soc. Amer. Bull. 1972. Vol. 83. P. 647–664.

Piepgras D.J., Wasserburg G.J. Strontium and neodimium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guayamas Basin // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72. N 4. P. 341–356.

Pineau F., Javoy M. Carbon isitopes and concentrations in mid-ocean ridge basalts // Geochim. et Cosmochim Acta. 1983. Vol. 46. P. 371–379.

Pineau F., Javoy M. Strong degassing at ridge crests: The behaviour of dissolved carbon and water in basalt glasses at 14°N, mid-atlantic Ridge // Earth and Planet. Sci. Let. 1994. Vol. 123, P. 179–198.

Pineau F., Javoy M., Allegre C.J. Etude systematique des isotopes de l'oxygene du carbone et du strontium dans les carbonatites // Geochim. Cosmochim Acta. 1973. Vol. 37. P. 2363–2377.

Pineau F., Javoy V., Bottinga Y. ${}^{13}C/{}^{12}C$ ratios of rocks and inclusions in popping rocks of the mid-Atlantic ridge. Their bearing on problem of isotopic composition of deep seated carbon // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. Vol. 29. P. 412–421.

Pineau F., Semet M.P., Grassineau N. et al. The genesis of the stable isitope (O, H) record in arc magmas: the Kamchatka's case // Chem. Geol. 1999. Vol. 135. P. 93–124.

Pineau F., Shilobreeva S., Kadik A., Javoy M. Water solubility and D/H fractionation in the system basaltic andesite-H_2O at 1250°C and between 05 and 3 kbars // Ibid. 1998. Vol. 147. P. 173–184.

Poitrasson F., Pin C., Duthou J.-L., Platevoet B. The size-isotopic evolution connection layered mafic intrusions: Clues from Sr-ND isotopic study of small complex // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. N. B5. P. 9441–9451.

Poreda R., Schilling J.G., Craig H. Helium and hydrogen isotopes in ocean-ridge basalts north and south of Iceland // Earth and Planet. Sci. Lett. 1986. Vol. 78. N 1. P. 1–17.

Powell J.L. Isotopic composition of strontium in four carbonatite vein-dike // Amer. Mineral. 1965. Vol. 50. P. 1921–1928.

Rare Earth Element Geochemistry / ed.

P. Henderson. Amsterdam. Elsevier. 1984. (Development in Geochemistry. Vol. 2.).

Ringwood A.E. Petrogenesis in Island arc sistems // Island Arcs, Deep sea trenches and Back-Arc basins / Ed. M. Talvani and W.C. Pitman III. Wash. D.C. Amer. Geophis. Union 1981. P. 311–324.

Robert F., Rejou-Michel A., Javoy M. Oxygen isotopic homogeneity of the Earth // Earth and Planet. Sci. Lett. 1992. V. 108. N 1/3. P. 1–9.

Roden M.F., Murthy V.R., Gaspar J.C. Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatite // J. Geol. 1985. Vol. 92. P. 212–220.

Rye R.O., Luhr J.F., Wasserman M.D. Sulfur and oxygen isotopic systematics of the 1982 eruption of El Chichon Volcano, Chiapas, Mexico // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1984. Vol. 23. P. 109–123.

Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes // Geochem. Jour. 1968. Vol. 2. P. 29–49.

Sakai H., Casadevall T.J., Moore J.C. Chemistry and isotope ratios of sulfur in basalts and volcanic gases at Kilauea volcano, Hawaii // Ibid. 1982. Vol. 46. P. 729–738.

Sakai H., Des Marais D.J., Ueda A., Moore J.C. Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen and sulphur in ocean-flore basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1984. Vol. 48. P. 2433–2441.

Sakai H., Matsubaya O. Stable isotope studies of japanese geothermal systems // Geothermics. 1977. Vol. 5. P. 97–124.

Sakuyama M. Lateral variations of H_2O contents in Quaternary magmas of Northeastern Japan // Earth and Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 93. P. 103–111.

Salomons W. Chemical and isotopic composition of carbonates in recent sediments and soils from Western Europe. // Journ. Sediment. Petrol. 1975. Vol. 45. N 2. P. 440–449.

Santos R.V., Clayton R.N Variation of carbon and oxygen isotopes in carbonatites: A study of Brazilian alkaline complexes // Geochim. et Cosmochim Acta. 1995. Vol. 59. N 7. P. 1339–1352.

Saunders J.K., Prikryl J.D., Posey H.H. Mineralogic and isotopic constraints on the origin of strontium-rich cap rocks, Tatum Dome, Mississippi, USA // Chem. Geol. 1988. Vo. 74. N 1/2. P. 127–152.

Savin S.M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals // Geochim. et Cosmochim. Acta 1970a. Vol. 34. N 1. p. 25–42.

Savin S.M., Epstein S. The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of ocean sediments and shales. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970a. Vol. 34. N 1. P. 43–63.

Schaaf P., Heinrich W., Besch T. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central Mexico: Evidence from granulite-facies xenolith suite // Chem. Geol. 1994. Vol. 118. P. 63–84.

Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N. et al. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas // Nature. 1995. V. 377. P. 595–600.

Schidlovski M., Hayes J.M., Kaplan I.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen // Earth's earliest biosphere: its origin and evolution. NY. Princeton Univ. Press. 1983. P. 149–186.

Sheckleton N.J., Kennett J.P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analisis in DSDP sites 277, 279 and 281 // Init. Rep. Deep Sea Dril. Proj. Vol. XXIX. Washington (US Gov. Print. Office). 1975. P. 743–755.

Shemesh A., Kolodny Y., Luz B. Oxygen isotope variations of phosphate of biogenic apatites. II. Phosphorite rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 405–416.

Sheppard S.M.F. Characterization and isotope variations in natural water // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 165–183.

Sheppard S.M.F. Igneous rocks: III: Isotopic case studies of magmatism in Africa, Eurasia and oceanic islands // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 319–371.

Sheuman K.H. Zur genese alkalish-lamprofirischen Ganggesteine, Zentralb. Mineral. Geol. Petrol. 1922.

Shieh Y.N, Taylor H.P. jr. O and C isotope study of contact metamorphism of carbonate rocks // J. Petrol. 1969. Vol. 10. P. 307–331.

Sobolev A.V., Chausidon M. H_2O concentration in primary melts from supra-subduction zones and mid-ocean ridges: implications for H_2O storage and recycling in the mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 137. N 1. P. 45–55.

Sparks R.S.J. The role of crustal contamination in magma evolution through geological time // Ibid. 1986. Vol. 78. N 2/3. P. 211–223.

Spell T.L., Kyle P.R., Thirwall M.F., Campbell A.R. Isotopic and geochemical constraints on the origin and evolution of postcollapse rhiolites in the Valles Caldera New Mexico // J. Geophys / Res. 1993. Vol. 98. N B11. P. 19723–19739.

Stakes D. Oxygen and hydrogen isotope composition of oceanic plutonic rocks: High-temperature deformation and metamorphism of oceanic layer 3 // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein. / Ed: H.P. Taylor Jr., et al. N.Y. 1991. P. 77–90 (Geochem Soc. Spec. Publ. N 3).

Stakes D., O'Neil J.R. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 57. N 2. P. 285–304.

Stern C.R., Frey F.A., Futa K., et al. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America // Contrib. Mineral. and Petrol. 1990. Vol. 104. P. 294–308.

Stern C.R., Futa K., Muuehlenbachs K., et al. Sr, Nd, Pb and O isotope composition of Late Cenozoic volcanics, nothernmost SVZ (33–34°N) // Chemical and isotopic constraints on andian magmatism / eds R.S. Harmon, B. Barreiro. Nantvich. US. Shiva Press. 1984a. P. 96–105.

Stern C.R., Futa K., Muuehlenbachs K. Isotope and trace element data for orogenic andesites from Austral Andes // Chemical and isotopic constraints on andian magmatism / eds R.S. Harmon, B. Barreiro. Nantvich, US. 1984b. Shiva Press. P. 31–46.

Suwa K., Oana S., Wada H., Osaki S. Isotope geochemistry and petrology of African carbonatites // Phis. Chem. Earth. 1975. Vol. 9. P. 735–745.

Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water // Geochim. et Cosmochim. Acta 1976. Vol. 40. N 10. P. 1229–1240.

Swanson D.A., Christiansen R.L. Tragic base surge in 1790 at Kilauea volcano // Geology. 1973. Vol. 1. P. 83–86.

Symonds R.B., Rose W.I., Gerlach T.M., et al. Evaluation of gases, condensates and SO emissions from Augustine volcano, Alaska: The degassing of Cl-rich volcanic system // Bull. Volcanol. 1990. Vol. 52. P. 355–374.

Talbot M.R. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrian carbonates // Chem. Geol. Isotope Geosci. Sec. 1990. Vol. 80. N 4. P. 261–279.

Taran Yu.A., Pokrovsky B.G., Armienta M.A. Isotope geochemistry of the El Chichon volcano-geothermal system, Mexico. Actas INAGEQ, 1996. Vol. 2. P. 109–114.

Taran Yu.A., Fisher T.P., Pokrovsky B.G. et al. Geochemistry of the volcano-hydrothermal system of El Chichon volcano, Chiapas, Mexico // Bull. Volcanol. 1998. Vol. 59. P. 436–449.

Taran Yu.A., Pokrovsky B.G., Volynets O.V. Hydrogen isotopes in hornblendes and biotites from Quaternary volcanic rocks of the Kamchatka-Kurile arc // Geochem. J. 1997. Vol. 34. N 4. P. 203–221.

Taran Yu.A., Torokhov P.V., Pokrovsky B.G., Shabaeva I.Y. Isotopic composition of minerals and free gas associated with hidrothermal wents of Piip submarine volkano, Bering Sea // Ibid. J. 1992. Vol. 26. P. 291–297.

Taylor B.E. Magmatic volatiles: isotopic variation of C, H and S // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 185–226.

Taylor B.E., Eichelberger J.C., Westrich H.R. Hydrogen isotope evidence of riolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption // Nature. 1983. Vol. 306. P. 541–545.

Taylor B.E., Westrich H.R. Hydrogen isotope exchange and water solubility in experiments using natural rhyolite obsidian // EOS. 1985. Vol. 66. P. 387.

Taylor H.P., jr. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. Vol. 19. N 1. P. 1–71.

Taylor H.P., jr. Water/rock interaction and origin of H_2O in granitic batholithe // J. Geol. Soc. London. 1977. Vol. 133. P. 509–558.

Taylor H.P., jr. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38. N 1. P. 177–210.

Taylor H.P., jr. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposites. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposites. 2-nd. ed. / H.L. Barnes. N.Y. Wiley. 1979. P. 236–277.

Taylor H.P., jr. The effect of assimilation of rocks by magmas: $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematics in igneous rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1980. Vol. 47. N 2. P. 243–254.

Taylor H.P., jr. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 273–318.

Taylor H.P., Epstein S. Relationship between $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals in igneous and metamorphic rocks, part 2: Applications to petrologic problems // Geol. Soc. Amer. Bull. 1962. Vol. 73. N 6. P. 675–694.

Taylor H.P., Epstein S. $^{18}O/^{16}O$ ratios in rocks and minerals of the Skaergaard intrusion // J. Petrol. 1963. Vol. 4. N 1. P. 51–74.

Taylor H.P., jr., Frechen J., Degens E.T. Oxygen and carbon isitope studies of carbonatites from Laacher See district, West Germany and Alno district, Sweden // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1967. Vol. 61. N 22. P. 4855–4884.

Taylor H.P., jr., Giannetty B., Turi B.

Oxygen isotope geochemistry of the potassic igneous rocks from the Roccamonfina Volcano, Roman Comagmatic Region, Italy // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. Vol. 46. P. 81–106.

Taylor H.P., jr., Sheppard S.M.F. Igneous rocks: processes of isotopic fractionation and isotope systematics // Rev. Mineral. 1986. V. 16. P. 227–271.

Taylor H.P., jr., Turi B. High ^{18}O igneous rocks from the Tuscan magmatic province, Italy // Contrib. Mineral. and Petrol. 1976. Vol. 55. N 1. P. 33–54.

Taylor H.P., jr., Turi B., Cundari A. $^{18}O/^{16}O$ and chemical relationships in K-rich volcanic rocks from Australia, East africa, Antarctica and San-Venanzo-Cupaelo, Italy // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 69. P. 263–275.

Turi B., Taylor H.P., jr. Oxygen isotope studies of potassic volcanic rocks of the Roman province, Central Italy. // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. Vol. 55. N 1. P. 1–31.

Turi B., Taylor H.P., jr., Ferrara G. Comparisons of $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in volcanic rocks from the Pontine Islands M. Ernici and Compania with other areas in Italy // Stable isotope geochemistry: A tribute to Samuel Epstein / Ed. H.P. Taylor Jr., et al. N.Y. 1991. P. 325–338. (Geochem Soc. Spec. Publ. N 3).

Turner S., Hawkesworth C., Rogers N., Bartlett J., Worthington T., Hergt J., Pearce J., Smith I. $^{238}U/^{230}Th$ disequilibria, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997. Vol. 61., N 22. P. 4855–4884.

Ueda A., Sakai H. Sulfur isotope study of Quarternary volcanic rocks from the Japanese Islands Arc // Geochim. et Cosmochim. Acta 1984. Vol. 48. P. 1837–1848.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Rev. Mineral. 1986. Vol. 16. P. 445–490.

Valley J.W., O'Neil J.R. Fluid heterogeneity during granulite facies metamorphism in the Adirondaks: Stable isotope evidence // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. Vol. 85. P. 158–173.

Veizer J., Compston W. $^{87}Sr/^{86}Sr$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. et Cosmochim. Acta 1976. Vol. 40. N 8. P. 905–914.

Verma S.R. Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at volcanic front of central Mexican Volcanic Belt // Cenozoic Volcanism and tectonics of Mexico. 1999. Chap. 13 (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 334).

Verma S.R., Nelson S.A. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alcaline magmas in the Nothwestern Mexican Volcanic Belt // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 4531–4533.

Villemant B. Trace element evolution in the Phlegrrean Field (Central Italy): fractional cryystallisation and selective enrichment // Contrib. Mineral. and Petrol. 1988. Vol. 98. N 2. P. 169–183.

Vinogradov V.I. Isotopic evidence of conversion of oceanic crust to continental crust in the continent-ocean transition zone of Kamchatka // Geochem. Intern. 1995. Vol. 32. N 3. P. 70–109.

Volynets O.N Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // Intern. Geol. Rev. 1994. Vol. 36. N 4. P. 373–405.

Vroon P.Z., Bergen M.J., White W.M., Varecamp J.C. Sr-Nd-Pb isotopic systematics of Banda Arc, Indonesia: combined subduction and assimilation of continental material // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. N B 12. P. 349–366.

Wasserburg G.J., Mazor E., Zartman R.E. Isotopic and chemical composition of some terrestrial natural gases // Warth Science and Meteoritics. / ed. J. Geiss and E.D. Goldberg. 1963. P. 226–240.

Welhan J.A. Origin of methan in hydrothermal systems // Chem. Geol. 1988. Vol. 71. N 1/3. P. 52–65.

Wenner D.B., Taylor H.P., jr. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiloite complexes // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. N 3. P. 207–239.

Werner M.L., Feldman M.D., Knauth L.P. Petrography and geochemistry of water-rock interaction in Richton Dome caprock (Southeastern Mississippi, USA) // Chem. Geol. 1988. Vol. 74. N 1/2. P. 113–135.

Wesolowski D. Geochemistry of tungsten in scheelite deposits: The skarn ores at King Island, Tasmania. Ph.D. thesis, The Pensilvania State University. 1984. 431 p.

Woodhead J.D., Greenwood P., Harmon R.S., Stoffers P. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the source of EM-type oceanic island basalts // Nature. 1993. Vol. 362. P. 809–813.

Woodhead J.D., Harmon R.S., Fraser D.G. O, S, Sr and Pb isotope variation in volkanic rock from Northern Mariana Arc // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 83. P. 38–52.

Woodruff L.G., Shanks W.C. Sulfur isotope study of chimney minerals and vent fluids from

21°N East Pacific Rise: Hydrothermal sulfur sources and disequilibrium sulfur reduction // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. N B5. P. 4562–4572.

Zheng S., Xu X., Zheng S. Изучение изотопного фракционирования и окисление Fe^{2+} в процессе дегидроксилизации слюд и амфиболов // Диую-хуасю-э-Geochimica. 1988. Vol. 2. P. 143–149.

Zhuravlev D.Z., Tsvetkov A.A., Zhuravlev A.V., Gladkov NG., Chernyshev I.V. $^{143}Nd/^{144}Nd$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in recent magmatic rocks of the Kurile island arc // Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sec.). 1987. Vol. 66. P. 227–243.

Zierenberg R.A., Shanks III W.A., Seyfried J.R., et al. Mineralization, alteration and hydrothermal metamorphism of the ophiolite-hosted Turner-Albright sulfide deposite, Southewest Oregon // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. N B5. P. 4657–4674.

Zindler A., Hart S. Chemical geodinamics // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

ОГЛАВЛЕНИЕ

CONTENTS

Научное издание

Покровский Борис Глебович

КОРОВАЯ КОНТАМИНАЦИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ

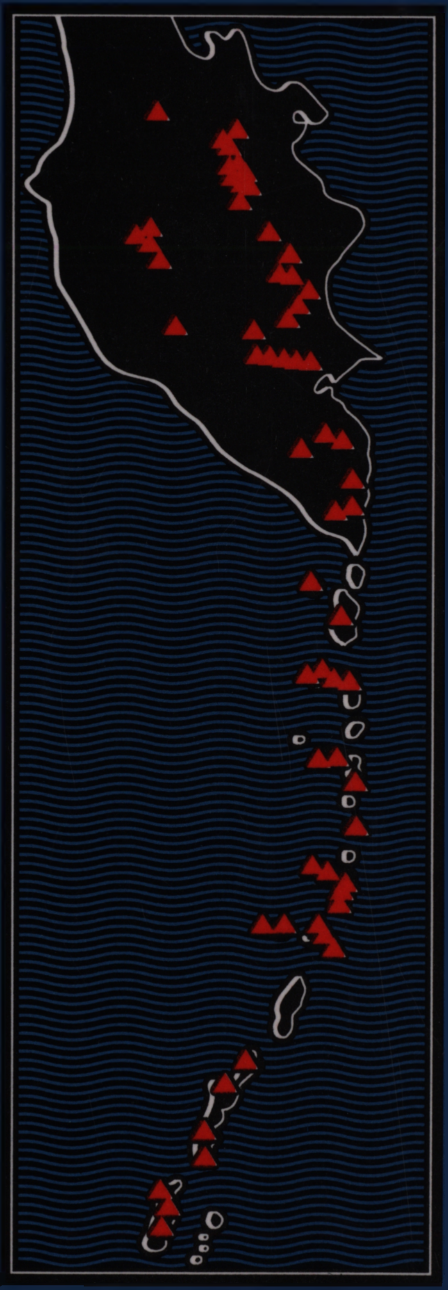
по данным изотопной геохимии

Труды ГИН, вып. 535

Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института РАН

Зав. редакцией *А.А. Фролова*
Редактор *И.С. Власов*
Художник *Л.Л. Михалевский*
Художественный редактор *Т.В. Болотина*
Технический редактор *А.Л. Шелудченко*
Корректоры *З.Д. Алексеева, Т.И. Шеповалова*

На Земле, вероятно, не существует магматических пород, не контаминированных веществом земной коры.
К такому выводу приводят результаты изучения изотопного состава стронция, кислорода, водорода, углерода и серы в эффузивах Курило-Камчатской островной дуги и в щелочных породах и карбонатитах Северной Евразии.
Был ли коровый материал субдуцирован в мантию или мантийные магмы претерпели контаминацию в промежуточных очагах?
Как отличить изотопные эффекты, связанные с контаминацией, от постмагматических изменений?
Почему однотипные изверженные породы нередко имеют существенно разные изотопные характеристики, а породы с различной петрохимией — почти идентичный изотопный состав?
Вот лишь некоторые вопросы, которые обсуждаются в этой книге.



«НАУКА»
МАИК «НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА»

ISSN 0002-3272. Тр. ГИН РАН. 2000. Вып. 535. 1–228