

**СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И  
СВЯЗАННЫЕ С НИМ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ,  
ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ЯВЛЕНИЯ**

(ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ)



**ТБИЛИСИ**

Тбилиси — 1980

Геологический институт им. А. И. Дзюбалидзе  
АН СССР

Кавказский институт минерального сырья  
им. А. А. Твалчрелидзе Мингео СССР

Ордена Трудового Красного Знамени Институт  
вулканологии ДВНЦ АН СССР

Ордена Трудового Красного Знамени Тбилисский  
государственный университет

V ВСЕСОЮЗНОЕ ВУЛКАНОЛОГИЧЕСКОЕ СОВЕЩАНИЕ

3327  
"Вулканизм и формирование полезных  
ископаемых в подвижных областях земли"

II СИМПОЗИУМ

"Современный вулканизм и связанные с ним  
геологические, геофизические и геохимические явления"

( Тезисы докладов )

"Мецниереба"

Тбилиси

1980



Редакционная коллегия:

Чл. корр. АН СССР А.С. Федотов (ответственный редактор),  
чл. корр. АН СССР И.В. Лучицкий, чл.-корр. АН СССР  
Е.Е. Милановский, кандидат геол.-мин. наук Б.В. Иванов,  
кандидат геол.-мин. наук Г.А. Карпов, кандидат геол.-мин.  
наук Ю.П. Масуренков, кандидат геол.-мин. наук В.М. Сугробов.

С 20805  
М 607(06)-80

Прик. № 359  
24.IV.80

Проблема связи вулканизма и полезных ископаемых имеет важное теоретическое и прикладное значение. С развитием детальных и комплексных вулканологических исследований в областях современной тектоно-магматической активности был получен обширный материал по глубинному строению вулканических областей, эволюции магматических расплавов, петрологии, геохимии и рудоносности вулканогенных формаций, геодинамике вулканизма и гидротермального процесса. Наврела насущная необходимость в обмене мнениями между специалистами разного профиля исследований в выработке общих представлений.

Этой задаче посвящено V Всесоюзное вулканологическое совещание, часть тезисов которого публикуется в предлагаемом сборнике. Основное внимание обращается на рассмотрение связей вулканизма и условий формирования полезных ископаемых на примере современного вулканизма Курило-Камчатской подвижной области Земли и орогенного вулканизма альпийского пояса Евразии.

Настоящий сборник включает материалы по симпозиуму II - Современный вулканизм и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические явления. Примечательно, что на совещании представлен большой материал по самому крупному базальтовому извержению Курило-Камчатского региона - Большому трещинному Толбачинскому извержению 1975-1976 гг. К настоящему времени это, пожалуй, наиболее полно изученное вулканическое извержение.

Традиционно значительное место занимает материалы по изучению сейсмичности, современных движений земной коры, изменениям геофизических полей и геодинамике областей новейшего вулканизма. Следует отметить и появление фактического материала по подводным вулканическим структурам.

Углубленное изучение, в последнее время, спецификой геохимических и петрологических особенностей вулканизма, в зависимости от глубины магматических очагов, типа и состава земной коры, нашло отражение в разделе "Геохимическая специализация и петрология продуктов вулканизма в зависимости от типов очагов и извержений вулканов". Примечательной особенностью большинства докладов этого раздела является комплексный подход к проблеме, включающей результаты экспериментальных исследований, базирующихся на обильном объективном материале по самым различным регионам Земли.

В разделе "Современный вулканизм и рудообразование" рассматриваются как общие вопросы эволюции вулканизма и рудообразования в крупных геологических структурах, структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных районов, так и некоторые аспекты связи конкретных рудных элементов с продуктами современного вулканизма. С этим разделом тематически связана большая группа докладов по проблеме "Современные гидротермальные системы, метасоматизм и рудообразование". Здесь рассматриваются основные закономерности распределения и формирования важнейших типов термальных вод областей современного вулканизма, факторы металлогенической зональности гидротерм вулканических провинций, некоторые физико-химические особенности формирования ртутных и мышьяково-сурьмяных месторождений и рудопроявлений.

Нам представляется, что интересной будет информация, сгруппированная в разделе "Закономерности распределения вещества и развития вулканического процесса по данным изотопного и геохронологических исследований".

В тезисах полностью сохранен авторский текст.

## I. БОЛЬШОЕ ТРЕЩИННОЕ ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ

С.А. Федотов, С.Т. Балеста, В.И. Горельчик, Г.Б. Флеров, В.Б. Эрман

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

БОЛЬШОЕ ТРЕЩИННОЕ ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ 1975-1976 г.г.  
(КАМЧАТКА)

Большое трещинное Толбачинское извержение происходило в длительно развивавшейся региональной вулканической зоне (типа рифтовых структур). Оно ознаменовалось образованием Северного прорыва (6.УП-15.IX.1975) с преимущественно эксплозивным характером вулканической деятельности и Южного прорыва (18.IX.1975 - 10.XI.1976), отличавшегося существенно эффузивными проявлениями в виде излияния жидких лав. Общий объем продуктов извержения -  $2 \text{ км}^3$ .

Время и место извержения были успешно предсказаны по появлению землетрясений, зарегистрированных 27.VI - 5.VII.1975 г. на глубинах от 0 до 20 км. В дальнейшем по характерному спаду числа землетрясений в конце роев, предвещавших образование эруптивных центров, были предсказаны времена возникновения отдельных конусов Северного и Южного прорывов.

Размеры питающих даек Северного прорыва оценены по горизонтальным деформациям земной поверхности. Мощность их - немногим более 1 м, видимая длина - не более 400 м. Величина избыточного давления магмы и газов - около  $100-300 \text{ кг/см}^2$ .

В ходе извержения, за короткий интервал времени, наблюдалось последовательное изменение состава базальтов от высокомагнезиальных умеренной щелочности (Северный прорыв) до глиноземистых субщелочных (Южный прорыв). Геолого-геохимические данные свидетельствуют об автономности двух контрастных по составу магм. Базальты промежуточного состава - продукт смешения этих магм.

Основными питающими источниками базальтов Северного и Южного прорывов была система связанных между собой промежуточных магматических очагов, расположенных в нижних горизонтах коры или переходном от коры к мантии слое. Область этих очагов ( $\sim 5000 \text{ км}^2$ ) охватывает всю Ключевскую группу вулканов.

По геологическим, геофизическим и геодезическим исследованиям установлено, что в ходе извержения в верхних частях земной коры образовалась система периферических магматических очагов. Глубина залегания их в районе Северного прорыва - 2-3 и 7-8 км.

Возможно, что в этих очагах происходило смешение магм.

В.И.Горельчик, В.М.Зобин, О.С.Чубарова  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

СЕЙСМИЧНОСТЬ И СПЕКТРАЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ  
ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В РАЙОНЕ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО  
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ В 1975-1978 ГГ.

1. Анализируется характер развития сейсмической активности во времени в районе Ключевской группы вулканов во время и после Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975-1978 гг.

Изучены временные вариации величины наклона графиков повторяемости в роях землетрясений, зарегистрированных на различных этапах извержения и в различных областях исследуемой территории.

2. Рассматриваются механизм и динамические параметры очагов вулканических землетрясений и их вариации в ходе извержения. Отмечено, что за несколько дней до начала извержения происходила переориентация осей напряжения в очагах землетрясений.

3. Проводится районирование эпицентральных зон по величине  $\gamma$  и спектральным характеристикам землетрясений. Исследуется соотношение этих параметров на различных этапах извержения.

С.А.Федотов, В.Б.Энман, М.А.Магуськин, В.Е.Левин,  
Н.А.Жариков, С.В.Энман, В.Ф.Бахтиаров

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ВЫЗВАННЫЕ БОЛЬШОМ ТРЕЩИННЫМ  
ТОЛБАЧИНСКИМ ИЗВЕРЖЕНИЕМ 1975-1976 ГГ.

Геодезические исследования извержения по задачам и методам измерений, делится на две части: измерение подвижек в непосредственной близости от извержения и измерение смещений на обширной территории, окружающей район Новых Толбачинских вулканов.

Измерения горизонтальных и вертикальных подвижек во время извержения выявили быстрые локальные смещения. Вблизи места прорыва базальтовой магмы на поверхность вертикальные смещения доходили до 30 метров. Горизонтальные деформации при образовании трещины прорыва каждого из новых вулканов составили около 0,6 м на базе 2 км. Светодальномерные измерения деформаций по мере уда-

ления от трещины прорыва позволили вычислить ширину трещины при прорыве магмы на поверхность и оценить избыточное давление магмы. Величины оказались более чем скромные: 1 м и 100-300 кг/см<sup>2</sup> соответственно. Периодические фототеодолитные съемки позволили получить размеры и объемы всех новых конусов, показать, что расхождение пирокластики были практически постоянным. Наклоны, предшествующие прорывам, начинались примерно за сутки, величина наклонов была до 40-50 секунд дуги или более на расстоянии 0,5 км от места прорыва магмы на поверхность. Сразу после окончания извержения началось проседание окружающего района, сопровождавшееся горизонтальным сжатием. Эти процессы постепенно замедлялись до середины 1977 г.

Измерения сети триангуляции, выполненные трижды: в 1971 г. (до извержения), в 1976 г. (во время извержения), в 1977 г. - после извержения показали, что зона деформаций при извержении была обширной. Поднятия до 0,5 м и растяжение происходили в области окружающей Северный и Южный прорывы. Опускания (также до 0,5 м) и сжатие приурочены к району вулканов Острый и Плоский Толбачики и к С и СЗ от него.

В.Е.Левин, В.Б.Энман

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ СМЕЩЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВБЛИЗИ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ

Механизм извержения вулканов имеющих магматические очаги предполагает нарастание давления в резервуаре перед извержением. Если нарастание давления происходит достаточно быстро, можно в первом приближении считать, что окружающая среда подвергается упругим деформациям, которые можно измерить на земной поверхности геофизическими методами. Повторные измерения сети триангуляции в районе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг., выполненные в 1971 г. до извержения и в 1976 г. во время извержения (Кириенко и др., 1978) выявили закономерное распределение горизонтальных смещений пунктов, расположенных вокруг извержения. Радиальные направления векторов смещений свидетельствуют об увеличении давления в очаге вызвавшем эти деформации. Увеличение высот пунктов, определенные тригонометрическим нивелированием, также подтверждает это предположение. Для моделирования смещений земной поверхности использовались решения задачи о

деформации упругого полупространства с источником давления в виде шаровой полости с конечным радиусом (Эйвлюв, Демин, 1979 г.).

Аналитическое решение уравнения деформаций на поверхности при равномерном давлении в источнике имеет вид:

$$U_1 = 2PR_0^3 \frac{1-\nu^2}{E} \cdot \left( \frac{r}{r^2 + Z_0^2} \right)^{3/2} \quad (I)$$

$$U_2 = 2PR_0^3 \frac{1-\nu^2}{E} \cdot \left( \frac{Z_0}{r^2 + Z_0^2} \right)^{3/2}$$

где  $E$  - модуль Юнга пород;  $\nu$  - коэффициент Пуассона;  
 $P$  - избыточное давление в источнике;  $R_0$  - радиус источника давления;  $Z_0$  - глубина центра сферы.

Параметры источника давления вызвавшего на поверхности наблюдаемые смещения оценивались методом наименьших квадратов.

Минимизировалась сумма

$$R(\theta) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{b_i^2} [y_i - f(x_i; \theta)]^2,$$

где  $X_i$  - координаты  $i$ -ой точки;  $y_i$  - проекция наблюдаемого вектора смещений на одну из осей;  $\theta$  - вектор оцениваемых параметров источника давления.

$f(x_i; \theta)$  вычисляется по формулам (I) с последующим проектированием на соответствующую ось декартовой системы координат.  
 $b_i$  - средняя квадратическая ошибка наблюдений в  $i$ -ой точке;  $n$  - количество точек. В качестве параметров источника давления выбирался вектор  $\theta$ , для которого сумма  $R(\theta)$  минимальная.

В работе приводятся значения параметров источника, а также теоретические векторы смещений.

Г.Б.Григорян, А.А.Каргопольцев, С.Т.Балеота

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР,  
 Институт геологических наук АН Арм. ССР

### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБЛАСТЕЙ МАГМАТИЧЕСКОГО ПИТАНИЯ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ

Для изучения областей магматического питания Новых Толбачинских вулканов во время извержения 1975-76 гг. была применена система продольных и не продольных сейсмических наблюдений, ориентированных на получение картины распространения сейсмических волн под вулканами на разных уровнях земной коры. По методике прослеживаются вулканы сейсмическими волнами от взрывов выявлены зоны

аномального затухания волн. Модельными экспериментами и теоретическими расчетами показано, что эти зоны обусловлены дифракцией волн на неоднородностях с пониженными упругими параметрами. Экспериментальные точки затухания волнового поля в зоне тени вулканов использованы для определения глубины залегания и размеров магматических тел. Этой методикой изучены магматические очаги и внедрения на разных уровнях земной коры и в переходном от коры к мантии слое. Показано, что основными питающими магматическими источниками Новых Толбачинских вулканов являлась система магматических очагов в переходном слое, расположенном на глубинах от 25 до 40 км. В районе западнее конусов Северного прорыва обнаружена локальная неоднородность на глубине 2-3 км, которая интерпретируется периферическим магматическим очагом, внедрившимся во время извержения. Рассмотрены возможные динамические связи областей питания новообразованных вулканов.

В.А.Киликян, В.С.Смирнов, И.А.Федорченко  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ЕСТЕСТВЕННОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В РАЙОНЕ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ

В районе Новых Толбачинских вулканов с 1977 г. было начато систематическое изучение естественного электрического поля (Е.П.) Земли. Был получен материал, позволяющий составить общую картину Е.П. в районе ареального вулканизма после извержения и проведен предварительный качественный анализ.

Применение метода ЕП связано с оценкой геотермальных ресурсов в условиях трещинного базальтового вулканизма. Наблюдения за ЕП велись способом потенциала. Работы проводились преимущественно в условиях высокоомной приповерхностной зоны (уд. сл. сопр. 1000 ом).

Вдоль активной зоны с севера на юг потенциал возрастает на 3 в. Такое резкое возрастание потенциала возможно вызвано рельефом (фильтрационные поля). Не исключается влияние внутренних источников, обусловленных вулканической активизацией. По поперечным профилям можно наметить корреляцию основных положительных аномалий интенсивностью 0,5-1 в, приблизительно по линиям расположения активных конусов. Ширина ланевой аномалии оценивается в 2-3 км. Возможно мы здесь имеем дело с электрокинетическими процессами, связанными с внутренними источниками аномалий. Следует отметить

наблюдаемые аномальные эффекты при пересечении свежих лавовых потоков. На бортах потоков зафиксированы скачки потенциала величиной в несколько сотен мВ, причем различного знака.

В северо-западной части района (бассейн ручья Водопадный) резко выражена отрицательная аномалия I-1,5 в. Природа такой аномалии не ясна и требует более детального изучения.

В.С. Смирнов  
Камчатское ТГУ

### ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ НОВЫХ ТОЛБАЧИНСКИХ ВУЛКАНОВ

Обсуждается интерпретация детальных магнитотеллурических наблюдений в активной зоне Большого трещинного Толбачинского извержения в сопоставлении с региональными данными.

Традиционная методика ограничивается оценкой эффективных параметров слоистого разреза по кривым МТЗ, которые обычно искажены влиянием горизонтальной неоднородности верхнего слоя. При некоторых допущениях (преобладание гальванических эффектов искажений) проведена корректировка результатов.

Выделена единственная локальная аномалия электропроводности западнее Северного прорыва на глубине в первые км, которая отмечается по МТЗ как аномалия суммарной продольной проводимости верхнего слоя, втрое превышающая средний для района уровень. Этот факт свидетельствует в пользу гипотезы образования магматического внедрения в процессе извержения.

Региональный проводящий горизонт, фиксируемый на глубинах, несколько меньших (17-25 км), чем в сопредельных районах связывается с магматическим очагом, общим для всей зоны.

Пространственный анализ переменного геомагнитного поля в рамках горизонтально-неоднородных моделей качественно подтверждает локальную аномалию, выявленную методом МТЗ.

Дискуссионный вопрос о расхождениях в оценках удельной электропроводности магматического расплава кондуктивным и индуктивным способами рассматривается с учетом соотношения масштабов и структуры индуцированных токовых вихрей и аномального объекта. Кондуктивный способ (МТЗ) приводит к оценкам, смещенным в сторону жидкой фазы, индуктивные оценки (индукционное электротзондирование) представляют собой в большей степени интегрированную характеристику электропроводности многофазной системы.

Г.Б. Флеров

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ И МЕХАНИЗМ ИЗВЕРЖЕНИЙ  
ВУЛКАНОВ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА

1. Толбачинское извержение 1975-76 гг. проявилось Северным прорывом, сопровождавшимся поступлением оливин-широкосеновых высокомагнезиальных базальтов умеренной щелочности (преобладающий тип) и Южным прорывом, сопровождавшимся излиянием мегаллагиофировых субщелочных глиноземистых базальтов (преобладающий тип). Перерыв и начальный этап Южного прорыва ознаменовались появлением базальтов промежуточного состава (5-10% от всего объема продуктов). Динамика извержений прорывов существенно различна: характер работы Северного прорыва свидетельствует об огромной роли газовой фазы в его деятельности, извержение Южного прорыва характеризуется спокойной эффузивной деятельностью.

2. Комплекс данных свидетельствует об участии в извержении  $2^X$  независимых базальтовых магм, поступающих из разноглубинных очагов при большей глубине очагов высокомагнезиальных базальтов. Каждый тип базальта характеризуется своими минеральными ассоциациями и физико-химическими условиями их кристаллизации: высокомагнезиальные базальты -  $Fo_{85-90} + Crx f = 12-20 + Cr - Sp \pm \pm Ap_{82-54}$ ,  $T_{крст.}$  ликвидусных фаз = 1260-1180°C,  $f_{O_2} = 10^6 - 10^{-6,5}$ ; субщелочные глиноземистые базальты -  $Fo_{72-76} + Crx = 25-30 + Ti - - Mt + Ap_{80-52} \pm Crx \pm Plq$ ,  $T_{крст.}$  ликвидусных фаз = 1190 - - 1140°C,  $f_{O_2} = 10^{-7} - 10^{-7,5}$ . Промежуточные базальты содержат обе минеральные ассоциации, где первая является реликтовой, неравновесной с расплавом. Изменения химизма минералов и пород дискретны в области промежуточных базальтов, которые являются продуктом смещения расплавов на субликвидусном уровне.

3. Извержение  $2^X$  типов базальтов в истории вулканизма Толбачинского дола (10 000 лет) является закономерным. Преобладают субщелочные глиноземистые базальты, которые всецело характеризуют ранние этапы. Магнезиальные базальты появляются позднее (2500 лет назад) и с их появлением широкое развитие приобретают промежуточные типы. Выделяется 3 типа извержений: 1 - извержение базальтов контрастного состава из автономных центров; 2 - извержения из единого центра при последовательности; высокомагнезиальные базальты - промежуточные - глиноземистые; 3 - извержение только

промежуточных базальтов.

4. Поступление магм к поверхности происходило транзитно (с образованием периферических коровых очагов). Существование 2<sup>х</sup> очаговых уровней магмы (высокомagneзиальных и субщелочных глиноземистых базальтов) и периферических очагов предопределяет взаимосвязь этих магм в пространстве в процессе извержений. Вулканизм ранних этапов Толбачинского дола (извержение субщелочных глиноземистых базальтов) связан с активизацией верхнего очагового уровня. Возникновение более глубоких расколов выводит к поверхности высокомагнезиальные базальты с нижнего очагового уровня. Возможны варианты механизма извержений. I. Трещина, подводящая к поверхности магнезиальные базальты, проходит в стороне от очага субщелочной глиноземистой магмы — извержение только магнезиальных базальтов или магнезиальных и глиноземистых из разных эруптивных центров. II. Трещина проходит вблизи очага глиноземистой магмы, которая вовлекается в процесс извержения, поднимаясь по тем же каналам. Происходит смешение магм в периферическом очаге с образованием промежуточных базальтов, извергающихся из того же эруптивного центра. III. Магнезиальная магма встречает на своем пути очаг глиноземистых базальтов — полное смешение расплавов и извержение только базальтов промежуточного типа. IV. Извержение магнезиальных базальтов Северного прорыва стимулировало последующее извержение субщелочных глиноземистых базальтов, которые, смешавшись в коровом периферическом очаге с первыми, дали промежуточные базальты в заключительный этап Северного прорыва и начальный этап Южного. По мере увеличения объемной доли субщелочных глиноземистых базальтов состав продуктов приобретал все более однородный характер. Наличие периферических очагов под Северным прорывом подтверждается данными сейсмического просвечивания.

О.А.Брайцева, И.В.Мелекесцев, В.В.Пономарева,

Л.Д.Сулержицкий, С.Н.Литасова

Институт вулканологии ДВЭЦ АН СССР

ГИИ АН СССР

#### РЕКОНСТРУКЦИЯ ИСТОРИИ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА НА БАЗЕ ТЕРМО- И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

I. При изучении эволюции вулканизма Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов для возрастного расчленения вулкаников

применен тефрхронологический метод с использованием радиоуглеродного датирования. Возрастные группы вулканитов выделялись по соотношению с маркующими горизонтами - пеплами вулкана Шивелуч, пользуясь региональным распространением. Датирование этих горизонтов проводилось по древесине, углям и погребенным почвам. Изучение разрезов тефры на лавовых потоках и шлаковых конусах позволило определить их положение в разрезе относительно горизонтов шивелучских пеплов.

2. Выделено шесть возрастных групп вулканитов, которые представлены в следующей таблице:

Этап	Возрастная группа	Крошечный шивелучский пепел	Время формирования /лет/	Главные эруптивные центры и их лавовые потоки
	VI	-		Прорывы 1941 г. и 1975-76 гг.
	V	-	до 1000	Звезда, Высокая - Трещина
	IV	Ш <sub>2</sub>	1000-	Клешня, Алайд, Песчаные горки,
II			1500	Каменистая, Растащенный
	III	Ш <sub>3</sub>	1500-	Двойной, Лагерный, Цельмень, г.1004-
			2000	Пра-Высокая, конуса поля Веснушки
I	II <sup>с</sup>	Ш <sub>4</sub>	2000-	Сосед, Куст, Маленький, конуса по-
			2600	ля Веснушки
	II <sup>а</sup>	Ш <sub>5</sub>	2600-	Бурая, Серьга, Источник, Мохнатая,
			7500	Кругленький, Старички
	I	Ш <sub>6</sub>	7500-	Лесная, Бубочка, "окна" древних
			10000	лав, тефра т. J48

Составлена карта вулканических образований Толбачинской региональной зоны и отдельные схемы-палеорекострукции на конец формирования каждой из выделенных возрастных групп вулканитов. Для каждой группы подсчитаны объем и вес продуктов и интенсивность поступления вещества на поверхность. Определены объемы изверженных продуктов и коэффициент эксплозивности для крупнейших извержений.

3. Анализ полученных материалов позволил выделить в истории вулканической активности региональной зоны два крупных этапа.

Главными чертами первого этапа /2-10 тыс. л. н., I и II возрастные группы вулканитов/ являются: I, проявление вулканической ак-

тивности на всем протяжении региональной зоны; 2/ распределение эруптивных центров по всей площади Толбачинского дола со "стягиванием" вулканизма к его осевой части только в конце этапа; 3/ однородный состав пород, представленных высокоглиноземистыми базальтами; 4/ небольшие размеры шлаковых конусов при значительных площадях их лавовых потоков, низкий /1-4%/ коэффициент эксплозивности; 5/ интенсивность поступления вещества около  $17 \cdot 10^6$  т/год при общем объеме вулканитов около 50-55 км<sup>3</sup>.

Главными чертами второго этапа /0-2 тыс.л.н., III-VI группы вулканитов/ являются: 1/ сокращение по длине активной части региональной зоны с отмиранием ее северо-восточного и крайнего южного отрезков; 2/ приуроченность эруптивных центров к узкой полосе в осевой части региональной зоны; 3/ разнообразие продуктов, укладываемых в один ряд от высокомагнезиальных до высокоглиноземистых базальтов /Флеров, Богоявленская, 1978/; 4/ формирование крупнейших конусов дола, связанных с поступлением на поверхность магнезиальных базальтов; приуроченность этих конусов к северному и среднему участкам дола - севернее широты г.Высокой; высокий /30-70%/ коэффициент эксплозивности извержений этого типа; 5/ возрастание интенсивности вулканизма до  $25 \cdot 10^6$  т/год при общем объеме изверженного на этом этапе материала около 24 км<sup>3</sup>.

Общий объем вулканитов региональной зоны за все время вулканической активности составил около 80 км<sup>3</sup>, а средняя интенсивность поступления вещества на поверхность равна примерно  $18.5 \cdot 10^6$  т/год.

О.А.Луканин, А.А.Кадик, Г.М.Бигтар, С.А.Федотов  
ГЕОХИ АН СССР, Эдинбургский университет (Велико-  
британия), Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНОГО И ВЫСОКО-  
ГЛИНОЗЕМИСТОГО БАЗАЛЬТОВ В ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ  
КАМЕРАХ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ (ТОЛБАЧИНСКОЕ ИЗ-  
ВЕРЖЕНИЕ 1975 - 1976 гг., КАМЧАТКА)

Представлены экспериментальные данные по плавлению базальтов высокомагнезиального и высокоглиноземистого составов, являющихся преобладающими типами базальтов Толбачинского извержения 1975 - 1976 гг., при 1 атм в условиях заданной активности кислорода. Анализ полученных экспериментальных данных в сравнении с данными

по минералогии и петрохимии природных базальтов, позволил определить физико-химические условия приповерхностной кристаллизации этих базальтов. Температура поднимающихся к поверхности магм, определяемая по моменту кристаллизации субфенокристаллов  $O + Cr_2 + P_1$  в магнезиальном базальте и  $P_1 + O_1$  в глиноземистом базальте составляла, соответственно,  $1185 \pm 15$  и  $1180 \pm 15^\circ C$ .  $f_{O_2}$  при кристаллизации вкрапленников базальтов обоих типов находилась в интервале  $10^{-6,5} - 10^{-8}$  атм. Резкое увеличение количества кристаллов в процессе приповерхностной кристаллизации магнезиального базальта явилось, по-видимому, главной причиной того, что вязкость магмы магнезиального типа была существенно выше, чем вязкость магмы глиноземистого типа, вследствие чего динамика извержения этих магм носила различный характер: извержение магнезиальных базальтов было преимущественно взрывным с относительно редкими лавовыми потоками глубокого типа, а извержение глиноземистых базальтов сопровождалось, в основном, излиянием жидких лав типа пахочное.

Изменение составов остаточных расплавов в ходе кристаллизации показывает, что фракционирование субликвидусных фаз при подъеме магм и в камерах на малой глубине (до 2 кбар) не могло привести к дифференциации с образованием наблюдаемого спектра составов продуктов извержения, какой бы базальтовый состав не предполагался в качестве исходного магнезиального, глиноземистого или промежуточного типа. Признание самостоятельности двух магм преобладавших типов, участвующих в извержении, не исключает возможности генетической связи между ними на более ранних этапах магматической эволюции на больших глубинах.

Ю.Б. Слезин

Институт вулканологии ДИЦ АН СССР

ДВА РЕЖИМА ЭКСПЛОЗИВНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ  
И УСЛОВИЯ ИХ ОСУЩЕСТВЛЕНИЯ

Эксплозивной принято называть вулканическую деятельность результат которой является вынос пирокластики. Можно выделить два главных режима эксплозивной деятельности: 1) непрерывное истечение газопирокластической струи - дисперсионный режим; 2) последовательность дискретных выбросов - взрывов. Особую категорию составляют катастрофические взрывы андезитовых вулканов, которые

мы здесь не рассматриваем.

Снижение давления при подъеме магмы по вертикальному каналу приводит к выделению растворенных летучих в виде газовых пузырьков. В силу ряда случайных причин размеры пузырьков не одинаковы, что порождает возможность осуществления двух различных режимов дегазации. В том случае, если наиболее крупные пузырьки окажутся способными догнать и поглощать своих более мелких соседей, скорость их роста и всплывания резко возрастает и удаление газа будет происходить дискретными порциями без нарушения сплошности основной массы расплава. Такой режим дегазации можно назвать барботирующим. Если всплывание пузырьков окажется несущественным вплоть до момента достижения ими состояния близкого к "плотной упаковке", возможно полное диспергирование получившейся пены и переход ее в газовзвесь. Последнее является необходимым условием возникновения дисперсионного режима.

Возможность крупному пузырьку догнать мелкого определяется разностью скоростей их всплывания, расстоянием между ними и временем их существования до достижения "плотной упаковки". Названные величины зависят от шести определяющих параметров: скорости подъема магмы  $u$ , вязкости расплава  $\eta$ , концентрации растворенного в магме газа  $C$ , коэффициента  $b$ , в линейном приближении определяющего зависимость растворимости газа от давления, количества зародившейся пузырьков в единице объема  $n$  и параметров  $k$ , характеризующего закон распределения пузырьков по размерам. Можно показать, что величина последнего параметра порядка  $I$  и его влияние относительно невелико.

Анализ процесса роста и всплывания пузырьков позволил вывести безразмерный критерий, связывающий все шесть определяющих параметров,  $D = u n k \frac{b}{\eta}$ , величина которого определяет необходимое условие осуществления того или иного режима. Критическое значение критерия приблизительно равно 0,07: при  $D > 0,07$  может иметь место дисперсионный режим, при  $D < 0,07$  режим будет барботирующим.

Вычисления для Северного и Южного прорывов Тончайского извержения 1975-1976 гг. значения критерия  $D$  оказались в полном соответствии с наблюдаемыми режимами (в основном дисперсионный - на Северном и устойчивый барботирующий на Южном).

Обсуждается ряд вулканологических следствий, вытекающих из формы критерия.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ ЧАСТИЦ И ОТНОШЕНИЯ МАСС ГАЗ-  
ПИРОКЛАСТИКА В ДИСПЕРСИОННОМ ПОТОКЕ С УЧЕТОМ  
ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЧАСТИЦ

В существующих работах, посвященных изучению взрывозивного процесса, газопирокластическая струя рассматривалась либо как поток однородной сплошной среды с некими эффективными параметрами, либо как поток частиц, взаимодействующих только с газом, но не между собой. Последнее предположение, в частности, использовалось Б.Шайо (Chouet et al, 1974) и Г.С.Штейнбергом (1976, 1977) при оценке соотношения газ/частиц по результатам кино съемки. В настоящей работе предложен метод учета взаимодействия частиц в потоке и показано, что пренебрежение этим эффектом для мощных газопирокластических струй приводит к большим ошибкам в результатах расчетов.

Предполагается, что взаимодействие частиц разных размеров в потоке осуществляется в основном путем упругих соударений и что число этих соударений для каждой частицы велико. На основании изложенного воздействие мелких частиц на более крупную представляется как обтекание последней "газом" из мелких частиц, имеющих их скорость и плотность, равную усредненной по объему струи плотности частиц соответствующего размера. Тогда для непрерывного спектра частиц по размерам баланс сил, действующих на частицу размером  $x$  в стационарном потоке, записывается в виде интегрального уравнения:

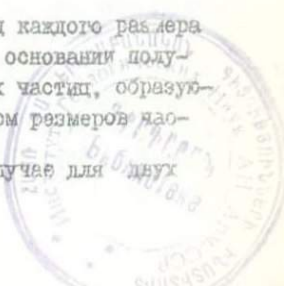
$$K = \frac{x}{\delta^2} \cdot [1 - V(x)]^2 + \frac{1}{\delta} \int_{x_{min}}^x dt \frac{[U(t) - V(x)]^2}{U(t)} dt - \frac{1}{\delta} \int_x^{x_{max}} dt \frac{[U(t) - V(x)]^2}{U(t)} dt \quad (1)$$

где  $K = 2\rho_p \rho_g (S/R_k)$  ;  $\rho_p$  - плотность вещества частиц;  $\rho_g$  - плотность газа;  $g$  - ускорение силы тяжести;  $S$  - площадь поперечного сечения струи;  $R_k$  - расход конденсированного материала;  $V(x)$  - скорость частиц размером  $x$ , отнесенная к скорости газа;  $dt$  - спектр вылетающих частиц по размерам;  $\delta$  - массовое отношение газ/частица.

Уравнение (1) позволяет найти скорости частиц каждого размера для любого заданного сочетания параметров. На его основании получено выражение для эффективного размера одинаковых частиц, образующих поток, эквивалентный потоку с заданным спектром размеров частиц.

Уравнение (1) решено численно в простейшем случае для двух

3327



групп частиц с размерами  $X_1$  и  $X_2$ , когда оно превращается в систему двух алгебраических уравнений (2):

$$K \frac{X_1}{b^2} = (1 - U_1)^2 \cdot \frac{d_2}{b} \frac{(U_1 - U_2)^2}{U_2} \quad (2)$$

$$K \frac{X_2}{b^2} = (1 - U_2)^2 \cdot \frac{d_1}{b} \frac{(U_1 - U_2)^2}{U_1}$$

Если  $X_2$  и  $U_2$  относятся к наиболее крупным частицам и находятся по кинокадрам, определив  $X_1$  как эффективный размер более мелких частиц, из системы (2) можно найти величину отношения газ/частица -  $b$ . Результат мало чувствителен к ошибкам в определении величин  $U_1$  и  $d$ . Показано, что вычисление отношения газ/частица без учета взаимодействия частиц при тех же исходных данных дает величину завышенную в 3-6 раз.

Ю.Б. Слезин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ВЛИЯНИЕ РАЗМЕРА ЧАСТИЦ НА СТАБИЛЬНОСТЬ ГАЗОПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО ПОТОКА

Ранее нами (Слезин, 1979, см. также тезисы автора "Два режима взрывной деятельности" в наст. сборнике) был получен критерий, характеризующий необходимое условие перехода поднимающейся магмы в газозвесь - условие возможности полного диспергирования расплава. Дальнейшее поведение взвеси решающим образом зависит от изменения ее плотности по мере подъема, от способности газа поддерживать и ускорять взвешенные частицы. Последнее зависит от количества газа и размеров частиц. Стабильный дисперсионный поток возможен лишь в том случае, если плотность взвеси постоянно уменьшается по мере подъема и скорость частиц на выходе из канала достаточна для предотвращения их массового падения обратно в кратер. Стабильности может препятствовать также аккреция частиц. Изучение пирокластики показывает, что частицы выносимые стационарным дисперсионным потоком, за редкими исключениями (бомбы с ксеногенным ядром), не несут следов аккреции.

Для стационарного дисперсионного потока в канале вулкана вводятся уравнения баланса газа и конденсированного материала с учетом расширения газа и продолжающегося перехода его из раствора в свободную фазу. Для расчета относительных скоростей газа и частиц вводится понятие эффективного размера, который определяется

как размер таких одинаковых частиц, которые при наблюдаемых массовых расходах газа и конденсированного материала обеспечивают ту же плотность дисперсной фазы в потоке, что и набор частиц с реальным распределением по размерам.

В результате решения уравнений рассчитаны распределения плотности взвеси и скоростей частиц по каналу при различных содержаниях летучих в исходной магме и эффективных размерах частиц. Расчеты показывают, что в значительной части канала выше уровня диспергирования газозвесь имеет высокую плотность, представляя собой аналог псевдожидкости, и скорости частиц растут очень медленно. Значительное снижение плотности и увеличение скорости происходит лишь в верхней части канала, когда давление приближается к атмосферному. Так, для базальтового расплава при размере частиц 5 см и содержании летучих 5% уровень диспергирования соответствует давлению 290 бар. При снижении его до 2 бар скорость частиц возрастает всего до 10 м/с, а на заключительном перепаде давления в 1 бар (до атмосферного) она возрастает до 43 м/с.

Резкое увеличение скорости частиц наблюдается примерно после 10 м/с. Поэтому скорость 10 м/с вблизи выхода из канала вулкана принята в качестве критической, определяющей возможность устойчивого существования дисперсионного потока. Исходя из этого критерия определена область соотношений определяющих параметров - газосодержания и эффективного размера частиц, - соответствующая устойчивому дисперсионному режиму. Кривая, ограничивающая эту область, может служить для оценки нижнего предела возможного газосодержания извергающегося материала, когда имеет место дисперсионный режим и можно определить эффективный размер выносимых частиц. (Методу нахождения эффективного размера частиц посвящена отдельная работа).

Ю.В.Ванде-Кирзов, Е.Ф.Малеев  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ ВЯЗКОСТИ ЛАВ С МОРФОЛОГИЕЙ ПОТОКОВ И ПОРИСТОСТЬЮ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Регулярные наблюдения в ходе трехмесячного извержения Северного прорыва БТТИ в 1973 г. позволили выявить наличие связи между вязкостью лав, морфологией лавных потоков и пористостью пирокластических продуктов. Расплав, излившийся из эффузивных бокс в процессе извержения, характеризовался широким диапазоном значений

вязкости от  $10^4$  до  $10^8$  пуаз. Вначале они возрастали, а достигнув максимума в середине извержения стремились к малым значениям к концу ( $10^5-10^6 - 10^8 - 10^5-10^4$  пз). При этом, соответственно, менялась пористость пирокластического материала: слабопористый материал I конуса — сильнопористый III конуса — слабопористый материал II конуса в конце извержения Северного прорыва. Потоки с глыбовой поверхностью формировались лавами, характеризующимися при излиянии из бочки вязкостью  $10^7 - 10^8$  пз, потоки aa — лавами с вязкостью  $10^5 - 10^6$  пз, потоки пахоекое — лавами с вязкостью  $10^4$  пз.

Таким образом, на Северном прорыве в процессе извержения отмечается четкая генетическая зависимость пористости пирокластического материала и морфологии лавовых потоков от вязкости расплава, поступающего на земную поверхность.

Ю.В. Ванде-Кирков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ПРИЧИНЫ РАЗНООБРАЗИЯ СТРУКТУРНО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ

Изучение линейности, плоскостных структур течения, первичных трещин отделности и первичных пустот позволило предложить структурно-морфологическую характеристику элементарных лавовых потоков современных извержений вулканов Камчатки и Курильских островов. Все многообразие морфологических форм поверхности лавовых потоков обусловлено: 1) перемещением массы лавы в поверхностной зоне потоков; 2) движениями пластичной лавы внутри тела потоков; 3) высвобождением летучих из лавы. Конечно, при этом большую роль играют и физико-химические характеристики лавы.

Ю.В. Ванде-Кирков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### О РАЗНОЙ ГАЗОНАСЫЩЕННОСТИ РАСПЛАВОВ, ДАЮЩИХ ЛАВЫ ПОТОКОВ AA И ПАХОЕКОЕ

На формирование лавовых потоков различных морфологических типов большое влияние оказывает газонасыщенность лав. Существует две точки зрения относительно этой характеристики лав, слагающих потоки с тем или иным типом поверхности. Согласно одной, лава потоков пахоекое более газонасыщенна, чем лава потоков aa (Jaggard, 1916; Влодавец, 1940; Малеев, 1969; Иванов, 1970; Макдональд,

1975); согласно другой - наоборот (Metcalli ; 1907; Washington, 1923; Тиррелл, 1934; Ритман, 1964).

Изучение процесса извержения вулканов Камчатки и Курильских островов показало, что возрастание активности вулканического процесса связано с повышением газонасыщенности расплава. Лавы потоков пахсехое, излияние которых из боку сопровождалось относительно низкой эксплозивной активностью, своим происхождением обязаны слабозагазированной расплаву; лавы потоков аа - наоборот. Вероятным пределом концентрации воды в расплаве, дающим лавы потоков пахсехое можно считать 1 вес.%. Несмотря на более высокое содержание летучих в исходном расплаве, в излившихся на земную поверхность лавах, формирующих потоки аа, газонасыщенность меньше, чем в лавах потоков пахсехое. Это может быть связано с принципиально различным режимом дегазации соответствующих расплавов. Очевидно, здесь работают механизмы, разобранные Г.Н.Ковалевым и Е.Б.Слезинным (1979). Более резкая дегазация расплава в подводном канале в процессе извержения приводит к излиянию менее газонасыщенной лавы потоков аа, чем при спокойной дегазации. В последнем случае происходит излияние более газонасыщенной лавы, формирующей потоки пахсехое.

А.П. Хренов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧНОСТИ  
ЛАВ В ХОДЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ

Феноменологическими и петрологическими исследованиями установлено, что этапность в динамике эруптивного процесса отражается в изменении кристалличности продуктов извержения. Выявлено отсутствие связи количественно-минерального и химического состава в эффузивах. Химический состав разных по времени порций лав остается постоянным, несмотря на широкие вариации содержания вкрапленников породообразующих минералов (в ходе изученных извержений вулканов Алайд, 1972, Тятя 1973, БТТИ 1975-1976, Карымский 1970-1971, 1978). Подобная независимость определенно свидетельствует, что отмечающиеся в ходе извержения изменения объемного содержания вкрапленников в горде не связаны с процессом перераспределения фенокристаллов в расплаве. На это же указывает синхронность изменения содержания вкрапленников плагиоклаза и темнопетриных минералов в лавах в ходе извержения.

Таким образом, можно полагать, что фенокристаллы полностью или в существенной мере кристаллизовались из того объема вещества, в котором они находятся *in situ*.

Рассматривая условия кристаллизации магмы, которая в процессе извержения достигает земной поверхности. В точке плавления не происходит ни зародышеобразования (нуклеации), ни роста кристаллов: для начала кристаллизации необходимо переохлаждение расплава. Согласно расчетам М.К.Трейтона, такое переохлаждение наступает за счет расширения летучих в верхней части магматического канала в результате декомпрессии. Сравнительно узкий температурный интервал кристаллизации магмы (135-145°C для базальта) при 1 атм. означает, что в приповерхностных условиях даже относительно незначительное охлаждение будет оказывать существенное влияние на равновесную кристаллизацию расплава.

Наиболее существенными эффузивами, вызывающими выделение твердых фаз в приповерхностных условиях магматического канала, являются: снижение  $P_{H_2O}$  при подъеме магмы, содержащей воду: ее охлаждение вблизи земной поверхности. Необходимо отметить еще один фактор, возможно способствующий кристаллизации магмы - вулканическое дрожание, если его рассматривать как механический эффект "тряски", ускоряющий рост кристаллов.

В случае молниевых эксплозивных извержений происходит закалка породы при температуре, близкой к температуре магмы перед извержением, и степень ее кристалличности приблизительно отвечает кристалличности магмы на том уровне канала, который она занимала перед эксплозией. Начальное резкое охлаждение испытывают те порции расплава, которые находились ближе к поверхности перед извержением и были обогащены летучими в свободной фазе (наличие афибола в первых афибовых порциях базальта). В случае понижения температуры магмы ниже температуры солидуса на поверхность будут доставляться афировые породы, соответствующие условиям закалки. Ослабление и прекращение эксплозий означает, что газосодержание в магме уменьшилось, эффект охлаждения не так велик, а следовательно ее охлаждение происходит более медленно и плавно. Это, в свою очередь, приводит к росту фенокристаллов и микролитов, порода становится порфированной.

Опыт по закалыванию пластичных образцов лав на извержениях показал идентичность структур основной массы у закаленного образца с у кристаллизовавшегося непосредственно в лаговом потоке. В микролитных парах образцов, как правило, наблюдается различия

в структурах основной массы, литрофирован - микролитовая соответственно. Обсуждается модель формирования вулканических бомб в кратере вулкана в ходе извержения и описываются условия их кристаллизации.

В.А. Будников  
Институт вулканологии ДНЦ АН СССР

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕЛЛОВ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО  
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ В СВЯЗИ С ИХ РАЗЛИЧНЫМ  
ГЕНЕЗИСОМ

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) продолжалось 523 дня и проходило в два этапа: первый с 6 июля по 15 сентября 1975 г. (Северный прорыв), второй - с 17 сентября 1975 г. по 10 декабря 1976 года (Южный прорыв).

Северный и Южный прорывы БТТИ отличаются по типу деятельности (индекс эксплзивности для Северного прорыва 75-80%, для Южного прорыва 5-10%), по количеству пирокластического материала (на Южном прорыве в 20 раз меньше, чем на Северном).

Пеплы Северного прорыва резко отличны от пеплов Южного прорыва по морфологии частиц: удлиненные, стреловидные, игольчатые, тонковолокнистые частицы пепла желто-зеленого цвета Южного прорыва, принадлежащие маловязким магмам, и бесформенные, комковатые темно-бурые частицы пепла Северного прорыва, образовавшиеся в магме повышенной вязкости.

Пеплы Северного прорыва по химическому составу отвечают высокомагнезиальным базальтам с высоким содержанием кальция, умеренным содержанием щелочей.

Пеплы Южного прорыва содержат повышенное количество глинозема, умеренное содержание магния, повышенное содержание щелочей.

Пеплы Северного и Южного прорывов БТТИ, резко отличаются по составу и объединяются пеплами промежуточного состава, появление которых приурочено к последней неделе Северного и первым дням извержения Южного прорывов. По составу пеплы Северного прорыва относятся к магнезиальному типу с умеренной щелочностью, а пеплы Южного прорыва - к глиноземистому субщелочному типу.

Различный тип деятельности Северного и Южного прорывов БТТИ, различные количества пирокластического материала и различная морфология частиц пепла, укладывающаяся на образование их из магм различной вязкости, различный химический и минералогический состав

продуктов Северного и Южного прорывов, а также порядок поступления на поверхность этих продуктов (сначала магнезиальные умеренной щелочности, затем промежуточные и, наконец, субщелочные глиноземистые) позволили предположить самостоятельность исходных расплавов для Северного и Южного прорывов.

Приуроченность продуктов промежуточного состава к моменту смены одного типа базальтов другим в ходе извержения и весьма ограниченный объем их свидетельствует об образовании пород промежуточного состава за счет смешения магматических расплавов, соответствующих базальтам Северного и Южного прорывов.

В.А. Будников

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### СОРБИЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ПЕШЛОВ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Изучение сорбции паров воды изопиестическим методом<sup>х)</sup> показало, что свежотложенный пепел относится к первому структурному типу адсорбентов по классификации А.В.Киселева (1953) и обладает ничтожной сорбционной емкостью. Предельно сорбируемое количество воды (общая пористость) составляет  $0,008 \text{ см}^3/\text{г}$ .

Изучение сорбции паров бензола<sup>хх)</sup> на пепле показало, что предельно сорбируемое количество бензола составляет  $0,006 \text{ см}^3/\text{г}$ . Таким образом сорбционная емкость свежего вулканического пепла очень мала и составляет  $0,006 - 0,008 \text{ см}^3/\text{г}$ ., в то же время сорбционная емкость чуждого пепла (так называемый "белый пепел", выпавший в конце работы I конуса Северного прорыва) много выше и составляет  $- 0,0171 \text{ см}^3/\text{г}$  (по воде).

Удельная поверхность пеплов не превышает  $0,16 \text{ м}^2/\text{г}$  (для пепла Южного прорыва), а в основном составляет  $0,063, 0,053, 0,05, 0,024, 0,042 \text{ м}^2/\text{г}$  (определена методом тепловой десорбции по  $N_2$ ). Измерения, выполненные в статике на объемной установке по адсорбции кристофа дали также низкие результаты  $- 0,05 \text{ м}^2/\text{г}$ . Из низких значений удельной поверхности при достаточно высоких значениях объема пор следует, что в образцах практически нет пор разме-

х) Анализ проведен на кафедре химии Сахалинского педагогического института В.К.Торохович.

хх) Анализ проведен в лаборатории адсорбции и газовой хроматографии на химическом факультете ИГУ Ю.С.Никиткина.

ром меньше 0,5 - I мкм.

Несмотря на малые сорбционные способности пеплов, общее количество анионов и катионов, сорбированных на поверхности пепловых частиц, довольно значительно (около I млн.т), что объясняется большой суммарной поверхностью пепловых частичек (около 76 млн.км<sup>2</sup>).

Содержание воднорастворимых веществ в водных вытяжках из эруптивных пеплов значительно выше, чем в аналогичных искусственно раздробленных породах, что свидетельствует о том, что источником воднорастворимых веществ в пеплах являются газы и летучие соединения, содержащиеся в эруптивных тучах.

Состав водных вытяжек из пеплов находится в тесной зависимости от минерального и гранулометрического состава и от расстояния отбора пробы от эруптивного центра. Водные вытяжки из пеплов базальтовых вулканов (Алаид, Тятя, Толбачинские вулканы) обогащены  $Cl^-$  и особенно  $F^-$  по сравнению с  $SO_4^{2-}$  и  $HCO_3^-$  и отмечается также корреляция между содержанием  $Cl^-$ ,  $F^-$ ,  $Na$  и  $K$  с одной стороны и  $SO_4^{2-}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  с другой стороны.

Изучение сорбционных свойств свежих вулканических пеплов приобретает актуальность в связи с обнаружением в них комплекса сложных органических и в том числе предбиологических соединений (Мархинин, 1975, 1977). В пеплово-газовых тучах, образующих во время извержения вулканов, присутствуют все необходимые для образования предбиологических соединений газовые компоненты: водяной пар, водород, аммиак, соединения углерода. Так как суммарная поверхность частиц пепла очень велика, то она служит ареной для реакций между газовыми компонентами, а минеральные частицы - катализаторами этих реакций. Кроме того пеплово-газовые тучи характеризуются зонами различной температуры (от 1000° до температуры окружающего воздуха), различного давления (от сотен атмосфер до нормального) и электрическими разрядами большой мощности. Поэтому пеплово-газовые вулканические тучи являются многокилометровыми мощными природными химическими реакторами пульсирующего действия.

Изучение сорбционной емкости, общей пористости имеет большое практическое значение для целей использования пеплов, как гидрофобного материала при авариях нефтеналивных судов и скважин на море, что имеет большое значение в таких районах, как Сахалин, а в будущем и на Камчатке.

Н.А. Храмов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

О КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЛАВЫ ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ  
1975 - 76 гг.

В ходе извержения на жидкой лаве были проведены различные эксперименты с целью проверить: есть ли в поступающей на поверхность лаве твердая кристаллическая фаза.

Проведено закаливание лавы во ртути (20 опытов), плавление крупных кристаллов плагиоклаза в лаве, различные механические манипуляции с лавой (ее ковка, рубка, вымешивание, скручивание, прокаливание специальной металлической щеткой и др.).

Обнаружились, в частности, резкие различия в характере и степени кристалличности базальтов из образцов, закаленных во ртути и тех же базальтов, закаленных на воздухе.

Полученные экспериментальные данные позволяют высказать убеждение, что кристаллизация лавы Толбачинского извержения происходила в сугубо поверхностных условиях, в процессе ее остывания.

Н.А. Храмов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ОБ ОПЫТАХ ПЛАВЛЕНИЯ ПЕСЧАНИКОВ И АРГИЛЛИТОВ В ЛАВЕ  
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Во время Толбачинского извержения 1975-76 гг. (Камчатка) были проведены опыты плавления песчаников, аргиллитов и некоторых других пород в излившейся жидкой базальтовой лаве (температура не более  $1100^{\circ}$ , вязкость  $10^{4-6}$  пуаз). За фиксированное время, продолжительностью от 20 минут до 1 суток, были получены образцы в различной степени плавленных пород: от частично стекловатых песчаников до сильно пористых пемз по аргиллиту. Приводятся сравнительные данные по петрографическому и химическому составам исходных пород и их плавленных аналогов.

В.И. Андреев  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГАЗОВЫЙ ПЕРЕНОС УРАНА В ПРОЦЕССЕ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО  
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (БТИ)

Методом треков индуцированного деления урана - 235 с примене-

нием лавсановых детекторов и нейтронно-активационным методом определялось содержание радиоактивных элементов в вулканических продуктах БТТИ.

Лавы и пирокластические образования Южного прорыва БТТИ представлены субщелочными глиноземистыми базальтами. Температура текущей лавы, замеренная хромель-алюмелевой термопарой, - от 1000° до 1150°С.

Содержание главных петрогенных элементов в образцах, взятых из базальтов различных вулканогенных фаций Южного прорыва, весьма стабильно. Среднее содержание урана, определенное по 70 образцам базальтов Южного прорыва, равно 1,6 г/т, среднее торий-урановое отношение - 1,9.

Среди базальтов вулканогенных фаций Южного прорыва выделяются две группы, заметно различающиеся по содержанию урана. Первая группа характеризуется повышенным содержанием урана, вторая - пониженным. К первой группе относятся: плотные вулканические бомбы среднего размера - 3 г/т, подошва и кровля лавовых потоков 2,5 г/т. Вторая группа включает: средние части базальтовых потоков - 1,5 г/т, выжимки - 0,8 г/т, горнитосы - 0,6 г/т, шлаки и пеплы - 0,4 г/т. Содержание тория в породах первой группы - 1,5 г/т, в породах второй группы - 1,0 г/т.

Выделенные группы фаций различаются временем застывания и степенью дегазации. Средние части потоков, застывающие последними, иногда выдавливались по трещинам в застывшей кровле и формировали выжимки. Конусы горнитосов слагались капельками лавы, выносившимися струей газа, температура которого достигала 1200°С. Пирокластические продукты также выносились струями горячего газа, большая удельная поверхность шлаков и пеплов увеличивала степень дегазации. Среди шлаков выделяются разновидности состоящие из светлого почти не раскристаллизованного стекла, содержащие 0,4 г/т урана и темные с большей долей микролитов, содержащие 0,3 г/т урана. В конечных частях потоков в 9 км от конуса содержание урана в среднем на 20% меньше, чем в истоках. В некоторых фациях, например, в разрезах потоков и в зонах, расположенных на равном расстоянии от истоков, прослеживается положительная корреляция между содержанием урана и фтора.

В шлаках Северного прорыва БТТИ, представленных магнезиальными базальтами, также выделяются светлые стекловатые и темные более раскристаллизованные разновидности.

В содержании урана и тория здесь прослеживается та же тенденция, что и у шлаков Южного прорыва. В светлых шлаках урана 0,2 г/т, в темных 0,1 г/т, содержание тория в каждой разновидности 0,3 г/т.

В возгонах, отобранных на шлаковых конусах и лавовых потоках БГТИ, содержание радиоактивных элементов очень неравномерно. Возгоны хлоридов натрия и калия содержат 0,03 г/т урана, хлориды и сульфаты железа 0,8 г/т, фтористые возгоны содержат до 30 г/т урана и 5 г/т тория.

Перечисленные данные свидетельствуют о сравнительно интенсивном выносе урана из базальтов при температуре порядка 1000°C. Подвижность тория в таких условиях ниже, и торий-урановые отношения могут быть критерием газового переноса радиоактивных элементов в вулканическом процессе.

Ю.Д.Кузьмин, К.К.Попков, Ф.Ш.Кутнев  
Институт вулканологии ДНЦ АН СССР

#### ДИСТАНЦИОННОЕ ИЗУЧЕНИЕ ГАЗОВ СОВРЕМЕННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Исследование состава газовой фазы на различных стадиях вулканической деятельности в настоящее время является наименее разработанной областью вулканологии, вследствие сложности отбора проб газа для традиционных химических методов анализа. В некоторых случаях удастся проанализировать продукт взаимодействия ювенильных газов с расплавом присутствующий в виде тончайших металлических плёнок на поверхности вулканических бомб и шлаков. Разработанные в последние годы методы дистанционного зондирования атмосферы представляют качественно новые возможности в исследовании вулканической деятельности и разработке методов прогноза извержений.

В Институте вулканологии проводятся работы по определению радона, гелия, водорода, окислов углерода, углеводородов, гетероорганических соединений, различных возгонов неорганического состава и др. в низкотемпературной газовой фазе методами хроматографии, химии, масс-спектрометрии, радиометрии.

В данной работе приведены результаты дистанционных спектральных измерений состава эруптивных газов при температуре выше 700°C на Большом трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. Приводится оценка различных дистанционных и спектральных методов, из которых наиболее перспективным может быть метод исследования га-

зового состава по спектрам комбинационного рассеяния света с помощью лидаров.

И.А.Меняйлов, Л.П.Никитина  
Институт вулканологии ДМЦ АН СССР

### ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ГАЗОВ

Отбор газов, выделяющихся из недегазированной магмы, во время извержений базальтовых и андезитовых вулканов связан с известными трудностями. Однако, в последнее время опубликован ряд научных работ по результатам такого отбора в различных районах мира (Гавайские острова, Исландия, Сицилия, Африка, Камчатка и Курильские острова, Индонезия и др.), что в большой степени связано с использованием надежных материалов для системы отбора магматических газов и развитием методов газовой хроматографии и микроанализа конденсатов. В большинстве случаев газы отобраны и проанализированы близкими методами с определением стандартного набора газовых компонентов. Независимо от места расположения вулканов и основности силикатных расплавов магматические газы состоят из Н, О, С и S (главные элементы) и Cl, F, N, Ar, Ne и др. Различная степень окисленности магматических газов определяет их компонентный состав ( $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$ , CO,  $CH_4$ ,  $SO_2$ ,  $H_2S$ ,  $S_2$ ), который зависит от свойств силикатного расплава, глубины, с которой магма поднималась к поверхности, примешивания воздуха во время или до отбора проб и пр. Термодинамические расчеты равновесия реакций на основе полученных концентраций газовых компонентов показали, что состав газов, отобранных до контакта их с воздухом, находится в равновесии при T и P отбора и отражает состав магматической газовой фазы. Изучение состава магматических газов в продолжении извержений может давать информацию петрологического характера (происхождение различного типа магм, глубина расположения магматических очагов, скорость подъема магмы к поверхности, контаминация глубинной магмой корового вещества и т.д.). Оценка количества выброшенных газов в сопоставлении с количеством твердых продуктов извержений дает возможность изучить масштабы выноса веществ в составе эруптивных газов и поведение растворимых в магме летучих компонентов.

Изотопный состав S, C, Ne, Ar, N, O магматических газов на современном этапе изучения не дает однозначной информации об

их происхождении в источниках. Вместе с тем, данные о содержаниях  $H_2O$ ,  $O_2$ ,  $H_2$ ,  $N_2$  и  $Ar$ , а также величинах отношений  $N_2/Ar$  и  $^{40}Ar/^{36}Ar$ ,  $D/H$  и  $^{18}O/^{16}O$  предполагают сложный источник вулканических газов в различных геоструктурных обстановках (добавление газов земной коры и атмосферы к мантийным газам в областях андезитового вулканизма островных дуг).

При изучении Большого трещинного Толбачинского извержения в составе магматических газов было впервые определено большое количество летучих, петрогенных и рудных элементов, охарактеризованы масштабы их выноса в составе эруптивной газовой фазы и показаны их миграционные способности. В настоящее время нет возможностей для сравнения полученных во время Толбачинского извержения данных о металлонности магматических газов из-за отсутствия аналогичных результатов других вулканических районов мира. Дальнейшее изучение металлонности магматических газов позволит внести существенный вклад в теорию рудообразования (масштабы и формы переноса рудного вещества из глубин Земли к поверхности в процессе вулканизма и магматизма, процессы концентрации, а также миграции рудного вещества через атмосферу и гидросферу в бассейне осадконакопления, роль подводного вулканизма в осадочном рудообразовании).

Выше перечисленные проблемы могут быть успешно решены при дальнейшем усовершенствовании методов отбора и анализа магматических газов и их конденсатов в различных вулканических районах мира.

С.И.Набоко, С.Ф.Главатских

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ДИНАМИКА ПОСТЭРУПТИВНОГО ПРОЦЕССА БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (1977-1978 гг.)

Постэруптивный процесс как и само Большое трещинное Толбачинское извержение (1975-1976 гг.) характеризуется исключительно высокой активностью. В продолжении двух лет на шлаковых базальтовых конусах формировались поля метасоматитов и развивалось эксгальационное минерало и рудообразование.

Наиболее интенсивный метасоматоз и эксгальационное медное рудообразование происходило на втором конусе Северного прорыва и видимо фиксировала продолжающуюся дегазацию магматического вещества. К флангам осевой линии прорыва от второго конуса активность постэруптивного процесса снижается. Создается латеральная зональ-

ность преимущественный фторметасоматоз и медное оруденение сменяются по линии прорыва от Второго конуса метасоматозом с ведущей ролью хлора и гематитизацией. На самом конечном участке прорыва преобладающим становится метасоматоз с ведущей активностью сернистых газов и, соответственно, огипсование и развитие акскаляционной серы. Постаруптивное изменение базальта под воздействием высоко и среднетемпературных летучих имеет геохимические тенденции:

1. Обогащение породы фтором, хлором, магнием, алюминием, натрием и калием, отраженное в развитии по породе и в ее пустотах ральстонита, флюорита, селлаита. Метасоматиты сопровождаются двумя контрастными образованиями: высококремнистыми (кristобалитовыми) за счет концентрирования кремнезема, перемещенного из породы галлоидными газами и безкремнистыми при выносе из породы кремния в виде летучих соединений.

2. Обогащение породы сульфатом и кальцием с массовым развитием гипса такие метасоматиты сопровождаются тоже высококремнистыми породами из опала, образование которых происходит уже при полном выщелачивании большей части породообразующих компонентов (остаточные от выщелачивания).

3. Обогащение породы железом с интенсивной гематитизацией.

Одновременно с формированием латеральной зональности вдоль оси прорыва формируется зональность вокруг газовыделения, в частности, на Втором конусе Северного прорыва. Она определяется динамикой газов и особенно их температурой. На выходе высокотемпературной газовой струи развивается акскаляционная медная минерализация без фторидов (в условиях 600-700°C). В окружении газовой струи при господствующих температурах в пределах 300°C на поверхности развивается интенсивный площадный фторметасоматоз без медных минералов. Под образующимся вторичным экраном из фторидов на глубине первого метра формируется рудный горизонт из галлоидных и сульфатных медных минералов в ассоциации с гематитом (температуры более высокие, чем на поверхности - формирование фторидов). На старых шлаковых конусах, находившихся вблизи Северного прорыва трещинного Толбачинского извержения (Алайд, гора Высокая, Высота 1004), имеющих в прошлом однотипный с БТТИ характер постаруптивного процесса, вскрыты зоны медной (атакамит) и гематитовой минерализация перекрытые ральстонитовым горизонтом (под минеральным экраном). Несмотря на интенсивность постаруптивного процесса на шлаковых конусах Большого трещинного Толбачинского извержения площадь метасоматитов не превышает 1% от площади всего конуса, а

масса медной эксталяционной минерализации десятков тонн (на Втором конусе Северного прорыва). Дальнейшего большого наращивания площади метасоматитов на шлаковых конусах и тем более на лавовых потоках и массы эксталяционной минерализации во времени не произойдет в силу трещинного характера этого базальтового извержения (Федотов и др.).

С.Ф.Главатских, С.И.Набоко, Н.А.Озерова, В.А.Волченкова  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, ИГЕМ АН СССР

#### ЭКСТАЛЯЦИОННОЕ МЕДНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В ПОСТЭРУПТИВНУЮ СТАДИЮ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

На вулканах мира определено свыше 150 эксталяционных минералов, в том числе до 30 рудных. Из рудных наибольшее число минералов установлено для меди - 14. Среди них известны окислы, хлориды, сульфаты и сложные соединения. Медная минерализация весьма характерна для базальтовых вулканов, в том числе для вулканов Ключевской группы на Камчатке.

Большое трещинное Толбачинское извержение 1975-1976 гг., исключительное по силе, сопровождалось в постэруптивный период и более интенсивным в сравнении с другими вулканами Ключевской группы пнеуматолитическим метасоматозом и эксталяционной рудной минерализацией. На Втором конусе Северного прорыва в его привершинной части образовались рудные камеры с медной минерализацией. По характеру отложения рудного вещества выделяются камеры с отложением минералов в пустотах шлакового конуса и камеры, образующиеся за счет вулканических эксталяций на выходе газовых струй. Рудные камеры расположены среди интенсивно измененных базальтовых пород шлакового конуса, где отмечаются новообразования ральстонита, флюорита, селлаита, гематита и кристаболита.

В процессе двухлетнего периода рудоотложения (1977-1978 гг.) за счет изменения во времени газового режима возникла вертикальная минералогическая зональность (фиксируется на протяжении десятков см). Одновременно возникла горизонтальная зональность; она наблюдается на расстоянии нескольких метров по направлению газовой струи.

Среди медных минералов установлены долерофанит, эвхлорин, меланоталлит, эриохальцит, нантокит, атакамит, параатакамит, теорит, халькантит, халькокианит. Они встречаются в ассоциации с гематитом, моллизитом, хлороксианитом.

Полный химический анализ двух проб медных возгонов приводится ниже

Элементы	Проба 1	Проба 2
CuO	43,22	54,59
ZnO	0,91	1,31
PbO	0,94	0,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,23	0,029
As <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,070	0,039
Na <sub>2</sub> O	1,28	0,57
K <sub>2</sub> O	5,49	2,18
Rb <sub>2</sub> O	0,12	0,058
Сs <sub>2</sub> O	0,022	0,023
SiO <sub>2</sub>	23,18	7,58
Cl	17,88	31,59
F	0,03	0,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,45	5,85
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,69	1,98
Σ	108,51	106,56
-O=Cl	4,03	7,10
-O=F	0,01	0,02
Σ	99,47	99,44

Из других элементов интересно указать: Cd - до 0,013%; Mo - до 0,024%; Co, Ni, Ag - до  $1 \cdot 10^{-8}$ %; Au - до  $5 \cdot 10^{-4}$ %; Pt - до  $3 \cdot 10^{-7}$ %; Hg - до  $1 \cdot 10^{-5}$ %; I - до  $7 \cdot 10^{-4}$ %; Se - до  $6 \cdot 10^{-2}$ % и Te - до  $1,7 \cdot 10^{-2}$ %.

Медное эксгальционное рудообразование происходило из газовых струй при температурах 600-800°C, а околорудные изменения базахитов при температуре около 300°C.

Е.К. Серафимова

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭКСГАЛЯЦИЙ ДЛЯ ВУЛКАНОВ С РАЗЛИЧНЫМ СОСТАВОМ ЛАВ И ХАРАКТЕРЫ ПОСТЭРУПТИВНОГО ПРОЦЕССА

Для определения геохимических особенностей эксгальциий было

взято два вулкана: в.Ключеской - пароконизмальная активность которого проявляется в виде терминальных извержений вершинного кратера и побочных извержений, изливающих лаву андезито-базальтового состава; 2.Безымянный - пароконизмальная активность которого проявляется в виде мощных направленных взрывов и формированием внутрикратерного купола андезито-дацитового состава.

Непосредственное наблюдение минералообразования из вулканических газов как в ходе извержения, так и в период постэруптивной стадии развития вулканов, позволяет объяснить процессы газового переноса микроэлементов.

Минеральный и химический состав фумарольных минералов определяется множеством факторов, которые в той или иной степени контролируют условия среды их образования: составом изверженной лавы, характером эруптивного процесса, временем образования возгонов на фоне постэруптивного процесса, местом расположения фумарольных площадок, температурой, скоростью выделения и химическим составом фумарольных газов. На фоне существования газовой специализации на вулканах с различным составом лав (базальтовая лава обогащена галоидными и обеднена сернистыми соединениями и водой по сравнению с андезитовой лавой) состав фумарольных газов и их возгонов зависит от характера проявления эруптивной деятельности. Состав фумарольных газов эксплозивных воронок побочных извержений в.Ключевского близок к составу фумарольных газов андезитового купола "Нового" (в.Безымянный) и представлен, наряду с галоидными, сернистыми соединениями. Среди возгонов преобладают сульфаты натрия, магния, кальция, железа, алюминия. Состав фумарольных газов андезито-базальтовых лавовых потоков в.Ключевского и на поздних стадиях остывания андезито-дацитового купола "Нового" носит резко выраженный галоидный характер - среди возгонов преобладают хлориды натрия, алюминия и фториды кальция, алюминия.

В формировании макрокомпонентного состава возгонов, наряду с фумарольными газами, участвуют петрогенные элементы лав. В результате реакций газ-раствор - порода происходит вынос вещества из породы с изменением ее удельного веса (к примеру, с 2,5 до 1,07 г/см<sup>3</sup>) и пористости (с 18 до 52%). Скорость процессов газового метасоматоза пород зависит от температуры, химического состава фумарольных газов. Интенсивность выноса петрогенных элементов идет по схеме для галоидного метасоматоза: Ca > Mo > Fe > Na > Al > K > Si, для галоидно-сульфатного: Na, Ca, Mo, Al > Fe, K > Si.

Качественный состав микроэлементов в вулканических возгонах отвечает их составу в изверженных породах. Концентрация элементов и их геохимическая специализация в возгонах не определяется микрокомпонентным составом изверженных пород, а находится в прямой зависимости от стадии постаруптивного процесса и локализации фумарол. Во время пароксизмов и сразу после них содержание микроэлементов в возгонах на несколько порядков выше, чем в последующее время. Большинство элементов присутствуют в возгонах в виде изоморфных смесей и только В, V, Си, Рь, Sn, Hg могут образовывать самостоятельные, хотя и редко встречаемые минералы.

Сравнительный анализ содержаний отдельных микроэлементов в возгонах для вулканов с различным составом лавы показал, что наиболее характерными для андезито-базальтов в.Ключевского были: Си, Рь, TI, Mo, Bi, Ag; для андезито-дацитов в.Безымянного: Рь, TI, Mo, Zn, Bi, Ag, As, В.

В.М. Окрутин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ МЕДИ В ПРОДУКТАХ БТИИ  
(КАМЧАТКА, 1975-1976 гг.)

Исследовались рудные минералы в продуктах эффузивной и пирокластической фазий различных этапов большого трещинного Толбачинского извержения. Рудные минералы диагностированы в лавах, бомбах, лапиллях, платиноклазовых кристаллах-лапиллях, шлаках.

Среди рудных минералов установлены: шпиделиды, сульфиды, самородные и их интерметаллические соотношения. Шпиделиды имеют наибольшее распространения и представлены хромпикотитами ( $Cr_2O_3 = 44,97-63,65\%$ ), хромсодержащими титаномagnetитами, образующими с некоторыми допущениями непрерывный ряд (содержание  $Cr_2O_3$  меняется в пределах  $10,53-6,97-5,04-3,58-0,65-0,10\%$ ). Это единичные выделения идиоморфной, изометричной и неправильной форм, отдельные сростания, двух- и трехфазовые агрегаты, часто неразличающиеся по своим оптическим свойствам. Структурная позиция минералов равнообразная: от идиоморфных включений в фенскристаллах и субфенскристаллах оливиана, пироксена и плагиоклаза, минералов-узников включений затвердевших магматических расплавов в породообразующих силикатах до мармекитов в них и скелетных обособлений в стекловатой массе. Химический состав шпиделидов тес-

но связан с их структурной позицией и временем появления на дневной поверхности и зависит от фациальных типов изверженных продуктов и их структурно-текстурных особенностей.

Сульфиды пользуются резко подчиненным развитием. Среди них установлены пирит, пирротин, халькопирит, пентландит и сульфид никеля, меди и железа, который по составу может быть сопоставим с медистым пентландитом.

Пирит и пирротин - в виде самостоятельных обособлений в породообразующих силикатах, шпинелидах и стекле. Халькопирит, пентландит и отчасти пирротин слагают сферические агрегаты - сульфидные глобулы в плагиоклазе и оливине. Медистый пентландит и пирит обнаружены в качестве минералов-узников многофазных включений затвердевших магматических расплавов в оливине и плагиоклазе.

Самородное железо, никель, медь и их интерметаллические соединения образуют единичные самостоятельные выделения в субфено-кристаллах оливина и пироксена.

В ходе извержения прослежены формы нахождения меди. На ранних этапах активного вулканического процесса она представлена халькопиритом, медистым пентландитом, самородной формой и интерметаллическими соединениями, а на значительных фумарольно-сульфатарных - теноритом, купритом, хлоридами, фторидами и сульфатами.

Л.П.Вергасова, С.К.Филатов

Институт вулканологии ДЕНЦ АН СССР, Ленинградский университет

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ МЕДИ ИЗ ВОЗГОНОВ БОЛЬШОГО ТРЕГВИННОГО ТОМБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ (БТИ)

Формирование вулканогенных месторождений, связанных с фумарольно-сульфатарной деятельностью активных вулканов (Набоко, 1959), определяется составом вулканических газов, информация о которых дает, в частности, минералы вулканических возгонов. Настоящая работа содержит результаты рентгенографических исследований недостоверного минерала меланоталита и первой находки в природе соединения  $SrCl_2$  из продуктов возгонки надкритических фаций БТИ.

Рентгенографирование осуществлялось на дифрактометре ДРОН-2 в  $SrCl_2$  - излучении с германием в качестве внутреннего эталона.

В 1980 году Скаччи (A. Scacchi, 1970) впервые описал харак-

терные чёрные чешуйки медистого минерала из возгонов вулкана Везувий. Минерал оказался неустойчивым, менял свой чёрный цвет на зелёный и потому был назван меланоталлитом (melanotalite - черно-зеленый). До последнего времени химизм меланоталлита оставался невыясненным, а сам минерал - сомнительным (Штруниц, 1962; Минералы, 1963).

В 1976 году аналогичные чешуйки меланоталлита были обнаружены в возгонах Новых Толбачинских вулканов (Вертасова и др., 1979). По дебаеграмме и кристаллохимической характеристике меланоталлит, в отличие от предполагаемых соединений оказался тождественен  $\text{Si}_2\text{OCl}_2$ , а не  $\text{SiOHCl}$  (E. Scacchi, 1884) и  $\text{SiCl}_2$  (Zambonini, 1935).

Параметры	Меланоталлит	$\text{Si}_2\text{OCl}_2$ (ASTM, 23-954)
Пр. группа	Fddd	Fddd
Z	8	8
a, Å	9,595	9,511
b, Å	9,693	9,688
c, Å	7,461	7,534
V, Å <sup>3</sup>	693,9	694,2
Dx, г/см <sup>3</sup>	4,08	4,09

Основные диагностические линии на дебаеграмме (d - Å): 5,051-100; 2,947-44; 2,816-17; 2,518-77; 2,422-20; 3,848-12; 4,143-19; 4,708-16. При нагревании на воздухе по данным термо-рентгенографии меланоталлит устойчив до температуры  $400 \pm 15^\circ\text{C}$ , при которой распадается с образованием тенорита -  $\text{SiO}$ .

Химический состав меланоталлита БТМ (в вес.%): Si - 58,00; Cl - 22,43; O<sub>расч.</sub> - 9,53; прочие - 10,06. Сумма - 100,04. Содержание кислорода рассчитано по данным анализа.

Съёмка поликристаллов природного соединения  $\text{SiCl}_2$  на воздухе оказалась неоконченной, так как оно в течение четверти часа превратилось в эриохальцит -  $\text{SiCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Примесь эриохальцита была и в образце, смешанном с вазелином. Рентгенографирование образца, залитого канадским бальзамом, обнаружило незначительную примесь  $\text{SiCl}_2$ . На рентгенограммах вышеуказанных съёмок были выделены следующие максимумы  $\text{SiCl}_2$  (hkl - d - Å): 001-5,755-100; 201-3,445-25; 200-2,915-35; 112-2,373-3; 203-2, 209-4; 003-1,929-3. Рас-

считанные по ним параметры моноклинной ячейки ( $C2/m$ ):  $a=6,79$ ;  $b=3,35$ ;  $c=6,72 \text{ \AA}$ ;  $\beta=120,9^\circ$  - близки к данным Уэльса (Wells 1947), впервые исследовавшего искусственные кристаллы  $\text{SiCl}_2$ . Приведенные максимумы присутствуют и в картотеке (ASTM, I-0185), в которой три непроиндцированные максимума принадлежат эриохальциту.

Природное соединение  $\text{SiCl}_2$  гигроскопично, на месте осаждения наблюдалось в виде войлокоподобных, мохоподобных агрегатов тонких и толстых кристаллов золотисто-бурого цвета в тесной ассоциации с меланоталитом и  $\text{Na-K-Si}$  - основным сульфатом - вклюдрином.

Ю.П. Трухин, Е.К. Серафимова, Р.А. Шувалов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНАВИТЕЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И ТЕМПЕРАТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ШЛАКОВЫХ КОНУСОВ

Многие исследователи обращали внимание на неоднородности температурных полей поверхности шлаковых конусов. По нашим наблюдениям (август 1977 г, июль 1978 г) на шлаковых конусах Северного прорыва Большого традиционного Толбачинского извержения температура поверхности III конуса колебалась от 15 до  $550^\circ\text{C}$ , на II конусе - 15- $300^\circ\text{C}$ . Максимальные температуры поверхности обычно приурочены к зонам деформаций конусов (радиальные, концентрические, линейные просадки). Наблюдаемые температурные неоднородности трудно объяснить стационарным охлаждением первично разогретого изверженного вещества. Требуется дополнительные источники тепла. К их числу относятся экзотермические реакции окисления атмосферным кислородом железа, серы, углерода, пород, а также восстановленных компонентов газов, поступающих из внутренних частей конусов и магмоподводящих каналов.

Во внутренних, высокотемпературных частях конусов происходит генерация водорода за счет реакций окисления Fe (II) шлаков и лав базальтов жваильной физически и химически связанной водой (освобождающейся при кристаллизации стекла), а также свободной (атмосферной) водой, поступающей в высокотемпературные части конусов по механизму теплового скольжения и термоосмоса.

Целью оценки роли разных источников тепла в формировании температурных неоднородностей поверхности сублимирующих конусов, рассмотрены механизм и кинетика основных окислительно-восстановительных реакций.

## II. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ВУЛКАНИЗМА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

С.А. Федотов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### ОБРАЗОВАНИЕ, ВХОДНЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ МАГМ И РАЗМЕРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ ВУЛКАНОВ

Рассмотрено образование магматических очагов вулканов и выбрана модель, состоящая из проточного магматического очага вулкана, имеющего форму шара, линзы или круглой пластины, и цилиндрического питающего канала. Показано, что такая система может действовать в квазистационарном тепловом режиме, при котором температура поверхности очага  $T_2$  постоянная, а расход магмы медленно уменьшается со временем. Даны формулы, позволяющие рассчитывать для этого случая по объему, среднему составу продуктов и возрасту вулкана, входные температуры  $T_1$  магм, с которыми магмы поступают в очаг, и размеры очагов.

При помощи этих формул оценены входные температуры и радиусы очагов, а также изменения температуры с глубиной в питающих каналах очагов для вулканов Авачинского и Шивелуч, для периферических очагов камчатских стратовулканов среднего размера и промежуточных очагов крупных центров базальтового вулканизма, которые располагаются вблизи подошвы коры. Тепловые расчеты дали размеры очагов того же порядка, что и геофизические исследования.

Выяснено, что часто  $T_1 - T_2 = 100 \div 200^\circ\text{C}$ . Такая разница температур должна вызывать конвекцию в магматических очагах вулканов. Эти оценки показывают, что перемешивание магм в очагах вулканов должно быть широко распространенным явлением. Обсуждаются другие следствия, относящиеся к механизму магматической деятельности под вулканами.

С.Т. Балеста

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАГМАТИЧЕСКИЕ ОЧАГИ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

На основе результатов комплексных геофизических исследований (ГСЗ, МТЗ и гравиметрия), выполненных в различных вулканических районах Камчатки, выявлены региональные строения земной

коре и верхней мантии, обусловленные проявлениями современной вулканической деятельности. Земная кора в пределах изученных вулканических групп значительно отличается по своему строению от окружающих районов повышенными значениями плотностей и скоростей сейсмических волн. В основании земной коры повсеместно под действующими вулканами обнаруживается мощный переходный от коры к мантии слой, обладающий повышенной электропроводностью, пониженными значениями скоростей (возможны инверсии скоростей) и имеющий в своем составе зоны разуплотнения. Этот аномальный слой, достигающий мощности 20-30 км, трактуется как зона скопления вышавок вещества мантии под современными вулканическими поясами.

По методике просвечивания вулканов сейсмическими волнами от взрывов, а также по электромагнитным данным, устанавливается наличие под вулканами в земной коре и в переходном слое аномальных неоднородностей, вызывающих резкое затухание сейсмических волн и обладающих повышенной электропроводностью. Показано, что основным питающим источником магм, по-видимому, является переходная зона от коры к мантии, расположенная на глубинах от 20 до 50 км. В верхней части земной коры на глубинах от 2 до 10 км для отдельных вулканов установлено существование периферических магматических очагов.

Н.И.Хитаров, Б.Б.Лебедев, А.М.Дорфман, Н.Ш.Багдасаров

Г Е О Х И АН СССР

### РОЛЬ ВОДЫ В ДИНАМИКЕ МАГМЫ

Полученные экспериментальные данные по свойствам магматических расплавов при высоких давлениях и температурах позволяют шире осветить возможные условия мобилизации первичных образований расплава и особенности продвижения магмы. Присутствие в расплаве воды заметно сказывается на значениях вязкости, плотности, поверхностного натяжения расплава.

Низкое поверхностное натяжение ( $\leq 100$  дин/см) расплавов в присутствии воды и хорошая смачиваемость ими вмещающих пород способствует мобилизации расплава на начальных стадиях движения жидкости. Появление пленочных и капиллярных расплавов приводит к существенному изменению характеристик расплавов (плотности, вязкости, электропроводности, ультразвуку).

Существенное снижение вязкости расплавов происходит при вы-

соких давлениях (выше 10 кбар) даже при небольших количествах растворенной воды. Магма с низкой вязкостью ( $< 100$  пуаз) в условиях больших глубин способна двигаться с высокой скоростью. Переход к турбулентному режиму в этих условиях облегчен. Все это должно придти к тому, что магма с низкой вязкостью может быстро двигаться по прогретым тонким каналам, обеспечивая высокую производительность магматических аппаратов в условиях высоких давлений.

Влияние воды особенно четко сказывается на области частичного плавления магмы, при переходе от солидуса к ликвидусу. Как показывают экспериментальные данные, в этом случае происходит резкое изменение свойств магматических расплавов.

Полученные новые экспериментальные данные показывают наличие существенной зависимости скорости ультразвука в расплаве базальта от давления. При  $T=1200^{\circ}\text{C}$  скорость меняется около 1 км/сек при увеличении давления до 5000 атм.

Анализ экспериментальных данных говорит о том, что даже незначительные количества растворенной воды могут играть решающую роль в динамике магмы.

А.А.Кадик, С.Н.Шилобеева  
ГЕОХИ АН СССР

#### РЕЖИМ $\text{H}_2\text{O}$ И $\text{CO}_2$ ПРИ ПОДЪЕМЕ МАГМ ОСНОВНОГО И КИСЛОГО СОСТАВА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Экспериментальные исследования равновесий типа флюид ( $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ) - расплав - кристаллы, изучение совместной растворимости воды и углекислоты в расплавах основного и кислого состава при давлениях до 30 кбар явились количественной основой для построения модели поведения  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  при дегазации основных и кислых магм.

Рассматриваются условия дегазации магмы при их движении к поверхности Земли, закономерности в изменении соотношения воды и углекислоты в магматическом флюиде по мере понижения давления, влияние дегазации магмы на стратификацию летучих компонентов в верхних частях Земли. Обсуждается вопрос о соотношении воды и углекислоты, характерном для областей магмообразования в верхней мантии.

И.Г. Клушин  
В С Е Г Е И

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И АСТЕНОСФЕРНОГО  
ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ БОГАТЫХ КАЛИЕМ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ  
В СОВРЕМЕННЫХ ЗОНАХ КОНВЕРГЕНЦИИ ПЛИТ

1. Богатые калием и летучими магматические расплавы формируются в зонах относительного уменьшения давления ( $P$ ), куда направляются чувствительные к  $P$  флюидные компоненты. Сепарации флюидов, неодинаково реагирующих на вариации  $P$  содействует устойчивый режим геодинамических напряжений.

2. В современных зонах конвергенции плит латеральный градиент давления отчетливо фиксируется сейсмологией и другими техническими средствами. Значения  $P$  уменьшаются в направлении движения поступающего литосферного материала. Расстояние в этом направлении измеряем величиной  $x$ , при этом  $\partial P / \partial x < 0$ . Величина  $-\partial P / \partial x$  зависит от наклона  $\alpha$  ны Бенюфа (увеличивается при уменьшении угла), скорости конвергенции плит, а также от латерального градиента плотности мантийных масс. Влияние последнего фактора следует из теоретического рассмотрения физических условий движения сжимаемого материала.

3. Распределение во времени ( $t$ ) и в пространстве концентраций  $C$  чувствительного к давлению мантийного флюида вытекает из решения уравнения непрерывности для смеси сжимаемых жидкостей,

$$C(t, x) = \exp\left(-\int_0^t \frac{\partial V}{\partial t} dt\right) \left\{ 1 + \int_0^t \left(x - \int_0^t v dt\right) \right\},$$

где

$$I = \int_0^t \exp\left(\int_0^t \frac{\partial V}{\partial t} dt\right) \left[ \theta + \frac{K}{P} \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} - \frac{K}{P^2} \left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)^2 \right] dt,$$

$\theta$  - функция источников,  $V$  - скорость перемещения флюидов,  $K$  - коэффициент, зависящий от природы сепарируемого компонента,  $\int$  - функция, определяемая начальными и граничными условиями.

4. Аналитическое выражение для  $C(t, x)$  показывает, что обогащение калием и летучими возрастает со временем при удалении в тыл зоны конвергенции, т.е. в направлении ухудшения проницаемости астеносферного канала. Этому условию отвечает неравенство  $\partial V / \partial x < 0$ , которое выполняется ввиду того, что астеносферный канал становится менее разогретым на большом расстоянии от источника тепла.

Рост содержания щелочей (в первую очередь калия, обладающего большим ионным радиусом) по направлению падения зон Бенюфа является твердо установленной эмпирической закономерностью.

5. Особенно благоприятные условия для скопления богатых калием и летучими глубинных флюидов создаются в местах значительного латерального градиента плотности, где  $\partial\rho/\partial x = 0$ ;  $\partial^2\rho/\partial x^2 > 0$ . Линейные зоны изменения плотности глубинных масс играют роль своеобразных термодинамических барьеров. Горячие флюиды, перемещающиеся в режиме вынужденной конвекции, осуществляют термическую эрозию подошвы литосферы, поэтому вблизи упомянутых линейных зон формируются "ловушки" - поднятия кровли астеносферы. Ловушки являются местом аккумуляции легкого подвижного материала.

6. Космическое гравитационное картирование плотностных неоднородностей мантии выявляет протяженные (тысячи километров) полосы аномалии. Примечательно, что именно к таким градиентным линейным зонам изменения плотности глубинных масс тяготеет пояса молодых (мезозойских и кайнозойских) ультракалийевых гранитов, с которыми связаны основные оловорудные провинции.

Феноменологические представления о мантийной сепарации, развитые ранее автором и И.И.Абрамовичем, теперь получают дедуктивное обоснование. Модельное рассмотрение астеносферного перераспределения и сепарации глубинных флюидов позволяет установить серию следствий, допускающих верификацию на эмпирическом материале. В частности, эволюция физических условий мантии Земли поясняет, почему условия, благоприятные для сепарации глубинных флюидов, чаще реализовались на последних этапах геологической истории планеты, - понижение температуры и увеличение жесткости конвергирующих плит содействуют росту градиента давления.

В.И.Герасимовский, А.И.Поляков

ГЕОХИ АН СССР

#### СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ СЕРИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД РИФТОВЫХ ЗОН (ВОСТ. АФРИКА, ИСЛАНДИЯ, БАЙКАЛ)

Серии вулканических пород рифтовых зон связаны с глубинными подкоровыми источниками. В зависимости от тектонического режима, глубины плавления и относительного объема выплавки возникает ряд первичных мантийных расплавов, различающихся по щелочности, кремнекислотности и содержанию литофильных редких элементов.

Состав первичных мантийных вылавок соответствует следующим типам пород: оливиновые мелалейцититы, оливиновые меланефелиниты, базальты, щелочные оливиновые базальты, оливиновые толеиты. Каждый из этих расплавов является родоначальным для самостоятельной дифференцированной серии пород. Остаточные расплавы в различных сериях отвечают по составу лейцититам, фонолитам, трахитам, комендитам (щелочным риолитам), низкощелочным риолитам. Особенности изменения химического состава пород и минералов в отдельных сериях приводят к выводу, что основным механизмом, обуславливающим эволюцию расплавов, является процесс кристаллизационной дифференциации в мелкозубинных магматических камерах. Карбонатиты, связанные с щелочными сериями пород, сформировались в результате явлений ликвации. На отдельных стадиях рифтогенеза формируются крупные вулканические поля, сложенные преимущественно недифференцированными базальтами.

А.А.Кадек, Г.М.Биттар, Л.В.Дмитриев, О.А.Луканин  
ГЕОХИ АН СССР, Эдинбургский университет (Великобритания)

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВ  
АТЛАНТИКИ В СВЯЗИ С ВОПРОСАМИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМ СРЕДИННО-  
ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Экспериментальные исследования были направлены на выяснение условий эволюции и образования двух дискретных групп базальтовых магм Атлантического океана, выделенных на основании статистического анализа вариаций составов закалочных стекол океанических базальтов.

Для двух базальтов близких по составу к предполагаемым первичным вылазкам океанической мантии, получены данные по температурам кристаллизации породообразующих минералов при 1 атм в условиях заданной активности кислорода (буферы Ni - NiO, Fe - FeO). В интервале 1263 - 1183°C с помощью микросонда определены составы кристаллов и жидкостей образующихся в процессе кристаллизации.

Из анализа экспериментальных данных следует, что исследуемые типы базальтов не могут быть получены путем кристаллизационной дифференциации один из другого. Изменение химического состава расплавов в ходе кристаллизации соответствует изменению составов базальтовых стекол подводных излияний. Таким образом, ва-

риации в составах стекол могут быть объяснены кристаллизацией двух типов базальтовых магм в области небольших давлений (до 2-5 кбар).

Б.Н.Пискунов, В.И.Федорченко  
САХЖИНИ ДЕНЦИ АН СССР

### ОЧАГИ И МАГМОГЕНЕРИРУЮЩИЕ СУБСТРАТЫ ОСТРОВОДУШНОГО ВУЛКАНИЗМА

К настоящему времени в науке сложилось представление о наличии под вулканами первичных (магмогенерирующих) очагов, определяющих тип вулканизма, и вторичных (периферических) "магмоотстойников", усложняющих проявление магматических процессов. Существование последних на "коровых" глубинах подтверждается многочисленными геолого-геофизическими данными. Относительно же глубины и состава магмогенерирующего субстрата первичных очагов мнения разноречивы. После работ Г.С.Горшкова утвердилось мнение о их мантийном (50-70) положении. Идея мантийности получила дальнейшее развитие в работах Х.Куно, связавшего магмообразование под островными дугами (ОД) с процессами в сейсмофокальной зоне на глубинах 100-250 км. Эта модель была поддержана сторонниками глобальной тектоники, которые в отличие от фиксистов производят андезитовые расплавы не из ультрабазового вещества мантии, а из субдущируемой под дугу базальтовой коры океанов.

В докладе анализируются проблемы глубинности очагов и состава магмогенерирующих субстратов в свете современной информации о структуре земной коры ОД, составе развитых в их пределах вулканических ассоциаций и наборе включений - возможных индикаторов магмопроизводящих пород. Земная кора под ОД, в отличие от океанов, значительно более молная, раздел М здесь в одних случаях плохо выражен, в других - представляет широкой (до 10 км) зоной со сложными законами изменения скоростей или сериями (3-5) границ, каждая из которых может быть принята за подошву коры. В интервале глубин 25-60 км обычно фиксируется область т.н. "разуплотненной мантии" или "коро-мантийной смеси". Это порождает определенные трудности в установлении истинной (вещественной) подошвы коры и понимании природы (коровой или мантийной) островодушного вулканизма.

Установлено, что вулканизм океанический и островодушный -

суть разные явления по своей петрологической природе и составу продуктов. Океанические ассоциации — это толеитовые и щелочные базальты с подчиненными кислыми дифференциатами и базит-гипербазитовым набором включений. Ассоциации ОД представлены рядом варьирующих по количеству пород от высокоглиноземистых базальтов до риолитов, содержащих широкий набор плавл. ных типично коровых ксенолитов (различных габброидов, амфиболитов, зеленых сланцев и т.п.).

Ограничивающим по глубине (давлению) параметром режима магмообразования может служить критический парагенезис минералов лав и включений, в частности, с гранатом (эклогитовый). Полное отсутствие этого минерала в продуктах вулканизма ОД свидетельствует о положении области магмообразования под дугами на глубине менее 50-60 км, т.е. выше эклогитового барьера. Магмообразование происходит в области "коро-мантийной смеси", сформированной коровыми производными верхней мантии. Возникающие расплавы следует рассматривать как вторичные по отношению к собственно верхней мантии, что согласуется с представлениями сторонников тектоники плит о двустадийном генезисе андезитов. О возможности существования под ОД областей плавления на глубинах до 60 км свидетельствуют данные о повышенных тепловых потоках, электропроводимости, разуплотнении и затухании сейсмических волн, а также локальной сейсмичности.

Высказанные соображения не позволяют помещать область генерации магмы в сейсмофокальную зону, т.к. последняя находится в пределах устойчивости эклогитовой ассоциации. Корреляция же состава лав с ее глубиной определяется наличием латеральной зональности вулканитов дуг и не дает оснований для генетических выводов. Увеличение концентрации калия и ряда некогерентных элементов по направлению к континенту указывает на рост глубин магмообразования и, возможно, изменение состава (щелочности) восходящих мантийных флюидов, играющих существенную роль в процессах плавления.

Таким образом, представления Г.С. Горшкова о положении зон магмогенерации под дугами на глубинах 50-60 км представляются справедливыми при условии распространения понятия "земная кора" на область "коро-мантийной смеси". Ее плавление в водных условиях определяет известную специфику состава продуктов островодужного вулканизма по отношению к океаническому, несомненно имеющему мантийную природу. Большое значение периферических очагов в эволюции вулканизма ОД, безусловно, особенно при формировании

больших объемов палингенных кислых расплавов и кальдерообразования.

В.В.Кеpezинская, К.Б.Кеpezинская, В.В.Зайков  
Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Ильменский государственный заповедник УрНЦ АН СССР  
ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ  
ВУЛКАНИЗМ

Проявления вулканизма, причинно не связанные с континентальным рифтогенезом, обнаруживают четкую приуроченность к крупнейшим горным сооружениям внутренних частей материков. Такова субмеридиональная Саяно-Гобийская неовулканическая зона в Центральной Азии протяженностью более 2000 км при ширине 500-600 км, которая пересекает субширотные докайнозойские складчатые структуры и элементы неовулканического рельефа. Она объединяет разрозненные поля кайнозойских базальтов Хакасии, Тувы, Монголии и Северного Китая, формирование которых происходило в условиях тектонического режима эпиплатформенного орогенеза или эпиплатформенной тектоно-магматической активизации.

В ее пределах развиты почти исключительно представители класса базальтов, состав которых существенно изменяется в пространстве и времени. На основании геологического и петрологического анализа этих вариаций выделены ассоциации калиевых щелочных базальтоидов, натриевых щелочных базальтоидов, щелочных и толентовых пород, а также известково-щелочных базальтов. Они характеризуются разным петрохимическим профилем, различными тенденциями магматической эволюции и независимой генерацией в пространственно разобщенных вулканических областях. Щелочные базальтоиды отдельных ареалов вулканизма статистически значимо различаются содержаниями  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $Rb$ ,  $Si$ ,  $Ni$ ,  $Co$ .

Пространственная петрохимическая неоднородность продуктов вулканизма отражает как латеральную гетерогенность верхней мантии в областях вылавления базитовых магм, так и различную глубину очагов мантийного анатексиса. Фациальный анализ и оценки P-T параметров минералообразования ксенолитов в рассматриваемых базальтоидах выявляют два типа реконструированных глубинных разреза для Саяно-Гобийской вулканической зоны. Один представлен дифференцированной флогопитсодержащей пироп- и шпинель-мерцолит-

товой верхней мантией с эколгитами и нижней частью коры, сложенной в низах базальтовыми образованиями (пироксениты, эколгитоподобные породы), а выше пироксеновыми и амфиболсвыми гранулитами, что сближает его с платформенным фундаментом. Другой характеризуется однородным корово-мантийным разрезом с преобладанием шпинельных лерцолитов в низах (местами отмечены и пироповые лерцолиты) и шпинельных пироксенитов сверху.

Возникновение родоначальных расплавов калиевых базальтоидов связано с частичным плавлением флогопитсодержащих пироповых лерцолитов. Обогащение калием происходит за счет распада флогопита-концентратора калия в верхней мантии. Родоначальные магмы натриевых базальтоидов являются выплавками относительно более низкотемпературного шпинель-лерцолитового субстрата.

Систематические закономерные изменения химизма пород во времени, наблюдаемые в коматитических сериях базальтоидов отдельных вулканических центров (например, базанит - гавайит-трахибазальт - известково-щелочной базальт) связаны с глубинным кристаллическим фракционированием базитовых расплавов. Об этом говорит наличие в базальтах родственных мономинеральных включений, представленных одиночными крупными (2-10 см) мегакристаллами высокоглиноземистого авгита ( $Al_2O_3=7-8\%$ ,  $CaO=15-17\%$ ,  $жадент=15-20\%$ ,  $f = \frac{\sum Fe}{\sum Fe + Mg} = 20-30\%$ ), пирона ( $CaO=4-5\%$ ,  $SiO_2=0,06\%$ ,  $f=35-40\%$ ), Тi-флогопита ( $TiO_2=9-12\%$ ,  $K_2O=9-10\%$ ,  $f=33-36\%$ ), оливина ( $f=8\%$ ).

Минералого-геохимические признаки и сопоставление с экспериментами позволяет рассматривать большинство мегакристаллов в качестве близикжидусных фаз высокобарической кристаллизации базитовых магм. Состав этих фаз в калиевых базальтоидах (авгит+пироп+флогопит) и расплавы включения в них показывают, что плавление происходило при  $T=1300^\circ$  и  $P=25-30$  кбар. Ассоциация близикжидусных фаз в натриевых базальтоидах (авгит+оливин) указывает на более низкие  $P$ -параметры выплавления соответствующих магм, и как следствие на меньшие глубины их генерации.

С.И.Костровяцкий, К.Н.Егоров  
Институт земной коры СО АН СССР

#### ЭВОЛЮЦИЯ И МЕХАНИЗМ РАЗВИТИЯ ТРУБЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР (НА ПРИМЕРЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК)

Кимберлитовые трубки представляют собой аппараты центрального типа платформенного вулканизма. Относительная высокая их геологи-

ческая изученность, обусловленная неослабевающим промышленным интересом, позволяет считать данные объекты наиболее удобными для исследования вулканических подводных каналов.

По вертикали в кимберлитовых трубках намечаются три интервала, различающиеся по морфологии. Наиболее глубокий интервал характеризуется максимальной вытянутостью горизонтального сечения при общей невидержанности его площади, широким развитием субгоризонтальных и наклонных контактовых поверхностей. Средний интервал трубчатого канала наиболее прямолинеен и вертикален. В верхней части трубчатый канал венчается так называемым раструбом — воронкообразным расширением. Корневые уровни кимберлитовых трубок характеризуются многоканальностью. Единый канал сверху с глубиной распадается на несколько самостоятельных изолированных проводников. Таким образом, эволюция морфологии кимберлитовых трубок заключается в постепенном преобразовании трещинного канала в субцилиндрический и слиянии нескольких проводников в единый.

Изменение морфологии трубчатых каналов с глубиной отражает динамику движения разных фаз внедрения кимберлитового расплава — флюида, характеризующихся различной газонасыщенностью. В целом, кимберлитовая система жидкость-газ-твердые частицы по мере подъема непрерывно ускоряется, становится более активной в формировании прямолинейных трубчатых каналов.

При рассмотрении механизма формирования трубчатых каналов необходимо учитывать: 1) особенности поведения вмещающих пород в бортах трубок, заключающиеся в преимущественном использовании в качестве контактовых поверхностей дотрубчатой трещиноватости, в локальном разрыве явлений задира и обрушения при общей слабой нарушенности пород; 2) особенности пространственного распределения ксеногенного материала вмещающих пород, его нисходящее и восходящее движение по каналу трубки; 3) особенности заполнения трубок, заключающиеся в том, что начальные фазы внедрения были жидкими и газожидкими, а не чисто газовыми.

Предполагается, что процесс дробления вмещающих пород в объеме трубчатых каналов осуществлялся при проникновении кимберлитового флюида в трещину (трещинную зону) растяжения и разностороннего его механического и химического взаимодействия с горными породами. Совокупность механизмов разрушения, действующих при этом, именуется как флюидное брекчирование. Данное понятие включает в себя следующие конкретные механизмы: гидравлическое дробление, стрессовая коррозия, эффект Ребиндера или механизм адсорбционного

понижения прочности твердых тел, локальные газозрывные явления, деформационный взрыв. Наиболее подвижная жидкая и газожидкая фаза кимберлитового расплава-флюида существенно карбонатного состава явилась поверхностно-активной средой, которая значительно ослабила прочностные характеристики вмещающих пород и в условиях растягивающего тектонического напряжения способствовала трещинообразованию в них. Газозрывные явления, предполагается, носили ограниченный характер и имели, главным образом, фреатическую природу. Явления обрушения вмещающих пород в полость трубки связываются с деформационными взрывами. Вынос раздробленного материала был постепенным и осуществлялся преимущественным образом газожидкими фазами внедрения.

Идея флюидного фреатирования весьма плодотворна. Механизмы стрессовой коррозии и эффекта Ребиндера дают естественное объяснение вопросам захвата глубинных ксенолитов из мантии и фундамента, дробления протокрапленников минералов при восхождении кимберлитового флюида.

И.И. Абрамович

В С Е Г Е И

#### ТЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА В ГЛУБОКИХ ТЫЛАХ ЗОН СУБДУКЦИИ

1. Интенсивность и экстенсивность базальтоидного вулканизма в дальних тылах зон субдукции возрастают в ряду гомологичных явлений: глубинный (мантийный) разогрев без существенных проявлений вулканической активности - рифтогенез и щелочно-базальтоидный вулканизм - активный спрединг и преимущественно толеит-базальтовый вулканизм - образование окраинных морей с массовым выплавлением толеитовых базальтов. Этот ряд можно рассматривать и как совокупность последовательных стадий развития единого процесса, и как отражение градиций интенсивности латерального теплопереноса в зонах взаимодействия литосферных плит.

2. Среди специалистов, изучающих эти явления, нет единого мнения относительно факторов, определяющих их разнообразие. Т.Уилсон, К.Бёрк (1972); М.Терман (1976); К.Хейз (1978); К.Поэло (1978); С.Уеда, Х.Канамори (1979) и др. пытаются связать различия тектоно-магматических режимов с особенностями кинематики перекрывающей плиты. П.Фогт (1976); Н.Влаар, М.Вортель (1976); П.Молнар, Т.Отвотер (1978) и др. привлекают для этой цели представления о различ-

ной плавучести субдуцируемых плит, в свою очередь, являющейся функцией их возраста. Все перечисленные авторы вынуждены отмечать, однако, те или иные исключения, не укладывающиеся в предлагаемые ими схемы.

3. Для изучения условий активизации глубоких тыловых зон субдукции принципиальное значение имеет выявление факторов, определяющих разогрев мантии, поскольку он сохраняется на всех стадиях рассматриваемого процесса. В качестве индикатора разогрева целесообразно использовать сведения о поглощении продольных сейсмических волн (аномалии добротности). В последней обобщающей работе М. Баранзани, У. Ленгиттона, Б. Изака (1975), посвященной этому вопросу, констатирована неясность условий появления аномалий добротности в зонах зон субдукции и их полное отсутствие в других.

4. Автором настоящего сообщения предлагается модель формирования сазальтоновых ассоциаций в глубоких тылах зон субдукции. В основе ее лежит представление о направленном латеральном теплопереносе, реализуемом в условиях контрастной астеносферы на глубинах 200-300 км. При иных реологических разрезах мантии происходит рассеяние масс и тепла в широком диапазоне глубин на небольшом удалении от погружающейся пластины. Критерием соответствия модели геологической реальности может служить контрастное распределение сейсмичности в зонах Бенъофа, поскольку интенсивность выделения упругой энергии при фиксированной скорости сближения литосферных плит и прочих равных условиях отражает реологические свойства мантии.

5. Эмпирический контроль модели проводился с привлечением данных по всем современным зонам субдукции, включая островные дуги и родостенные им структуры Тихого, Индийского и Атлантического океанов, а также Средиземного моря. В результате удалось показать, что движение перекрывающей плиты сильно сказывается на интенсивности и экстенсивности вулканизма во фронтальной части дуги и практически не отражается на тектоно-магматической активности в глубоких тылах зон субдукции. Вариации скорости субдуцируемой плиты существенно влияют на магматическую активность как фронтальной, так и тыловой частей структуры. Ни возраст субдуцируемой плиты, определяющий ее мощность и плотность, ни мощность литосферы - эволюционный показатель - не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на рассматриваемые здесь явления. Решающее значение, в полном соответствии модельным построением, имеет повышенная вязкость под- и надастеносферного субстрата, фиксируемая соответствующим

распределением очагов землетрясений с магнитудой  $M \geq 7$ , а также распределением сейсмогенерирующих напряжений в зоне Бенъофа. Только в таких условиях под влиянием градиента избыточного давления обеспечивается устойчивое ориентированное по латерали перемещение частично расплавленного вещества и флюидов (газовой фазы) в тылу зон субдукции, удаленные от фронта дуги на сотни километров. Значительная аккумуляция тепла и флюидов в областях относительно пониженного давления ведет к формированию всплывающего астенолита, подъему геоизотерм, базальтоидному вулканизму, а, начиная с определенного энергетического рубежа, - к задужному опрединту, в понимании Д.Карига.

А.И.Поляков, Н.С.Муревъева  
ГЕОХИ АН СССР

#### МЕХАНИЗМ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТ-РИОЛИТОВЫХ СЕРИЙ ИСЛАНДИИ

Дифференцированные риолит-базальтовые серии характерны для Исландии - острова с мощной корой океанического типа. Выделено два типа серий: щелочной оливиновый базальт - щелочной риолит и оливиновый толеит - низкощелочной риолит. Размещение отдельных серий контролируется тектоническим режимом региона.

Изучение с помощью микроанализатора состава минералов-выраженников и химического состава двух коэгайматических серий пород показывает их закономерную эволюцию от основных к средним и кислым разновидностям. Модель фракционирования была рассчитана на ЭМ методом наименьших квадратов. Результаты расчетов показывают, что процесс происходит при увеличении роли плагиоклаза и Fe-Ti окислов и уменьшении количества пироксенов и оливина в кристаллическом осадке по мере эволюции расплавов. Модель, построенная для петрогенных элементов, была проверена с помощью расчетов по уравнению Рэлея для редких элементов.

Использование минеральных геотермометров и геобарометров показывает, что процесс фракционирования происходит в малоглубинных магматических камерах на фоне понижения температуры ( $T$  ликвидуса  $1300-900^{\circ}\text{C}$ ), в сухих условиях. Величина  $p_{\text{O}_2}$  для базальтовых расплавов соответствует буферам  $\text{OEM} - \text{MW}$  для щелочной серии и  $\text{MW} - \text{WI}$  для толеитовой. Остаточные расплавы кристаллизуются в более окислительной обстановке ( $\text{OEM} - \text{NNO}$ ).

В.С.Шеймович, А.В.Колосков  
 Камчатское ГГУ, Институт вулканологии ДНЦ АН СССР

### РОЛЬ МАГМИЙНОГО И КОРОВОГО БЕЖЕСТВА ПРИ ОБРАЗОВАНИИ КИСЛЫХ МАГМ

Изучение кайнозойских вулканических поясов Камчатки показывает пространственную и генетическую унаследованность большинства зон кислого и андезито-базальтового вулканизма (Шеймович, 1979). Кислые магматические расплавы формируются на поздних стадиях эволюции первоначально основных магматических очагов. Исследования миоценовых интрузивных субвулканических комплексов, коматитичных эффузивно-пирокластическим образованиям того же возраста, свидетельствуют о подобной связи и позволяют судить о некоторых особенностях такого процесса.

Интрузивные субвулканические массивы, дифференцированные по составу от габброидов до гранодиоритов и гранитов, представляет собой интрузивные фации вулканитов, главным образом андезито-базальтового состава. Геологические условия залегания интрузий свидетельствуют о малой глубине их становления. Гранитоидные интрузии образуют изометричные тела поздних фаз среди габбро-диоритовых и долеритовых сидлообразных тел и дайковых полей питающих вулканических систем. Контакты гранитоидов с породами ранних фаз имеют двоякий характер. В одних случаях они представляют собой постелевые переходы; при этом в зоне эндоконтакта гранитоидов всегда присутствуют многочисленные крупные включения пород ранней фазы, которые "плавают" и "растворяются" в гранитоидном субстрате. В других случаях контакты гранитоидов секущие. Но и в центральных частях гранитоидных тел обязательно встречаются включения пород ранней фазы или же их скелитов (Ахонтенская интрузия на юго-востоке Камчатки, интрузии Центральной Камчатки). Нередко в малых гранитоидных телах устанавливается вторичный характер гранитных структур и минеральных парагенезисов, замечающих первично основные порфиритовые и порфириовидные породы. Там, где в субвулканических массивах нет четко выраженных гранитоидных фаз, почти всегда отмечается позднематматическая стадия кристаллизации кварц-кальцикатовой минеральной ассоциации, особенно характерной для эндоконтактных зон габброидных тел.

Все это заставляет предположить происхождение поздних гранитоидных фаз в вулканических районах на конечных стадиях развития коровых периферических андезито-базальтовых очагов, когда их пита-

ние за счет глубинных (мантийных) зон магмогенерации прерывается и магматическая связь с ней оведествляется лишь флюидизацией. На этом этапе периферический очаг развивается как самостоятельное тело, причем флюидный процесс поддерживает и продлевает в той или иной мере деятельность магматического резервуара, который может увеличиваться в объеме как за счет процессов флюидизация, так и ассимиляции. Явление кальдерообразования, характерное для поздних стадий развития магматических комплексов в вулканических районах, состав итнимбритов, особенно свойства их включения - базальтовых скиацитов (Шеймович, 1977), - достаточно убедительное подтверждение указанного предположения. Об этом свидетельствует и близость петрохимических свойств пород ранних и поздних фаз эволюции магматических комплексов. Судя по тому, что в результате формируются более кислые и щелочные породы, чем породы ранних фаз, в составе магматического флюида присутствует вода, окиси кремния и щелочных металлов.

Доказанная возможность рассмотренного процесса указывает на вероятность кайнозойской гранитизации и сочетания мантийных и коровых процессов при образовании кислых магм.

Н.С. Никольский  
ДВИН ДЕНЦ АН СССР

### ПЕРВИЧНОМАГМАТИЧЕСКИЕ ФЛЮИДЫ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В составе флюидных фаз базальтовых магм обычно преобладает смесь индивидуальных газов ( $H_2O$ ,  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CO$  и  $CH_4$ ) трехкомпонентной системы Н-О-С. При наличии свободного углерода (графита) равновесное состояние этой системы определяется тремя интенсивными параметрами: температурой, общим давлением и летучестью кислорода. Если твердая фаза (графит) отсутствует, то к перечисленным независимым переменным добавляется летучесть одного из газов. Разработан автором способ термодинамических расчетов состава равновесных газовых смесей основанный на принципе соответствия значений летучести кислорода в реакциях окисления-восстановления при постоянной температуре и давлении. Для системы Н-О-С с графитом вычисления производятся по реакциям: (1)  $2C_{гр} + O_2 = 2CO$ ; (2)  $2CO + O_2 = 2CO_2$ ; (3)  $2NH_4 + O_2 = 2CO + 4H_2$ ; (4)  $2H_2 + O_2 = 2H_2O$  в приведенной последовательности. В расчетах без графита используются три реакции в другой порядок расчетов - (4), (2) и (3). Чтобы избежать от неопре-

дежественности рещенки, в последнем случае необходимо вводить величину отклонения суммарных величин мольных долей  $(x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{H}_2}) / (x_{\text{CO}_2} + x_{\text{CO}})$ . Мольные доли  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  в первом случае,  $\text{CH}_4$  и  $\text{H}_2$  во втором находится методом последовательных приближений, исходя из условия, что сумма  $x_{\text{H}_2\text{O}} + x_{\text{H}_2} + x_{\text{CO}_2} + x_{\text{CO}} + x_{\text{CH}_4} = 1$ .

Кристаллизация ранних фемических фаз в базитовых расплавах начинается, как правило, в восстановительной среде поля устойчивости железа (Лякоцкий, 1978) с выделения оливинов или ортопироксенов. На железистость последних, кроме температуры и давления, значительное влияние оказывает величина летучести кислорода, которая зависит от соотношения окисленных и восстановительных форм газов во флюиде. Поэтому определение возможных составов первично-магматических флюидных фаз базальтовых расплавов осуществлялось для летучестей кислорода, фиксированных равновесиями с участием оливинов и ортопироксенов разной железистости, а также равновесием муассанит-кварц при различных температурах и давлениях. Данные расчетов однозначно свидетельствуют о том, что в субликвидусный период кристаллизации большинства базитовых магм равновесный с ними флюид имеет при повышенных давлениях водородно-метановый или даже существенно метановый состав. Повышенное содержание CO характерно для флюида, в котором доля газов системы C-O значительно преобладает, а  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  всегда присутствуют в резко подчиненных количествах. Роль последних возрастает в процессе кристаллизации магматических расплавов.

Наличие значительного количества метана в базальтоидных расплавах, содержащих свободный углерод, позволяет допустить возможность метастабильного образования некоторой части природных алмазов из газовой фазы при относительно невысоких значениях температуры и давления, как это имеет место при синтезе (Eversol, 1962; Дарягин, Федосеев, 1977 и др.). Такое происхождение, вероятно, имеют алмазы из базальтоидов и гипербазитов (Каминский, Прокопчук, 1974; Кутнев, Кутнева, 1975; Лукьянова и др., 1978). В какой-то мере и алмазы из кимберлитов имеют метастабильную природу, что подтверждается параметрами равновесия газов ( $t = 560-710^\circ\text{C}$ ;  $P_{\text{общ.}} = 3-220$  бар;  $\lg f_{\text{O}_2} = -24,13-20,09$  бар), выделенных из африканских и арканзасских алмазов (Melton, Giardini, 1974, 1975) и наличием ассоциирующих с последними высокожелезистых ( $f = 57-61$ ) биотитов (Giardini et al., 1974). Правда, здесь процесс протекал несколько иначе. Восстановленный первичномагматический флюид окислялся по мере снижения температуры, но интенсив-

ное развитие процессов флюидизации, карбонатизации и серпентинизации привело к инверсии флюидного режима, который вновь приобрел восстановительный характер. Вероятно в этот период происходило метастабильное наращивание кристаллов на стабильных зародышах алмазов. Специфический характер окисления магматического флюида, состоящего преимущественно из метана, способствовал образованию своеобразных магматических тел - трубок верна.

Выявленные закономерности создают все предпосылки для расширения сферы поисков алмазного сырья и позволяют распространить их на графитосодержащие магматические породы, в которых развита ассоциация минералов (муассанит, самородное железо, магнезиальный оливин, альмандиновый гранат и др.), указывающая на восстановительный характер флюидного режима.

Н.И.Хитаров, Е.Б.Лебедев, А.М.Дорфман, Б.И.Олейник  
И.Ш.Багдасаров  
ГЕОХИ АН СССР

#### ВЯЗКОСТЬ ПЕРЕОХЛАЖДЕННОГО БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА

Экспериментально определена вязкость переохлажденного расплава базальта Киргурки. Для измерения при атмосферном давлении был использован метод растяжения нити стекла базальта, приготовленной из расплава. Скорость растяжения нити последующего образца базальта определялась в безградиентной печи в зависимости от различных грузов, прикладываемых к образцу. В исследованной температурной области скорость растяжения образца базальта подчиняется линейной зависимости от величины грузов. Вязкость переохлажденного базальтового расплава при атмосферном давлении в интервале температур от 700 до 750°C изменяется  $\eta = 4,0 \cdot 10^{11} - 5,7 \cdot 10^{10}$  пуаз. Погрешность метода связана с изготовлением однородного по линейным размерам образца. Полученные данные применяются к оценке вязкости кристаллизующихся базальтовых магм и динамики подъема магматических колонн. На контактах поднимающихся магматических тел, имеющих более высокую вязкость, переохлажденный расплав с указанной вязкостью, может играть роль смазки.

Э.С. Переломов  
ИЗМ АН СССР

#### ИССЛЕДОВАНИЕ ВЯЗКОСТИ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ

При анализе физико-химических условий процессов эрождения

и эволюции магм на разных уровнях глубинности, а также динамики вулканических процессов, в частности, динамики взаимодействия магм с вмещающими породами и ксенолитами необходимы данные по вязкости магматических расплавов при различных значениях термодинамических параметров.

В настоящем сообщении приводятся результаты экспериментального исследования вязкости сухого и водосодержащего базальтовых расплавов. Исследования проводились с помощью разработанного в ИГиМ АН СССР радиационного вискозиметра высокого газового давления с падающим шариком, натянутым радиоактивным изотопом  $Co^{60}$ . Относительная ошибка измерений вязкости не превышала  $\pm 7,5\%$ . В процессе экспериментов изучались следующие соотношения: температурная и барические зависимости вязкости сухого и водосодержащего расплавов ( $N_{H_2O} = 8,5$  мол.%), а также зависимость вязкости базальта от содержания растворенной в расплаве воды в диапазоне содержания воды 8,5 - 20 мол.%.  
 $N_{H_2O} = 8,5$  мол.%)

Ниже кратко рассмотрены основные результаты. Температурная зависимость как сухого, так и водосодержащего расплавов имеет экспоненциальный характер. Растворение воды в базальтовом расплаве снижает энергию активации вязкого течения с 46,0 ккал/моль - для сухого расплава, до 34,5 ккал/моль - для водосодержащего расплава (8,5 мол. %  $H_2O$ ). Характер зависимости вязкости базальтового расплава от содержания воды свидетельствует о различном механизме растворения воды в базальтовом расплаве при разных давлениях насыщения. Однако, указанный эффект в базальтовых расплавах проявляется в значительно меньшей степени, чем в гранитоидных расплавах, что связано, главным образом, с существенным различием степени деполимеризации кислых и основных расплавов. По сравнению с гранитоидными расплавами деполимеризирующее влияние воды на структуру расплава базальта оказалось существенно меньше в области предполагаемого химического растворения воды в базальтовом расплаве. Так, вязкость базальтового расплава при  $T=1200^{\circ}C$  снижается только в 20 раз при растворении первых 8,5 мол. % воды, тогда как вязкость гранитного расплава при той же температуре снижается более чем на четыре порядка при растворении эквивалентного количества воды в расплаве. При дальнейшем увеличении содержания воды в расплаве, т.е. в области физического растворения, где растворение воды связано не связано с химической структурой расплава, дополнительное растворение эквивалентного количества воды снижает вязкость базальтового и гранитного расплавов в существенно меньшей и

примерно равной степени.

В системе базальтовой расплава-вода рост давления снижает вязкость водосодержащего расплава. Уменьшение вязкости расплава с увеличением давления связано с одной стороны с увеличением содержания воды в расплаве при условии, что парциальное давление воды в расплаве равно общему давлению. С другой стороны, вязкость водосодержащего базальтового расплава постоянного состава также существенно уменьшается с ростом общего давления, когда последнее больше парциального давления воды в расплаве. Например, при температуре  $1100^{\circ}\text{C}$  вязкость водосодержащего расплава постоянного состава (8,5 мол.%  $\text{H}_2\text{O}$  в расплаве) уменьшилась примерно в два раза при увеличении общего давления от 1000 атм. до 4000 атм. По-видимому, это уменьшение вязкости связано с изменением структуры водосодержащего базальтового расплава постоянного состава с ростом общего давления в системе.

Б.В.Иванов, Т.М.Философова, А.А.Дорфман, Е.Б.Лебедев  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, ГЕОХИ АН СССР

#### ДИНАМИКА ИЗВЕРЖЕНИЙ И ВЯЗКОСТЬ МАГМЫ ВКЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА

Особенности динамики извержения зависят от многих факторов, среди которых значение вязкости лав и глубинных расплавов является наиболее важным.

Реальные данные о вязкости природных лав весьма ограничены. Значения вязкости глубинных расплавов получаются расчетным путем, исходя из экспериментальных данных измеренной вязкости природных лав. Таким образом, значение вязкости природных лав является весьма важным параметром для последующих расчетов.

Изучая динамику вулканического извержения, необходимо учитывать не только физические параметры расплава и его общую эволюцию на глубине, но и знать среду, в которой происходит этот процесс.

В этой связи интересны исследования по определению вязкости лавовых потоков активно-действующего Ключевского вулкана, характер извержения которого хорошо изучен, начиная с 1932 года, а в последнее время геолого-геофизическими исследованиями получен материал о глубинном строении этого вулканического центра.

Экспериментальные измерения вязкости лавовых потоков при давлении 1000 и 3000 атм и температуре  $1400^{\circ}\text{C}$  в сухих условиях показали зависимость вязкости от высоты излияния потоков.

Выявлено, что коэффициент вязкости ( $\eta$ ), варьирующий в ин-

тервале 80-140 пуаз, обнаруживает закономерное изменение в зависимости от высоты лавового излияния (извержения) и в значительной степени определяется химическим составом лавы. Установлена зависимость  $\eta$  от содержания  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $CaO$ . Исходя из геолого-геофизической модели глубинного строения Ключевского вулкана, расчетным путем определено значение вязкости в очаге и магматической колонне. Исследован характер извержения побочных конусов Ключевского вулкана и значения коэффициента вязкости.

Л.Б. Нагапетян

Институт геологических наук АН Арм.ССР

К ГЕНЕЗИСУ ЛИПАРИТОВЫХ МАГМ НОВЕЙШИХ  
КУПОЛОВИДНЫХ ВУЛКАНОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Среднециклонный-четвертичный вулканизм территории Армении начинается излиянием базальтовых расплавов, однако на тех участках, где сформировались липаритовые вулканы, основные по составу лавы изливались только в четвертичное время в виде продуктов ареально-го вулканизма.

Фундаментом для липаритовых вулканов служили вулканические сооружения раннего-среднециклонного возраста. Вулканизм этих сооружений часто завершался излиянием расплавов трахиандезито-дацитового и трахиандезитового составов. Эти породы часто очень хорошо выкристаллизованы и имеют порфировую структуру. Количество вкрапленников составляет до 50% от общей массы.

В области развития новейшего вулканизма Армении эти породы присутствуют в отдельных изолированных районах. И только в этих районах формировались липаритовые куполовидные вулканы.

Породы куполовидных вулканов очень бедны порфировыми вкрапленниками.

Нормативные минеральные и химические составы липаритовых пород показывают, что расплавы их имели почти эвтектические составы и являются остаточными расплавами. Индекс дифференциации варьирует от 84 до 90.

Температурный интервал кристаллизации липаритовых расплавов составляет 25-50°.

Температура липаритовых расплавов в очаге была намного выше температуры ликвидуса этих пород. Об этом свидетельствует тот факт, что нес зря на то, что при подъеме на поверхность липаритовые расплавы частично охлаждались, они изливались часто в пере-

гретом виде и на поверхности формировали обидианы. В районах распространения куполовицных липаритовых вулканов наблюдается четкий разрыв в ряду составов между липаритами и основными лавами.

Физико-химические свойства липаритовых расплавов и геологические факторы дают основание предполагать, что в конце предыдущего вулканического цикла создавались в магматических камерах в нижних слоях Земной коры остаточные кислые липаритовые расплавы за счет дифференциации дацитовых расплавов.

Только в верхнем плиоцене (в акчагыле) в связи с активизацией новейших вулканических процессов на территории Армении возникают благоприятные условия для повышения температуры в Земной коре, что привело также к повышению температуры остаточных липаритовых расплавов и их перемещению на поверхность в перегретом виде.

Очень возможно, что по предложенной модели образовались не только рассмотренные новейшие липариты, но и липариты более древнего возраста.

В.С. Попов

И М Г Р Э

#### СМЕШЕНИЕ МАГМ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИТОВ КАВКАЗА

Четвертичные андезиты-базальты, андезиты и дациты Кавказа несут отчетливые признаки гибридности, связанного со смешением базальтовых и риолитовых-дацитовых расплавов. Эти признаки выражаются в появлении гетеротягситовых лав - закаленных псевдоземмельских, характерных для начальной стадии смешения, а также в широком развитии диакристов и диалитов - вкрапленников и кристаллических включений, первоначально возникших в расплаве одного состава, а затем в результате смешения магм оказавшихся в гибридном расплаве иного состава. Так, в гибридных дацитах Эльбруса, андезитах Верхнечегемского нагорья и Казбека вкрапленники кварца, плагиохлаза, амфибола и биотита кристаллизовались из расплава, который имел более кремнекислый состав по сравнению с валовым составом гибридной породы. В андезитах Казбека вкрапленники кварца, выросшие из кремнекислого расплава, встречаются вместе с вкрапленниками магnezияльного оливина, которые кристаллизовались из базальтового расплава. Ассоциация вкрапленников кварца и оливина пользуется региональным распространением в четвертичных андезито-базальтах и андезитах Армении. В диоксид-нормативных андезито-дацитах Эрманц-Ахубатского плато (Кельское нагорье) содержится вкрапленники оливина, клино-

пироксена, пиральситового граната, разложенного ставролита, корунда, кварца, гиперстена и основного плагиоклаза. Олигин и, возможно, часть клинопироксена и плагиоклаза кристаллизовались из базальтового расплава. Гранат и ставролит являются реликтами метаморфического субстрата, за счет плавления которого возник кремнекислый расплав; из этого расплава позднее кристаллизовался корунд. Кварц выделялся как ликвидусная фаза рiolитового расплава, возникшего в результате плавления гранитов (?). Ортопироксен, и по крайней мере, часть плагиоклаза и клинопироксена, кристаллизовались из гибридного расплава, который образовался при смешении базальтовой и кремнекислой магм.

Для изученных гибридных пород установлена хорошая сходимость баланса вещества. Количественные соотношения между крайними членами магматических смесей варьируют в широких пределах:

Гибридные породы	Состав магматической смеси, вес. %			
	Базальт	Дацит	Риодацит	Риолит
Дацит, Эльбрус	10		90	
Андезит, Верхний Чегем	50		50	
Андезит, Казбек	57	43 <sup>x</sup>		
Андезит, Арзни	70			30

<sup>x</sup> Гибридные расплавы, возникшие в результате более раннего смешения.

Смешение магм происходило многократно на разных гипсометрических уровнях, начиная от области зарождения анатектических кремнекислых расплавов и кончая приповерхностной зоной. Гомогенизация гибридных расплавов осуществлялась в процессе механической дезинтеграции смешивавшихся магм, конвективного перемешивания псевдоземлюльсий и диффузионного массообмена на расстояниях, измеряемых миллиметрами-сантиметрами.

Смешение магм представляет собой важный петрогенетический процесс, который играет особенно существенную роль при формировании известково-щелочных магматических серий с широким развитием пород андезитового-дацитового составов.

Н.Ш.Багдасаров, В.А.Путян.  
ИВХИ АН СССР

## МЕХАНИЗМ ИЗЛИЯНИЯ И ВНЕДРЕНИЯ РАССЛОЕННЫХ МАГМ

Рассматривается один из возможных механизмов излияния и внедрения расслоенных магм из магматической камеры. Предложен и описывается механизм выталкивания расслоенного магматического расплава и движение несмешивающихся жидкостей в магматическом канале к поверхности Земли. Получено выражение для распределения скоростей по сечению магматического канала при движении в нём двух несмешивающихся жидкостей разной вязкости и плотности. Сделан расчет движения двух расслоенных жидкостей на примере оливинового толеита и щелочного базальта. В результате сделана оценка времени смены состава изливающейся магмы на поверхности Земли. В результате проведенных расчетов делаются следующие выводы:

1. Сила, выталкивающая магму к поверхности Земли, не равна разности между геостатическим давлением пород и гидростатическим давлением в магме, а значительно меньше и составляет примерно 0,1 на глубине 10 км от этой величины.

2. Вовлечение двух магм из магматического очага в движение по магматическому каналу осуществляется в области представляющей собой конус, угол раствора которого зависит от числа Рейнольдса жидкости, движущейся по каналу. При выбранных значениях вязкости и плотности оливинового толеита и щелочного базальта, их совместное, несмешивающееся движение по магматическому каналу к поверхности Земли может осуществляться, если размеры радиуса канала будут находиться в пределах 1,5-4,0 м.

3. Оценка времени смены состава изливающейся оливинового толеита и щелочного базальта зависит от начального объема жидкости и радиуса магматического канала. Для  $V_1 = 1 \text{ км}^3$ ,  $H_1 = 100 \text{ м}$ ,  $R_1 = 4 \text{ м}$  время появления второй жидкости после начала излияния 3,4 мес., время совместного внедрения оливинового толеита и щелочного базальта 1,2 года.

Б.П. Романчев  
ГЕОХИ АН СССР

## ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР МАГМ В ВУЛКАНИЧЕСКОМ ПРОЦЕССЕ

В результате экспериментальных и термобарометрических исследований установлены физико-химические параметры вулканизма рафто-лой системы Восточной Африки, Средне-Атлантического хребта, островов центрального и южной части, а также отдельных вулканов

и субвулканов Камчатки и Комьского полуострова. На основании анализа полученных результатов с привлечением литературных данных по вулканам Атлантического, Тихого и Индийского океанов выявлена общая закономерность изменения температур магм от их зарождения до полного затвердевания в период вулканической деятельности.

Согласно сборке Макдональда по вулканам мира на 1966 г. температуры извергавшихся лав колеблются от 1200 до 690°C с отклонениями до 1350°C, вызванными горением газов и окислением Fe<sup>2+</sup>.

Кристаллизация магм вулканов рифтовой системы Восточной Африки осуществлялась в промежуточных очагах на глубинах порядка 20 километров в интервале температур 1260 - 550°C.

Дифференцированные серии пород островов Гран Канария, Святая Елена, Тристан да Кунья формировались в результате фракционирования минеральных фаз в магматических камерах на глубинах 20-10 километров при понижении температур от 1330 до 920°C и давлении CO<sub>2</sub> от 5 кбар до 1 атмосферы с последующим излиянием на поверхность.

Термометрические исследования толеитовых базальтов Средне-Атлантического хребта показали, что кристаллизация содержащихся в них выкристалликов оливина, пироксена и плагиоклаза происходила в узком температурном интервале - 1280 - 1200°C.

Температуры излившихся в 1976 году субщелочных лав вулкана Толбачик не превышали 1050°C. Эти лавы содержали выкристаллики, кристаллизация которых осуществлялась в различных P - T условиях: оливина от 1260 до 1210°C и 1190 - 1170°C, пироксена от 1240 до 1200°C и 1180 - 1140°C, плагиоклаза от 1160 до 1130°C.

Интрузивные аналоги щелочных пород рифтовой системы В.Африки и островов Атлантического океана - щелочные оливин-пироксеновые породы, турьяиты, нефелиновые сyenиты кристаллизовались при идентичных температурах от 1300 до 640°C в аналогичных "сухих" условиях.

Общим явлением для всех вулканических пород является взаимосвязь составов магм и их ликвидусных и солидусных температур, что свидетельствует об отсутствии среди рассмотренных природных явлений "перегретых" магм. В очагах вулканов Толбачик, океанических островов и рифтовой системы В.Африки, по нашим данным, присутствовали ксенокристы, которые не были ассимилированы магмами, имеющими температуры 1330 - 1260°C в условиях закрытой системы. Из этого следует, что от зарождения до пребывания в промежуточных камерах температуры первичных магм не превышали ликвидусных значений. Изменение составов расплавов происходило параллельно охлаждению

природных магматических систем и только в условиях открытой системы иногда происходит разогрев извергающихся лав. В случае излияния лав щелочного состава, характеризующихся высоким содержанием  $Fe^{3+}$ , такой процесс не происходит, и лавы имеют постоянную температуру, как, например, лавовое озеро вулкана Ньирагонго, или постепенно охлаждаются, не имея притока тепла.

По сравнению с вулканизмом рифтовых систем океанов формирование вулканических островов и комплексов Восточно-Африканского рифта отличается многостадийностью и более глубокой дифференцированностью исходных магм. Отличие это обуславливается, во первых, более высокими температурами зарождения и, во вторых, по-видимому, долговременной эволюцией магм в более спокойной тектонической обстановке рифтогенеза платформ.

В идеальном случае вулканическая деятельность должна происходить с постепенным понижением температур расплавов и эволюцией их в сторону всё более низкоплавких составов. Однако строение вулканов Восточной Африки противоречит этому тезису, для многих из них отмечается переслаивание лав различного состава, причем последние фазы не обязательно самые низкоплавкие. Не всегда такое явление можно объяснить несмесимостью расплавов, как это было нами доказано для карбонатитов вулканов Олдойнис-Ленггай, Кваракха, Ковдор, или механическим смешением магм, так как некоторые вулканические постройки сложены коматмитическими сериями пород, излившимися в последовательности, противоречащей нормальной химической эволюции магматических очагов и постепенному понижению температур.

К.Н. Рудич

Институт геологии ДВНЦ АН СССР

О СООТНОШЕНИИ МАНТИЙНОГО И КОРОВОГО МАГМАТИЗМА  
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ  
ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Мантийный и коровый магматизм теснейшим образом сопрягаются между собой, особенно в орогенных областях. Хорошим примером в этом отношении являются вулкано-плутонические ассоциации островных дуг и областей к ним роговых переходной зоны океан-континент, несомненно имеющие смешанное мантийно-коровое происхождение. Между составными частями этих ассоциаций имеется тесная пространственная и генетическая связь. Степень ее в ряде случаев разделена во времени, но укладывается в рамки единого тектоно-магмати-

ческого цикла.

Собственно вулканиты с отдельными членами вулкано-плутонических ассоциаций имеют следующие соотношения: с глубинными интрузивами иногда общий магматический очаг; более частое соприкосновение с мелкоглубинным магматизмом; повсеместно с вулканитами связаны субвулканические тела.

Следует также отметить, что вулкано-плутоническим ассоциациям, в частности мелкоглубинному магматизму, присуща повышенная рудоносность. Это свидетельствует о том, что приповерхностные условия формирования магматических комплексов наиболее благоприятны для рудообразующих процессов, причем здесь нередко сочетание мафических компонентов "магматического" профиля и калийных - "корового".

При стеномении некоторых разновидностей вулкано-плутонических ассоциаций, образуются близповерхностные магматические обломочные породы (закрытые эксплозии), внешне напоминающие наземные продукты вулканических взрывов. Они представляют интерес и как геологические образования, а также и по той причине, что брекчии закрытых камер обладают повышенным содержанием рудных компонентов. Такие брекчии (закрытых эксплозий) образуются невулканическим путем, но в условиях малых глубин, где отчетливо проявляется тектоническая напряженность.

Очаги базальтовых расплавов, по всей вероятности, являются глубинными-мантийными. Закономерное же раскисление продуктов магматизма по мере консолидации реткона и наращивание его силикатной коры, по-видимому, является следствием участия в общем процессе также "вторичные" коровые очагов.

Е.Н. Савочкина

Институт литосферы АН СССР

### О РЕКОНСТРУКЦИИ ФЛИЦНОГО РЕЖИМА ЛАВ ПО СОСТАВУ МИЦДАЛИН

С целью выработки критериев для полевого исследования флициного режима древних лав автором разработана методика определения состава флициной фазы магмы, заключающаяся в изучении парагенезисов минеральных заполнений мицдалин эффузивных пород. Эффективность методики подтверждена исследованиями "алге"ских лав Казахстана и трапизов Норильского района. Особый интерес представляет рассмотрение состава минеральных ассоциаций мицдалин в неизменяемых четвертичных лавах вулкана Большая Кетепана Западной Камчатки.

1. Вулкан Большая Кетенана — крупный стратовулкан рижнечет-вертчного возраста в предгорьях Срединного хребта Камчатки. Стратифицированные образования вулкана разделяются на три толщи: нижняя — преимущественно базальтовая, средняя — андезито-базальтовая, верхняя — андезитовая. В каждой из толщ пирокластические образования тяготеют к нижней, а лава к верхней части разреза. У подножья вулкана наблюдаются платообразные участки пикритовых базальтов. Цоколь вулкана — миоцен — плиоценовые отложения ковранской серии, в верхах которой (эталонская свита) размещаются вулканогенные породы, залегающие в антидромной последовательности, со сменой андезито-базальтов пикритами.

2. В верхней части потоков, где наблюдаются ноздроватые лавы обычны различные по составу миндалиты. Они имеют зональное строение и петрографически не отличаются от миндалит древних лав. Как и в последних внешний облик их минерального заполнения меняется односторонне со сменой простых парагенезисов более сложными к кровле. В различных толщах можно выделить характерные доминирующие минералы: в нижней — цеолиты, в средней — хлорит, эпидот, в пикритах — идицинцит, боулингит. В лавах эталонской свиты обычны хлорит, а в верхних потоках — минералы группы палагонита.

3. Изучение лав вулкана показало, что минералы миндалит представляют остатки кристаллизации газовой-жидкой фазы каждой порции магмы, в первую очередь магнефильных компонентов, которые имеют тесную связь с расплавом. Таким образом это не вторичные заполнения поровых полостей. Наложенные процессы наблюдаются в них только локально, в узкой зоне близ кальдеры и экструзивных тел. Парагенезис минералов позволяет судить об изменении состава газовой-жидкой фазы лав, как в смежных потоках, так и в отдельных толщах.

4. Изучение парагенезиса минералов миндалит способствует выяснению физико-химических условий и восстановлению динамики наиболее важной стадии вулканического процесса — дезинтеграции системы расплав-флюид. Результат расщепления силикатного расплава и обособления избыточных подвижных компонентов в виде округлых капелек подтверждается строением стекла витрофировых лав эталонской свиты, содержащих мельчайшие до (0,1 мкм) округлые агрегаты хлорита. В зависимости от условий застывания и состава флюидов на различных стадиях излияния формируются соответствующие парагенезисы минералов миндалит.

5. Имея ввиду, что рудные минералы присутствуют в строгой парагенетической ассоциации с другими минералами, предложенный метод

оценки флюидного режима лав на основе изучения состава минералов в дальнейшем можно использовать для выработки критериев потенциальной рудоносности вулканических комплексов.

И.Б. Сямбирев, И.Т. Сямбирева  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### ГЕОДИНАМИКА ПРОЦЕССА РАЗРУШЕНИЯ ТЕКТОНОСФЕРЫ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА ОКЕАН - КОНТИНЕНТ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

В рассматриваемом локальном звене Курило-Камчатской островной дуги структура тектоносферы достаточно сложна по причине происходящего здесь значительного механического взаимодействия разнородных масс пород литосферы. Структура тектоносферы в окрестностях зоны контакта океанической и континентальной плит имеет мозаично-блоковое строение. В этой связи анализировались и использованы космические, батиметрические, геофизические и сейсмологические данные, блок-диаграмма континентального склона Камчатки и геологическая информация. Анализ перечисленных материалов позволил прийти к заключению о том, что морфоструктура дна океана качественно отражает мозаично-блоковую структуру земной коры региона.

Рассмотрены особенности глубинной сейсмотектоники переходной зоны океан-континент в свете их корреляции с поверхностными морфоструктурами юга Камчатки. На основании изучения современных процессов сейсмотектонического разрушения в очагах землетрясений исследовано напряженное состояние и деформирование земной коры и верхней мантии. Результаты реконструкции главных осей тензора напряжений  $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$  определили вид напряженного состояния и подтвердили блоковый характер строения глубоких горизонтов земной коры и мантии.

Обнаружена различная степень устойчивости региональной и локальной системы напряжений в выделенных блоках, размеры которых контролируются порядком зон неустойчивости в поле сейсмодислокаций, что в свою очередь позволило обозначить в рассматриваемом районе три самостоятельные зоны, различающиеся характером обрушения воздымающихся структур: Южную, отвечающую континентальному склону Южной Камчатки (к югу от м. Сенчиба), Центральную, занимающую полосу от бухты Жирной до северной оконечности м. Крестовый, и Северную, простирающуюся до м. Шатунского.

Рассмотрены вопросы структурной зональности, ориентированной вокруг простирания дуги, преемственность и характер контакта океан-

иического и континентального блоков в пределах рассматриваемого района.

Основные характеристики единой региональной системы напряжений Камчатского региона (преобладающего близгоризонтального сжатия северо-западного направления  $A_3b_3 = 310^\circ$ , угол с вертикалью  $89^\circ$ ) получены при анализе совокупности механизмов очагов сильных землетрясений ( $M \geq 7,0$ ). Исследование кинематических параметров механизма очагов средних энергий ( $3,5 \leq M \leq 7,0$ ) показало мозаичность, неоднородность поля напряжений следующего рангового уровня - локального поля напряжений. На каждом ранговом уровне выделены однородно-напряженные объемы деформируемой среды и показана их взаимосвязь с поверхностными морфоструктурами континентального склона у берегов Камчатки.

Анализ разнообразного фактического материала позволил считать соответствие границ глубинных блоков и поверхностных морфоструктур вполне удовлетворительным. Лештурирование разрывных нарушений выявило достаточно характерную по зыку современных разломов, разделяющих такие блоки земной коры.

Получено принципиальное соответствие геолого-сейсмологической интерпретации зоны перехода океан-континент у Южной Камчатки с результатами ЛЗ и НСП (Тулина, Ярошевская, 1976; Саливерстов, 1980), данными магнитометрических, гравиметрических и тепловых съемок (Красный, Кочергин, 1977; Артемьев, 1975).

А.А. Важевская

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### К ВОПРОСУ О ГЛУБИНЕ ГЕНЕРАЦИИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ БАЗАЛЬТОВ КАМЧАТКИ

Для Камчатки в верхнечетвертичное и современное время характерно развитие базальтового этапа вулканизма, существенное место в котором занимает ареальный вулканизм. Он развит на структурах различного генезиса и проявлен в различных структурных зонах Камчатки.

Под районами ареального вулканизма отсутствуют близповерхностные периферические магматические очаги, о чем свидетельствует недифференцированность и слабая степень раскристаллизации базальтов по сравнению с одновозрастными базальтами центральных вулканов (наличие субафировых разностей). Генетически ареальный вулканизм сходен с трапповым вулканизмом платформ и отличается лишь меньши-

ми масштабах проявления.

При сравнении составов ареальных базальтов по всей Камчатке обнаруживается их большое петрографическое и петрохимическое сходство, а для определенных разностей полная идентичность даже по содержанию в них щелочей. Это позволяет предполагать для них одинаковые P-T условия плавления, т.е. одинаковую глубину, что возможно лишь в случае несовпадения зоны магмообразования с сейсмофокальной зоной. Поскольку их пересечение маловероятно, логичнее заключить, что область генерации базальтовой магмы под Камчатской находится выше сейсмофокальной зоны на уровне не более 100 км (глубина сейсмофокальной зоны под Восточным вулканическим поясом).

Среди продуктов ареального вулканизма выделяется два типа базальтов: высокоглиноземистый базальт и толеит. Петрографическими отличиями обоих типов являются повышенное содержание окрашенных цветных минералов в толеитах (15-25%) по сравнению с высокоглиноземистыми базальтами (2-10%) и различный порядок кристаллизации минералов. Для толеитов характерны повышенные содержания  $MgO$  и суммарного железа и меньшие количества  $Al_2O_3$ . Сопоставление петрографических и петрохимических особенностей обоих типов базальтов с результатами экспериментальных исследований основных пород в условиях температур и давлений, свойственных верхней мантии, позволило сделать заключение о большей глубине генерации толеитового расплава по сравнению с глиноземистым.

Это хорошо подтверждается на примере Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 гг., для которого между преобладающими типами базальтов Северного и Южного прорывов существуют петро-геохимические различия, позволяющие рассматривать их как два самостоятельных расплава, причем толеиты (высокмагнезиальные базальты) являются более глубинными, что следует также из сейсмических данных.

Базальты высокоглиноземистого типа распространены среди продуктов ареального вулканизма по всей Камчатке. Зоны их развития имеют общекамчатскую ориентировку и связаны с разломами Северо-Восточного направления. Развитие же толеитовых ареальных базальтов приурочено к субширотной зоне от устья р. Камчатки через вулканы Шивелуч, Харчинский до верховья р. Б. Тигиль в Среднем хребте. Причем в восточной части выделенного района (к Иту от устья р. Камчатки на тихоокеанских морских террасах и в районе Харчинского вулкана) продукты ареального вулканизма представлены исключительно толеитовыми базальтами. Выделяемая субширотная зона развития

толеитов является продолжением Алеутской вулканической дуги на Камчатке. Вероятно, на участке пересечения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг создавались условия, способствовавшие откату разломов более глубокого заложения и к этой области приурочено развитие толеитов.

В.Н. Грю

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КИСЛЫХ МАГМ В НЕДРАХ  
ГЕОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ (НА ПРИМЕРЕ УЗОН-ГЕЙЗЕРНОГО РАЙОНА,  
КАМЧАТКА)

1. В истории формирования Узон-Гейзерного геотермального района выделяется три цикла кислого вулканизма, начиная от нижнего плейстоцена до голоцена. На каждом этапе состав лав изменялся от андезитов, андезито-дацитов до липаритов. Излиянию лав предшествовало извержение пирокластике.

2. В процессе кристаллизации магмы минералами захватываются микропорции магматических расплавов, которые фиксируются в виде расплавленных включений. Изучение включений методами термобарогеохимии позволяет реставрировать условия среды магмообразования. По результатам исследований выделяется три температурных интервала кристаллизации плагиоклазов:  $1385-1320^{\circ}\text{C}$ ,  $1290-1240^{\circ}\text{C}$ ,  $1220-1160^{\circ}\text{C}$ .

3. Присутствие высокотемпературных ксеногенных плагиоклазов в кислых лавах (первый интервал) согласуется с представлениями о генетической связи кислых вулкаников с более основным вулканизмом. Высокие температуры кристаллизации собственно кислых плагиоклазов свидетельствуют о низком содержании воды в исходном расплаве.

4. Для объяснения генезиса кислых лав привлекается гипотеза о плавлении базальтоидными магмами пород коры и смешение магм.

5. Предполагается, что длительность существования гидротермальной системы связана с неодиократным возобновлением кислого вулканизма в районе за счет периодического поступления более горячего основного материала в очаг кислой магмы.

В.Ф. Малеев

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ХАРАКТЕРА ПИРОКЛАСТИКИ ТИПАМИ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Каждый тип извержения порождает комплекс своеобразных пирокластических продуктов, свойственных только данному типу извержения. Наиболее изучены и широко известны следующие типы извержения: гавайский, стромболианский, вулканский, плинианский, пеллейский, катмайский, безымянный и ультравулканский. Первые шесть типов извержения дающие ивентильные вулканиты, рассматриваются ниже.

Гавайские, обычно базальтовые извержения, с взрывным индексом 10-15, характеризуются выбросом жидкого материала и дают весьма пористые шлаки в виде угловатых рваных кусков лавы; фигурные бомбы с гладкой поверхностью, приобретающие форму во время полета и падения, нитевидные стекла и хорошо отпрепарированные кристаллы. Тонкий пелловый материал бесформенный, в виде обломков базальта или стекла угловатой и округлой формы, зерен минералов и фигурный - в виде иголок, гентелей, пик, капель и др. форм.

Стромболианские извержения базальтового, андезитового и дацитового состава, с взрывным индексом 30-50 и до 100 дают раскаленный вязкий материал в виде шлака, с объемной массой 0,6-1,2 г/см<sup>3</sup>. В нем больше плотных бесформенных глыб, а фигурных бомб значительно меньше, чем при гавайских извержениях. Их поверхность шероховатая, комковатая, сморщенная, форма бомб более округлая. Пелловый материал (обломки пористой лавы, стекла, минералов) округлый и угловатый с зазубринами. По мере уменьшения крупности его увеличивается угловатость и остроугольность. Вулканские извержения обычно андезитового и дацитового состава с взрывным индексом 60-80, дают не светящийся раскаленный материал. Обломки и глыбы имеют угловатую форму с неровной или гладкой поверхностью. Фигурные бомбы часто обладают гладкой поверхностью, но трещиноватой, типа хлебной корки. При расширении трещин обнажается неровная шероховатая поверхность, не секущая кристаллы. Пелловый материал не содержит пористых обломков лавы. По мере уменьшения крупности материала обломки стекла приобретают округлые формы, а кристаллы угловатую и остроугольную.

Плинианские извержения характеризуются сильно газонасыщенной магмой от базальтового до липаритового состава с взрывным индексом 90 и более. Вследствие высокой газонасыщенности магмы обломочный материал приобретает пористость и подвергается сильному дроблению. Примесь чуждого материала достигает 25%. Часть кристал-

лов имеет первичные кристаллографические формы. Катвийские извержения обусловлены излишнем раскисленным пирокластическим потоком от базальтового до диоритового состава. Они дают главную массу грубой пирокластики, отложенной в пределах конуса и подвояка вулкана. Извержения весьма разнообразны и формируют различные сложенные пирокластических потоков разделанных на: игниобритовые с фьямме и без фьямме; игниопуметовые, пемзовые, пемловые спекшиеся и рыхлые; агломератовые пирокластические потоки, среди которых выделяются: безымянный-ливалучские, авачинские, сомма-авачи и кунаширские. Игниобритовые пирокластические потоки среднего и кислого состава образовались за счет пемзовых потоков, вследствие сваривания обломочного материала и превращения кусков пемзы и обломков пород в фьямме. Пемловые пирокластические потоки формируют бесфьямменные илигнобриты. Игниопуметовые потоки характеризуются крайне слабым свариванием обломочного материала и превращением его в лавоподобную фьяммальную породу. Пемзовые потоки состоят из обломков лавитовой или дацитовой пемзы и мелкообломочного наполнителя: обломков пород, пемзы, стекла, минералов и чуждых пород. Пемловые потоки, рыхлые и спекшиеся, сложены пемзовым материалом состоящим из материалов обломков пемзы, стекла, различных минералов, свойственных данной магме и обломков чуждых пород. Агломератовые пирокластические потоки - безымянный-ливалучские андезитовые потоки (температура около  $600^{\circ}$ ), характеризуются образованием округлых глыб и обломков путем скалывания углов в процессе движения потоков. В наполнителе большое количество минералов с первичными кристаллографическими формами; авачинские базальтовые и андезито-дацитовые потоки с температурой около  $800^{\circ}$  формируются в виде пластичных комков лавы, скатывающихся в процессе движения и приобретающих форму шаров с неровной морщинистой поверхностью и коркой закалики, называемых "бомбоидями"; сомма-авачинские андезитовые и андезитобазальтовые потоки с температурами около  $600-700^{\circ}$ , характеризуются наличием глыб угловатой и изометричной формы до 1 м и более в поперечнике, со сколотыми углами; кунаширские андезито-базальтовые потоки имеют глыбы (бомбоиды) авачинского типа и угловатые, со сколотыми углами сомма-авачинского типа.

В.А. Гудыков, Е.Ф. Малеев

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ВУЛКАНОВ В ПРЕДЕЛАХ ВУЛКАНА АВАЧА

Вулкан Авача входит в авачинскую группу вулканов, расположен-

дут в 20 км севернее г. Петропавловска-Камчатского, и контролируется субширотным разломом. Авачинская группа состоит из пяти вулканов в разной степени сохранности и активности. Вулканы Козельский, Аак и Арик, потухшие и значительно эродированные. Корякский вулкан, находящийся в fumarольной стадии, расчленен баранкосеми на глубину 150-200 м. Авачинский действующий двойной вулкан типа Сомма-Везувий, дававший до 1945 г. лавово-пирокластические извержения, со средним интервалом 13-15 лет, с колебаниями между интервалами от 6 до 23 лет. Молодой конус Авачи расположен эксцентрично во вершинной кальдере, образованной около 5 тыс. лет назад в результате катастрофического взрыва, который понизил Праваачу на 1000 - 1200 м и выбросил на кг около 16-20 км<sup>3</sup> обломочного материала постройки, покрыв площадь около 400 км<sup>2</sup>. Последующие пирокластические потоки перекрыли материал направленного взрыва.

На примере Авачинского вулкана показаны закономерности расположения генетических типов вулканитов.

Поверхность нека молодого конуса покрыта грубообломочным материалом. Стенки кратера сложены в верхней части шлаком извержения 1945 г., частично спекшимся в псевдоагглютинат. Его подстилает андезит-базальтовый поток и шлаки 1938 г. Ниже следуют шлаки и лавы 1926 г. и отложения более древних извержений. Конус сложен грубым пирокластическим материалом различной пористости и лавовыми потоками, слабо обнаженными. В пределах атрио залегает серия ледников, которые, спускаясь и отступая, формируют ледниковые отложения.

Сомма Авач имеет сложное строение. Прикратерная область соммы находится под молодым конусом, а отложения промежуточной и удаленной зон вскрыты глубокими оврагами. Промежуточная зона соммы Авачи весьма сложная. Ближе к центру вулкана располагаются купола и лавовые потоки андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава. Лавовые потоки переслаиваются с грубой пирокластикой, которая по мере удаления от центра извержения преобладает, а лавы выклиниваются. Пирокластична промежуточной зоны преимущественно андезитовая, она представлена агломеративными пирокластами лавинного типа типа соммы-авачи, для которых характерно наличие крупных глыб со скелетиком углей, горизонтов тефры, коллоидально-пролюгеральных отложений, затем появляются тефроиды. По мере удаления от центра извержения крупность пирокластического материала и мощность горизонтов снижается, первичные углы наклона выглаживаются.

В пределах удаленной зоны развиты сложные отложения периода

формирования Праавачи, представленные грубыми тефроидами, вулканотерригенными и ледниковыми отложениями. К югу от вулкана они перекрываются отложениями направленного взрыва, состоящими из дробленного материала вулканической постройки, в том числе блоков слоистых, слабосцементированных пород, перенесенных более чем на 10 км. Следующими по возрасту следуют пирокластические потоки типа соммы-авачи с блоками до 2 м. (Малеев, 1975).

В период формирования молодого конуса базальтовая шлаковая тефра и дацитовая пемза разносилась на 10-15 км и формировали почвенно-пирокластический чехол. Наряду с выбросом пирокластике для этого периода характерно отложение агломератовых пирокластических потоков Авачинского типа, состоящих из фрагментов пластичной лавы диаметром до 1 м, скатывающихся по склону и приобретающих шаровую форму (названные бомбоидами), и мелкой пирокластике.

При извержениях в зимнее время такие пирокластические потоки и сопровождающая их тефра плавили многометровый слой снега на конусе, ледники атрио и формировали грязевые потоки, которые с большой скоростью спускались по склонам вулкана и устремлялись в реку Сухую Елизову (1926 г.) или в р. Сухую Халактырку (1936 г.) до 20 км, уничтожая кустарник и отлагая горизонты туффитов до 10 км мощности и более.

Наряду с вулканической деятельностью происходит снос вулканического материала: тефры, материала грязевых потоков и ледниковых отложений, которые в течение 1-3 лет скатываются и отлагаются в виде тефроидного аллювия и пролювия, формируя вокруг вулкана шлейф шириной порядка 10 км и мощностью около 100 м.

Г.П. Авдейко

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### МАСШТАБЫ СОВРЕМЕННОГО ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА

Современная подводная вулканическая деятельность приурочена: 1 - к рифтовым зонам срединно-океанических хребтов (СОХ) и осложняющим их трансформным разломам, 2 - к внутриплитовым "горячим точкам" (ГТ) и поясам ГЛ ("горячим линиями"), 3 - к системам островных дуг (ОД) и 4 - к крайним морям (ОМ). Возможны проявления вулканизма на океанических склонах глубоководных желобов и краевых валах между желобами и ложем океана.

Для рифтовых зон СОХ характерны глубоководные трещинные излияния низкокальциевых океанических толейитов с небольшими вариаци-

для минералогического и химического составов. Они дают потоки полусечных и волнистых лав. Вулканические конуса, как правило, не образуются, за исключением участков пересечения рифтовых долин трансформными разломами. В результате этих извержений на дно океана изливается более  $1 \times 10^{10}$  т лав в год.

Вулканы типа IT проходят в своем развитии подводную и островную стадии. В подводную стадию развития изливается толейиты, отличающиеся от океанических толейитов высоким содержанием  $TiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и некоторыми другими петрохимическими и геохимическими характеристиками. Они формируют щитовые вулканы, поднимающиеся с глубины 4-6 км. В островную стадию, наряду с толейитами, изливается порода щелочной серии, а на завершающих этапах - нефелиновой серии. Порода щелочной и нефелиновой серий составляет обычно не более 1-2% от общего объема лав. Для поясов IT наоборот характерны щелочные базальты, а толейиты редки. Вулканы IT поставляют на поверхность около  $1 \times 10^9$  т вулканического материала в год, причем более 90% в виде лав.

Современные подводные вулканы ОД по составу продуктов извержения близки к наземным вулканам. Для них характерны породы известково-щелочной серии от базальтов до дацитов. Для подводных вулканов, вершины которых расположены глубже первых сотен метров, обычны лагровые излияния. Эксплозивные же извержения резко преобладают у мелководных вулканов, вершины которых периодически появляются над уровнем моря. По приближенным оценкам "производительность" подводных вулканов ОД составляет  $1-1,5 \times 10^9$  т/год.

Наземные вулканы, по расчетам Е.К.Мархина, поставляют примерно  $3 \times 10^9$  т вулканического материала в год.

Для глубоководных впадин ОМ, расположенных в тылу ОД характерны трещинные излияния базальтов, отличных по составу от других типов подводных базальтов. Общее количество вулканического материала этого типа, по приближенным оценкам не превышает  $0,5-1 \times 10^9$  т лав в год.

Общая "производительность" всех современных подводных вулканов составляет не менее  $1,3 \times 10^{10}$  т вулканического материала в год, что примерно в 4 раза выше "производительности" наземных вулканов островных дуг и внутренних частей континентов. Большая часть извергается в виде лав и только островные дуги поставляют значительный объем прокладического материала.

А.П. Горшков, Г.П. Авдейко, Н.И. Селиверстов, А.Е.Сузямов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР  
Институт океанологии АН СССР

### ВУЛКАНИЗМ И ТЕКТОНИКА НОВО-ГВИНЕЙСКОГО МОРЯ

Вулканизм окраинных морей изучен слабо. В последнее время начали появляться данные о проявлении подводной вулканической деятельности в глубоководных впадинах окраинных морей, расположенных в тыловых частях островных дуг. Однако, условия и масштабы проявления вулканизма в окраинных морях остаются не выясненными.

В Ново-Гвинейском море в 4-м рейсе нис "Вулканолог" обнаружена обширная зона трещинных подводных излияний базальтов площадью не менее 10000 км<sup>2</sup>. Зона распространения базальтов уверенно картируется с помощью гидромагнитной съемки и сейсмопрофилирования. Лавы залегают субгоризонтально на глубинах 1000-2000 м и не перекрыты осадками, отдельные вулканические конусы отсутствуют. Базальты имеют высокую остаточную намагнитченность (до 0,1 стс) и создают магнитные аномалии интенсивностью до 2000 гамм.

При дражировании подняты плитки базальтов, представляющие собой части самостоятельных лавовых потоков мощностью 8-12 см с четко выраженной подошвой и кровлей. Кровля состоит из однородного изотропного стекла с единичными фенокристаллами плагиоклаза и клинопироксена. Следы кристаллизации основной массы становятся отчетливыми в 0,5 см от кровли, а максимальная раскристаллизация отмечена в приподошвенной части. По химическому составу эти базальты отличаются от океанических толеитовых базальтов повышенным содержанием  $K_2O$ ,  $TiO_2$ . Имеются, также, существенные отличия от базальтов островных дуг и от базальтов других впадин окраинных морей.

Подводные излияния связаны с системой разломов субширотного простирания, образовавшихся в обстановке горизонтального растяжения земной коры. Базальтовые покровы перекрывают структуру по морфологии аналогичную рифтовой долине. Строение осадочного чехла свидетельствует об относительном погружении осевой части этой структуры, а образование лавовых потоков, по-видимому, связано с развитием самой структуры.

С базальтовыми покровами связана зона интенсивных магнитных аномалий. По характеру поля они подобны полосовым аномалиям, создаваемым разновозрастными лавами прямой и обратной намагнитченности. В окраинных морях такие аномалии обнаружены в Марианском тропе и в море Скотия. Однако, в данном случае, аномалии, скорее

всего обусловлены молодыми и современными лавовыми покровами, заполняющими подводные долины и грабени. Аномалии разных знаков можно объяснить тем, что нормальное наклонение для этих широт близко к нулю и любое намагниченное тело должно создавать поле двух знаков, примерно равной интенсивности.

Южная часть Ново-Гвинейского моря представляет собой своеобразную вулканско-тектоническую зону. С севера она ограничена областью срединных подводных излияний, с юга — Ново-Британской островной дугой, в которой известны 14 действующих вулканов. Для зоны в целом характерны система разломов меридионального простирания и аномально высокий тепловой поток — 3–6 ед. т.п. В западной части этой зоны вулканизм проявился неоднократно в отдельных локализованных центрах. Об этом свидетельствуют фациальные замещения осадочных толщ вулканическими. Здесь известны и молодые вулканические острова. В восточной половине этой зоны отсутствуют какие-либо признаки молодого и современного вулканизма. Границей между восточной и западной частями является линейная структура меридионального простирания, которая состоит из цепочки вулканов на юге (полуостров Виломе) и имеет продолжение в котловине Ново-Гвинейского моря.

В целом практически вся акватория Ново-Гвинейского моря является обширным полигоном для изучения подводного вулканизма, связи вулканизма и тектоники, геотермических исследований.

Г.П.Авдейко, А.П.Горшков, Е.А.Сапожников,  
В.А.Ралидов

Институт вулканологии ДИЦ АН СССР

ПОДВОДНАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ГРУППА СОФУ  
(ИЦЗУ-БОНИНСКАЯ ДУГА)

Вулканическая группа Софу расположена в северной части островной гряды Нампо и представляет собой подводный вулканический хребет, состоящий из цепочки вулканических конусов, вытянутых в широтном направлении перпендикулярно простиранию дуги. Хребет поднимается с глубин 2200–2300 м. Наиболее крупным в этом хребте является вулкан Софу, расположенный на восточном окончании хребта на его пересечении с вулканической дугой. Его вершина прежде возвышалась над уровнем моря, в настоящее время от нее сохранился отпрепарированный иглоподобный нект, на 100 м поднимающийся выше уровня моря.

Вулканические породы, слагающие цепочку конусов, подразделяются на три группы: 1 - полущечные и монолитные базальты, слагающие подножия конусов и лавовые купола вблизи подножий, 2 - монолитные андезит-базальты, слагающие средние части вулканических построек и 3 - андезит-дацитовые и дацитовые пемзы, покрывающие привершенную часть и склоны наиболее крупного конуса к западу от озера Софу. Этот типичный островодужный комплекс пород по петрохимическим характеристикам относится к известково-щелочной серии с несколько повышенной глиноземистостью. Вместе с тем полущечные базальты одного из куполов, поднятые с глубины 2200 м на западном склоне хребта, по содержанию  $K_2O$  и другим петрохимическим характеристикам близки к океаническим толефтам.

По данным гидромагнитной съемки в пределах подводного хребта выделяются разновозрастные объекты и участки неоднородного строения фундамента хребта. Оценки эффективной намагниченности позволили получить представление о составе пород вулканических конусов, которые полностью перекрыты молодыми пемзами.

Подножия хребта на удалении 8-10 км от его оси перекрыты океаническими осадками незначительной мощности (первые сотни метров). В верхней части этой осадочной толщи встречены плаги основного состава. В нижней части фундамента обнаружены небольшие куполообразные тела, трактуемые как побочные конусы. Все они являются разновозрастными образованиями - в одних случаях перекрыты донными осадками, в других - поднятые породы имеют свежий облик без следов обростания донными микроорганизмами и без налетов железомарганцевых образований. Возможно, с деятельностью этих конусов связаны плаги основного состава.

В развитии вулкана выделяется два этапа: глубоководный и мелководный. Для глубоководного характерны излияния монолитных и полущечных лав базальтового и андезит-базальтового состава. Для мелководного этапа преобладающими являлись эксплозивно-эффузивные извержения кислых пемз. По комплексным геолого-геофизическим данным выделяется центр недавней активности, хотя извержения в исторические времена в пределах хребта неизвестны.

III. СЕЙСМИЧНОСТЬ, СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ,  
ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ГЕОДИНАМИКА  
ОБЛАСТЕЙ ПОДВИЖНОГО ВУЛКАНИЗМА

В.А. Широков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОДГОТОВКИ СИЛЬНЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ  
ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ ПО ДАННЫМ  
ВЕРХНЕМАНТИЙНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Анализ связи по данным наблюдений с 1961 года между сильными извержениями и землетрясениями с промежуточной глубиной очага 70-300 км приводит к выводу о главенствующей роли мантийных процессов в начальной стадии подготовки вулканических извержений. Под сильными имеются в виду извержения, для которых на интервале не более 100 суток объем извергнутых вулканических продуктов равен или превышает  $0,05 \text{ км}^3$ . С 1961 года произошло 8 таких извержений, из них 6 - на Камчатке и 2 - на Курильских островах.

Основные результаты сводятся к следующему:

1. В среднем за месяц до начала извержений на эпицентральных расстояниях до двухсот километров от вулканов возникают неслучайные группы землетрясений, являющиеся индикатором и первым краткосрочным предвестником будущих извержений. Последовательность событий во времени является вполне определенной: мантийные землетрясения - рой коровых землетрясений - извержение.

2. В интервале 1-2 месяцев от начала извержений скорость вертикальных сейсмостектонических движений в области верхней мантии под вулканом на 1-2 порядка выше средней.

3. Наиболее сильные землетрясения, связанные с извержением, имеют сбрососдвигающий механизм, т.е. магматическая деятельность на глубине проявляется в условиях преимущественного растяжения.

4. Сейсмостектонические условия в верхней мантии, возникающие перед сильными извержениями, являются сходными для извержений разных типов.

С.А. Федотов, В.Б. Эрман, М.А. Магуськин,  
В.Е. Левин, В.Ф. Бахтияров, Н.А. Шарянов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## О ГЕОДЕЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

В 1971-1972 г.г. Институтом вулканологии ДИИЦ АН СССР была разработана многоцелевая долгосрочная программа геодезических работ на Камчатке, в том числе, по изучению современных движений земной коры в районах активного вулканизма (Федотов, Зман, 1973). С тех пор Институт выполнил многократные повторные измерения горизонтальных и вертикальных смещений на вулканах Карымский, Ключевской, Авачинский, Ксудая и в районе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 г.г. С 1974 г. ведутся непрерывные измерения наклонов, существенно дополняющие дискретные геодезические данные.

На одном из самых активных вулканов Камчатки - Карымском, где комплекс геодезических измерений ведется с 1972 г., выявленные вертикальные и горизонтальные смещения сопоставляются с характером извержения вулкана, расходом лавы, пирокластики. По низеллярным данным относительные вертикальные смещения затухают на расстоянии 3-4 км от кратера. После излияния лавы наблюдается опускание земной поверхности у подножья конуса (1 км от кратера) на 3-5 см/год. Направления горизонтальных и вертикальных смещений не сохраняет свое постоянство из года в год.

По регулярным наблюдениям вблизи Авачинского вулкана не замечены смещения, существенно превышающие погрешности измерений.

На Ключевском вулкане первые же повторные измерения выявили вертикальные смещения до 0,6 м на локальных участках и соответствующие им наклоны, что связано с побочным извержением, происшедшем на северо-восточном склоне этого вулкана в марте 1980 г.

По светодальномерным измерениям на вулкане Ксудай выявлена тенденция растяжения лавы, соединяющих противоположные борта камеры.

Геодезические исследования Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-1976 г.г. продолжались 4 года, с 1975 по 1978 г. Это был первый случай комплексного и разностороннего исследования деформаций земной коры во время извержения вулкана на Камчатке. Сама необходимость и грандиозность извержения предопределила получение большого количества существенно новых геодезических данных, связанных со всеми основными событиями извержения. По геодезической изученности это извержение занимает одно из первых мест в мировой практике.

Л.И. Тулгани  
И Ф З АН СССР

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧНОСТИ ОБЛАСТЕЙ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА

Глубинное строение областей новейшего вулканизма характеризуется существенными неоднородностями, определяемыми наличием линз аномально разогретого вещества с пониженной вязкостью. Формирование неоднородностей по гипотезе Е.В. Арташкова определяется поднятием к подошве литосферы от границы ядро-мантия легкого дифференциата вещества мантии. Упомянутые линзы, располагающиеся не только в верхней мантии, но и в коре, представляют часто магматические камеры новейших и современных вулканов. Выявление линз и конфигурация распространения их по площади может быть осуществлено детальным изучением сейсмологических данных в сопоставлении с данными других методов геофизики.

Методика определения глубины залегания линз и неоднородностей строения областей новейшего вулканизма заключается в изучении распределения по глубине и латерали выделенной суммарной сейсмической энергии. Высокие значения сейсмической энергии характерны для слоя с концентрацией больших добавочных напряжений и повышенной вязкостью, или "литосферы". Резко пониженное выделение сейсмической энергии происходит в "астеносфере" - слое с низкой вязкостью и малой концентрацией добавочных напряжений. Распределение по глубине и латерали выделенной суммарной сейсмической энергии рассматривалось для каждого элементарного объема, расположенного под ячейками координатной сетки со сторонами 20 x 20 км и глубиной до 60 км.

Поскольку предложенные ранее линейные уравнения, определяющие зависимость логарифма выделенной энергии  $\lg E$  от магнитуды  $M$ , дает отклонения значений выделенной энергии от одного до трех порядков величины при одной и той же магнитуде, автором предложено квадратное уравнение зависимости  $\lg E = f(M)$ . Процесс накопления и разрядки напряжений по квадратному уравнению является уже не бесконечным, как в случае линейных зависимостей.

Изучение особенностей сейсмичности по описанной выше методике было проведено для внутриконтинентальных орогенов Кавказского региона и окраинноконтинентального островоужного орогена Японских островов. В первом из этих регионов, непосредственно под Большим и Малым Кавказом, максимальное количество выделенной сум-

маркой сейсмической энергии приходится на первые 25-30 км от поверхности Земли, во втором — на первые 15-20 км. Непосредственно ниже этих глубин в обоих регионах наблюдается резкое падение значений выделенной сейсмической энергии, что свидетельствует о наличии слоя с пониженной вязкостью, образующего частично магматические камеры. При этом, ареалы пространственного распространения слоя с пониженной вязкостью оказываются паложеными на структуры как Кавказа, так и Японских островов, а мощность "литосферы" оказывается минимальной непосредственно под вулканами или их группами. Отмеченное обстоятельство подтверждает выводы Г.С. Дзюценидзе о мантийной природе орогенного вулканизма и Н.В. Короновского о существовании коровых магматических камер.

Одновременно, особенности сейсмичности обнаруживают различия в строении Кавказского региона и Японских островов. Они заключаются, прежде всего, в наличии под Японскими островами двух слоев с пониженной вязкостью, находящихся на глубинах 15-20 и 40-60 км, в то время как на Кавказе выделяется лишь один. Помимо этого под Японскими островами намечаются каналы с пониженной вязкостью, которые могут быть подразделены на две группы — проникших в кору и существующих лишь в подкоровом слое. Линзы и каналы, замолненные веществом с пониженной вязкостью, выявляются также по затуханию и уменьшению скоростей продольных сейсмических волн, по большой амплитуде современных движений, по повышенным значениям теплового потока и по приуроченности к некоторым линзам современных вулканов. В коре Кавказского региона каналы не прослеживаются. Отмеченные различия отражают, вероятно, специфические особенности глубинных процессов во внутриконтинентальных орогенах и в островных дугах, находящихся над современными зонами субдукции океанической литосферы.

Б.В. Баранов, Л.И. Лобковский

Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР

#### СЕЙСМИЧНОСТЬ В ТЫЛУ КУРИЛЬСКОЙ И ЯПОНСКОЙ ОСТРОВНЫХ ДУГ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПЛИТ

I. В тылу Курильской и Японской островных дуг можно выделить область мелкофокусной сейсмичности, которая приурочена к островодужным склонам, обращенным к глубоководным котловинам Охотского и Японского морей. Эта область пространственно оторвана от мелкофокусной сейсмичности фронтальной части дуги, связанной с зоной

Заварицкого-Беньофа. Очаги землетрясений здесь образуют фокальный овал, круто наклоненный под островную дугу на глубину 40-50 км.

2. Сейсмичность зоны в тылу дуг коррелируется во времени и пространстве с сейсмичностью фронтальных частей, причем максимумы активности в тылу отмечаются примерно через год после усиления сейсмичности, связанной с зоной Заварицкого-Беньофа.

3. Определение механизмов очагов землетрясений этой зоны свидетельствует о преобладании сжатия, ориентированного вкост простирания дуг и котловин. Полученные плоскости разломов круто наклонены под островную дугу, а механизмы очагов отвечают взбросам островной дуги над котловиной окраинного моря. Сжатие приводит к деформации осадочного чехла, прилегающего к подножию островных дуг.

4. Для объяснения временной и пространственной корреляции между сейсмичностью в тыловой и фронтальной частях дуг предлагается механическая модель, учитывающая совместные деформации и движение упругой литосферы и вязкой астеносферы. Распространение возмущений тектонических напряжений и деформаций, вызванных сильными землетрясениями во фронтальной области дуги, описывается уравнением параболического типа, аналогичным уравнению теплопроводности. Скорость распространения фронта тектонических напряжений, возникающих в результате сейсмических подвижек, происходящих под островной дугой в процессе взаимодействия смежных плит, порядка 100 км/год. Полученная теоретическим путем скорость распространения тектонических возмущений соответствует наблюдаемому запаздыванию всплеск сейсмичности в тылу дуги по отношению к пикам сейсмической активности во фронтальной области.

5. Активные разломы в тылу Курильской и Японской островных дуг, вероятно, могут служить подводными каналами для вулканических построек, расположенных у подножия дуг. Данные о высоком тепловом потоке свидетельствуют о том, что некоторые из них могут быть действующими вулканами.

О.Г. Сорохтин, Л.Л. Зоненицкий  
Институт океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР  
МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ РИФТОВЫХ ЗОН

На основании детальнейшего изучения Красноморского рифта можно предложить следующую модель формирования рифтовых зон, в первую очередь океанических. Образование рифтовых зон связано с прерыв-

вестым (пульсирующим) механизмом наращивания литосферных плит вдоль границ плит с малой скоростью спрединга — первые см/год. При раздвижении литосферных плит в возникающий зазор между их краями из астеносферы внедряется мантийная протрузия, из которой вытекаются и поступают наверх базальты. Продвижение протрузии вверх вызывает, в силу вязкого трения, сводное воздымание краевых частей рифта. Протрузия внедряется до тех пор, пока не будет достигнут уровень изостатической компенсации центрального вулканического поднятия и пока не истощится магматический очаг, питающий рифтовый магматизм. В период прекращения подъема протрузии и сжатия в результате этого гидростатического напора, тонкие вновь созданные края литосферных плит, примыкающие к рифтовой долине, гравитационно оползают с образованием поверхностей скалывания, т.е. сбросовых уступов, падающих в сторону оси рифта. При этом слопзшие блоки вращаются в сторону центра рифта. Тем самым возникает характерная для рифтовых зон лестница наклонных тектонических ступеней. Продолжающееся раздвижение литосферных плит и накопление следующих порций расплава в астеносфере индуцируют новый импульс внедрения мантийной протрузии и весь процесс возобновляется. Данная модель образования рифтовых зон подкреплена количественными расчетами и позволяет произвести численное решение для времени пульсаций вулканизма и для размеров основных структурных элементов рифтовых зон.

3

Л.П. Зоненшайн, А.С. Монин, О.Г. Сорохтин  
Институт океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР  
СТРУКТУРА И ВУЛКАНИЗМ КРАСНОМОРСКОГО РИФТА

Как установлено детальной съемкой Красноморского рифта в районе 18° с.ш. и подводными наблюдениями с аппарата "Лайсис", рифт подстилается океанической корой, сформированной за последние 3—5 млн лет в результате спрединга со средней скоростью 1,5 см/год. Рифт имеет симметричное строение: его узкая, шириной 4—5 км, осевая зона с обеих сторон обрамляется лестницами тектонических ступеней и ограничивающих их сбросовых уступов, имеющих гравитационное происхождение. Рельеф осевой зоны обрамлен нагромождением вулканических базальтовых гор и холмов высотой до 300 м. Внутри этой зоны выделяется центральное вулканическое поднятие и краевые впадины. Осадки практически отсутствуют в центральном поднятии, а их мощность в краевых впадинах не превышает первых

десятков метров. Горы центрального пояса представляют собой вулканические постройки конусовидной или стоговидной формы. На вершинах часто наблюдаются зоры и небольшие кратеры диаметром в первые метры, во все стороны от которых по склонам гор спускаются потоки лавазучных лав. Форма лавовых потоков сильно зависит от крутизны склонов: на пологих участках развиты причудливой формы уплощенные подушки; на более крутых - лавы типа сложенных коботов, а на отвесных склонах - лавовые трубы, образующие лавопалы. Возраст многих вулканов измеряется сотнями и первыми тысячами лет, т.е. извержения происходили в историческое время. Наиболее молодые вулканы сконцентрированы в полосе шириной всего 0,5-1 км, выдержанной по простиранию рифта (в изученном районе - до 50 км). По мере удаления от оси рифта возраст базальтов постепенно увеличивается. Осевая зона разбита многочисленными зияющими трещинами - гьярами, являющимися прямым указанием обстановки растяжения, в которой идут излияния базальтов. Базальты относятся к океаническим толеитам. Все это указывает на образование рифта в результате процесса спрединга и раздвижения литосферных плит. По структуре и вулканизму Красногорский рифт принципиально не отличается от рифтовых долин срединно-океанических хребтов.

И.Г. Симбирева, Н.П. Козирева  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА СОВРЕМЕННОГО ФОРМИРОВАНИЯ  
ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ  
ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Периодически возникающие на Камчатке роевые последовательности землетрясений позволяют реконструировать геодинамическую обстановку в зонах современных вулканических поясов и конкретных вулcano-тектонических структур (Дуковской, Карынской, Шведучской и др.). На Восточной Камчатке рой землетрясений приурочен также к местам пересечения разломов, ограничивающих грабен-синклинали, в пределах которых локализованы современная геотермальная деятельность и вулканизм. Роевые последовательности Среднего хребта возникают в грабен-синклинальной структуре в районе Эссо, р. Шапша, на юге приурочены к сложнопостроенным зонам Ганальского и Камбального хребтов.

Характер выделения энергии роевых землетрясений в процессе разрядки напряжений свидетельствует о различии в скоростях совре-

механизм тектонических движений и режима процессов деформации пород в Среднем и Восточном хребтах Камчатки и приуроченных к ним вулканогенно-тектонических структур. Кроме того, спонтанный сброс напряжений при резких землетрясениях подтверждает вывод о резко гетерогенной среде, о высокой степени неоднородности структур в зонах возматывания разрывов, полутектоничекий по геологическим данным.

Пространственно-временные особенности поля напряжений тектоносферы изученных структур на основании совокупности параметров механизмов очагов землетрясений позволяют прийти к заключению о преобладающем действии сил растяжения. Несмотря на общее преобладание действия сил растяжения, напряженное состояние в каждой из зон возникновения разрывов обладает рядом отличительных особенностей. Неоднородно поле напряжений на различных горизонтах глубин выделенных сейсмических структур.

Проведено сопоставление данных о дислокациях в очагах землетрясений с результатами изучения разрывных нарушений геологическими и геофизическими методами. Выявлена генетическая пространственно-временная связь с промежуточными глубокими землетрясениями, что свидетельствует о глубинности процессов современной деформации вулканогенно-тектонических структур Камчатки.

Н.И. Селиверстов

Институт вулканологии ДРЦ АН СССР

#### ОБ ИЗУЧЕНИИ ПОДВОДНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР МЕТОДОМ НЕПРЕРЫВНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

В течение нескольких рейсов специализированного научно-исследовательского судна "Вулканолог" был выполнен большой объем морских геолого-геофизических исследований по изучению современной подводной вулканической деятельности, в том числе методом непрерывного сейсмического профилирования (НСП).

Обобщение полученных результатов и результатов предыдущих исследований с привлечением данных глубоководного бурения, подводного фотографирования, сведений о морфологии подводных лавовых потоков и физических свойствах плавающих пород позволили обосновать ряд критериев для выявления и изучения вулканических структур морского дна методом НСП, наметить границы применимости этих критериев и разработать методический подход к комплексным исследованиям подводных вулканов.

Исследования на детальных сплено-методических полигонах по-

казали эффективность применения метода НСД в комплексе с геологическим обследованием при картировании лавовых полей и лавовых потоков, картировании и количественных оценках объемов пирокластики. В ряде случаев удастся четко установить прохождение структур морского дна, отличить вулканические структуры от структур тектонического происхождения, восстановить последовательность развития вулканизма в данном регионе, выяснить пространственные и временные соотношения отдельных этапов вулканизма с тектоническим развитием района.

Наиболее эффективно применение непрерывного сейсмического профилирования при изучении вулканизма окраинных морей и островных дуг, где возникновение и развитие вулканических структур происходит на фоне интенсивных процессов осадконакопления. Так исследования в Новогвинейском море позволили выявить колоссальные по масштабам трещинные излияния базальтов, связанные с крупными структурами растяжения земной коры, напоминающими океанические рифтовые долины.

Детальные площадные исследования подводных вулканов в системе Марианской островной дуги позволили установить образование пирокластики при подводных извержениях, оценить объемы продуктов подводной вулканической деятельности, выяснить некоторые особенности строения вулканических построек.

Г.Б. Григорян

Институт геологических наук АН Арм.ССР

МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ НАБЛЮДЕНИЙ  
ПРИ СЕЙСМИЧЕСКОМ ПРОСВЕЧЕНИИ ВУЛКАНОВ

Проведено ультразвуковое сейсмическое моделирование процессов распространения упругих продольных волн в средах, содержащих низкоскоростные высокопоглощающие неоднородности типа магматических очагов вулканов, и исследована структура волнового поля в зоне за магматическим очагом. Существование такого типа неоднородностей, имеющих размеры, соизмеримые с длиной волны приводит к образованию в волновом поле зоны аномального затухания, обусловленной дифракцией волн на неоднородности. Эта зона охватывает как зону геометрической тени от неоднородностей, так и некоторую область зоны света, примыкающую к зоне тени, и характеризуется существованием локальных экстремумов интенсивности волнового поля, обусловленных интерференцией дифрагированных волн в зоне тени, а

в зоне света — интерференцией прямой волны и волны отраженной от неоднородности. При этом характерные параметры зоны аномального затухания (ширина и глубина физической тени) зависят от геометрических размеров неоднородности, физико-механических свойств вещества заполнителя и взаимного расположения источника волн, неоднородности и профиля наблюдений. Это позволяет использовать характерные особенности зоны аномального затухания волнового поля для выявления и изучения магматических очагов вулканов.

Сейсмическая тень на непродольных профилях является основным поперечным критерием при выявлении магматических очагов вулканов. Кинематические характеристики сейсмических волн не позволяют однозначно определять геометрические параметры неоднородностей. В этом смысле более надежная информация заложена в динамических характеристиках волн. Эффективные размеры аномальной неоднородности могут быть оценены по ширине геометрической тени от препятствия, если ее оценивать по ширине физической тени на непродольных профилях. При этом возникающие погрешности не превышают 25%. Спектральные особенности сейсмических волн в зоне тени позволяют различать трещиноватые включения от включений с резкими границами раздела.

Выявленные при моделировании закономерности использованы при поиске и изучении неоднородностей в районе Новых Толбачинских вулканов на Камчатке. Характер волнового поля при изучении Северного прорыва позволил локализовать низкоскоростную неоднородность на глубине 2-3 км. В субширотном направлении горизонтальные размеры тела составляют 2,4-3,2 км, а в субмеридиональном направлении — не менее 5 км, хотя с севера и с юга тело не ограничивается. Одним из возможных вариантов геологической интерпретации выявленного аномального тела является отождествление его с периферическим магматическим очагом, связанным с конусами Северного прорыва.

В.Д. Дмитриев, Н.Т. Демидов  
Камчатское ТГУ

#### СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ И СЕЙСМИЧНОСТЬ В РАЙОНЕ ТАЛЧИНСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ

Изучение современной геодинамики земной коры в условиях высокой сейсмичности, активного вулканизма и блоковых движений Ава-чичинской группы вулканов актуально для расшифровки процессов фор-

мированки майвожойских структур.

Рассматриваемая территория принадлежит зоне поперечных дислокаций, испытывающих общие новейшие погружения, осложняющей строение сейсмофокальной зоны по ее простиранию на границе континент-океан, где сейсмичность возрастает с 6 до 12 баллов. Межблочные подвижки мелового основания, активизированные в четвертичные зрима, определяли направленность и контрастность позднеплейстоцен-голоценовых движений, величины которых установлены по деформациям террасных уровней и продольных профилей водотоков. Меловые блоки, горцково сочлениясь, выведены на дневную поверхность на высотах до 500 м или погружены на глубину до 1 км (Федотов и др., 1977) и перекрыты молодыми вулканическими образованиями, в т.ч. взрывного генезиса (Мелекесцев и др., 1970).

Современные движения оценены в результате дешифрирования АФС (по изгибам озерных ванн, течениях болотного грунта и др. признакам), а также деформациям, возникающим при землетрясениях 1971 года (просадкам грунта, трещинам на асфальте, разрывам водопроводных труб). Имеющиеся геодезические данные (повторные наблюдения 1971 года) и проведенное дешифрирование космоснимка позволяют выявить тенденции в современных вертикальных и горизонтальных движениях. В большинстве случаев они оказались унаследованными от верхнеплейстоцен-голоценовых движений и согласными с глубинными деформациями. При этом величины горизонтальных смещений предопределены не только собственно тектоническими, но также и гидрогеологическими причинами: обводненностью пород у их подошвы, уклонами поверхности дочетвертичного рельефа, текстоупными свойствами млов и суглинков в надразломных погребенных тальвегах. Это вызывает медленный крап вулканигов и осадков силового ряда на меловых разноглубинных блоках (Тараханов и др., 1978). Но характерно, что векторы смещений пунктов триангуляции всегда направлены в сторону блоков, которые по расчетам геоморфологических показателей испытывают относительные погружения.

Одновременно происходят и локальные смещения, вызванные просадками в вулканигах над зонами разуплотнения, над сформировавшимися тальвегами с активной миграцией газов даже на дне Авачьской губы (Куликин и др., 1974).

Сейсмическое микрорайонирование (Шарапов и др., 1977) показало, что контуры зон и подзон в 8-10 баллов контролируются современной блоковой структурой, а участки повышенной балльности предсрделяются локальными деформациями. Это не противоречит и

результатам макрообследования последствий землетрясения 1971 года.

С учетом намеченных соотношений между разновозрастными структурными планами и сейсмичностью, возможно дальнейшее направленное изучение современных движений на инструментальной основе, особенно в градиентных зонах разломов.

М.И. Зубин, А.И. Козырев, В.П. Кузнецова  
А.А. Таракановский

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

О ВОЗМОЖНОСТИ ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРИФЕРИЧЕСКИХ ОЧАГОВ  
БУЛКАНОВ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение структурных особенностей районов Камчатки с разным типом вулканизма (ареальный, центральный, кальдерный) приводит к выводу об идентичности вулканоконтролирующих структур. С другой стороны очевидны различия в питающих системах: дайкообразные подводящие каналы для ареального вулканизма, дайки и периферические очаги для центральных вулканов, периферические очаги для кальдер. Можно полагать, что эволюция питающей системы определяет тип вулканизма. При определенных условиях в районах ареального вулканизма могут образовываться силлообразные внедрения, преобразующиеся со временем в периферические очаги, что создает условия существования долгоживущих вулканов центрального типа, с формированием впоследствии кальдер.

Имеющиеся в литературе данные по выделению периферических магматических очагов под вулканами геофизическими методами свидетельствуют о трудностях в решении этой задачи, обусловленных отсутствием аппарата интерпретации геофизических наблюдений на сложной физической поверхности и весьма предположительными сведениями о физических свойствах изучаемого объекта.

Расчетами на моделях показаны особенности гравитационного поля от глубинного источника при измерениях на поверхности вулканической постройки. Появление "ложного" максимума, смещенного от вертикальной оси постройки, свидетельствует о наличии аномального объекта под вулканом, а величина его смещения, зависящая от угла наклона образующей конуса и глубины аномального объекта, может использоваться в качестве простого интерпретационного признака. Применение модельных расчетов демонстрируется на данных дельтовой гравиметрической съемки Авачинского вулкана.

М.И. Зубин, А.А. Таракановский  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ КАМЧАТКИ КАК ОТРАЖЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

1. Исследованиями последних лет выявлена система современных разломов Камчатки. Особого внимания заслуживают зоны широтных сколов, выделяемые по комплексу геолого-геофизических признаков на суше и в океане.

2. Крупные широтные зоны разломов являются границами вулканических районов, отличающихся модальностью вулканических центров и продуктами вулканизма. Сами зоны не являются вулканоконтролирующими, в роли таковых выступают северо-восточные и реже северо-западные, сопряженные с ними, разломы.

3. Отмеченные особенности ярко проявляются в локализации районов ареального вулканизма Камчатки и пространственном положении центров внутри районов.

4. Совместное рассмотрение выделенной системы сколов и данных сейсмологии вскрыло их уверенную корреляцию, причем с широтными зонами часто связаны наиболее глубокие землетрясения. С этими же зонами хорошо увязываются и наиболее сильные землетрясения.

5. Детально рассмотрен Толбачинский ареальный район. Выявлены особенности строения и связь с ними отдельных конусов. Показана идентичность локальной и региональной сетей разломов. Строение района в миниатюре воспроизводит основные черты разрывной тектоники Камчатки. Привлечение сейсмологических данных (распределение эпицентров роевых последовательностей землетрясений во времени и пространстве) показало связь их с выделенной системой разломов, а в совокупности с данными гравиметрии и сейсморазведки позволило предположить существование на небольших глубинах магматического внедрения, отождествляемого с периферическим очагом.

В.А. Ермаков  
И Ф З АН СССР

### ДИНАМИКА ВУЛКАНИЗМА КАМЧАТКИ

Вулканизм Камчатки в позднекайнозойское-четвертичное время развивается в структурах типа эпикорогенных рифтов. Рифты (грабени) имеют асимметричный поперечный профиль, клинообразную форму,

сложное внутреннее строение, особенно в их широких частях. Соотношение структур внутри грабенов, равно как и форма грабенов, контролируются широтными и субширотными сбросо-сдвигами, движения по которым относятся к глубинам консолидированного фундамента. Сбросо-сдвиги являются структурами более древнего заложения, нежели разломы ограничения грабенов и, по-видимому, представляют собой возобновленные разломы консолидированного палеозойского фундамента. На размещение вулканов в пределах грабенов оказывают влияние меридиональные разломы, сопряженные с указанными широтными нарушениями, однако они сильно замаскированы наложенной новейшей тектоникой существенно диагонального простирания. Широтные сбросо-сдвиги в позднем кайнозое формируются преимущественно в условиях сжатия, а меридиональные разломы - в условиях растяжения. Широтные сбросо-сдвиги по механизму их формирования могут рассматриваться как континентальные аналоги трансформных разломов. Движения по этим сбросо-сдвигам, преимущественно односторонние, направлены в сторону океанического желоба.

Намечается следующий порядок уменьшения размерности структур в рифтах: большой грабен (рифтовая зона) → центральное поднятие, впадина (или купол) → кальдерн, горсты или грабены вулканических полей или: глубинный разлом (раздвиг) → трансформный разлом → разломы вулканоструктур. Эти рванги отражают примат тектоники в причинно-следственных связях между тектоникой и вулканизмом.

Центральные поднятия в рифтах формируются, как правило, наследуя поднятия предшествующей альпийской геосинклинали. К поднятиям в Центральной Камчатской депрессии и на юге Камчатки приурочен молодой базальтовый вулканизм (базальт-андезито-базальтовой формации - I), т.е. в этих структурах реализуются напряжения глубинного растяжения или раздвига. Впадины также развиваются наследованно, однако время их образования ограничено исключительно кайнозоем. Параметры впадин от 15x30 км до 30-40x70 км. Крупнейшими впадинами являются Халиченская и Купановская. Перецовые впадины контролируют проявления магматических пород дифференцированного состава; в среднем более кислого, чем базальты: андезитовой (II) и контрастной (III) формаций. Ограничения структур в данном случае являются единственным надежным критерием границ магматической формации.

Вулканические формации рифтов характеризуются различными

геоблажических полями, строении земной коры и динамическими условиями генерации магматических расплавов: магма I формации образуются в верхней мантии в обстановке растяжения, а магма формаций II и III - в земной коре в условиях сжатия или перемежающегося знака напряжений, кора при этом характеризуется умеренной сейсмичностью.

При анатектоидном выплавлении магм средне-кислого состава, дающих породы формаций II и III, земная кора базифицируется и утончается за счет отторжения нижнего (базальтового) слоя. В районах базальтовых формаций также происходит базификация коры прежде всего за счет накопления базальтов в верхах коры, однако на больших глубинах возможно и утончение коры за счет растекания нижнего слоя над зоной пониженных скоростей (магматического источника) в верхней мантии. На фоне общего процесса базификации в отдельных структурах (впадин) может происходить "рапитизация" за счет накопления продуктов эрозии базитов и их частичной метаморфизации. Гранитизация в этом случае парагенетически связана с развитием палингенеза в земной коре.

Таким образом, при эпигорогеном рифтогенезе происходит параллельное развитие мантийных и коровых процессов, приводящих в конечном счете к деструкции и океанизации континентальной окраины.

Г.П. Яроцкий

Камчатское ТГУ МГ РСФСР

#### О ВЕРОЯТНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛЕЙБОВО-КЛАВИШНОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТКИ

Кайнозойский вулканизм Камчатки связывается исследователями с образованием островных дуг. Для Камчатки установленными фактами являются: продольное расположение региональных вулканических поясов и приуроченных к ним металлогенических зон; изменение по простиранию поясов состава вулканических пород и профилирующей минерализации; континентальное строение коры; существование двух петрохимически различных массивов метаморфических пород (Срединного и Ганальского); верхнемеловые вулканы, близкие по составу к меймечитам; чередование полуостровов и заливов обеих бережий; континентальная кайнозойская фауна в пределах полуостровов Восточной Камчатки и ее отсутствие в пределах заливов; северо-западные (поперечные) структуры; наличие всего спектра землетрясений

и резкое нарушение изостазии коры — на Восточной Камчатке и только глубоководные землетрясения и близкое к уравновешенному состояние коры — на Западной.

Земля Камчатка представляется как структура, возникшая на стыке платформ — Охотии и Берингия (Зайков, Лроцкий, 1976). Объяснение продольной зональности поясов, конфигурации побережий, распределение землетрясений и т.п. предложено в гипотезе глыбово-клавашной структуры земной коры Корякско-Камчатского региона, созданной системой закономерно (симметрично) расположенных алеутских (северо-западных) глубинных разломов. Глыбы относительно жестко "закреплены" на окрайке Охотии и значительно "подвижны" в зоне перехода к океану (главным образом, по вертикали).

Возникновение глыбово-клавашной структуры предлагается рассматривать как следствие релаксации геодинамических напряжений во время формирования полуострова. Релаксация напряжений рассматривается по законам волнового процесса механических напряжений в веществе изначально однородных платформ. Уже впоследствии, при интенсивном вулканизме, оформились Центральные и Восточно-Камчатский вул. участки пояса — как линейные инъекции магмы, содержащие ксенолиты обеих платформ.

В реальных геологических системах волны напряжений, генерируемые геодинамической нагрузкой, интерферируют и образуют внутри систем стоячие волны напряжений (Шафрановский, Плотиных, 1975). На Камчатке это проявилось в симметричной неравномерности деформации земной коры в период ее становления, отраженной в алеутских разломах. В узлах стоячих волн — зонах покоя — структура коры сохранила свою монолитность (относительную) в виде поперечных глыб. Геодинамические напряжения другого спектра волн напряжений создали в глыбах более мелкую закономерную сеть разрывных дислокаций. Закономерные алеутских разломов относятся к догессингиональному периоду.

Возникнув однажды, глыбово-клавашная структура коры начала определять дальнейшее развитие продольных структур. Стремление к изостазии привело к перераспределению плотности вещества, что обусловило формирование в сопредельных глыбах (воздымающихся и погружающихся) различных по мощности гранитного и базальтового слоев коры. Выделение энергии в сейсмофокальной зоне приводит к нарушению равновесия (или поддержанию неравновесия) и вызывает в коре одновременно, но различные процессы в сопредельных глыбах: в воздымающихся — эрозию и сглаживание рельефа, в погружающихся —

накопление толщ за счет разрушения глыб и синорогенного "комплессирующего" вулканизма. Механизм процесса - прерывисто-непрерывный.

Предлагаемая гипотеза нашла подтверждение при исследовании блоковой тектоники неоген-четвертичного и верхнемелового этажей на юго-западе Корякского нагорья и Камчатского перешейка в районах площадью примерно по 10 тыс. кв. км. Геолого-геофизическими методами установлены границы пяти глыб в полосе Центрально-Камчатского вулканического пояса, а также внутриглыбовая система северо-западных разрывных структур, представленных чередующимися разноамплитудными поднятиями и погружениями фундамента.

А.М. Городняцкий, Е.Д. Корякин

Институт океанологии АН СССР, Государственный  
астрономический институт им. П.К.Штернберга

#### ОСОБЕННОСТИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНОВ

Многочисленные морские гравиметрические съемки, выполненные советскими и зарубежными исследователями над подводными палеовулканами в различных районах Мирового океана, а также наземные гравиметрические съемки близких к ним по генезису вулканических островов позволили получить сведения о структуре аномального гравитационного поля для различных типов океанических вулканов.

Для изучения глубинного строения подводных и надводных вулканов обычно используется аномалия силы тяжести в редукции Буге, так как аномалии в свободном воздухе определяются главным образом рельефом вулканических построек. Значительную трудность для интерпретации при этом создает отсутствие необходимых сведений о плотности пород, слагающих подводные вулканы, и прежде всего о плотности вулканических корней. Наиболее изученными в отношении гравиметрии вулканическими районами Мирового океана являются Гавайский и Императорский вулканические хребты, вулканические острова Атлантического океана (Азорские, Св.Елены, Бермудские, Канарские, Тринидад), а также андезитовые вулканы "Тихоокеанского огненного кольца".

Анализ аномалий Буге показывает; что большинство крупных вулканических систем на океанической коре находится в изостатическом равновесии. Положительные аномалии Буге в ряде случаев связаны с эруптивными каналами, заполненными породами повышенной плотности, близкой к плотности верхней мантии. Утолщение или

деформация океанической коры в большинстве случаев отсутствует. Однако отдельные вулканы и гафоты в Тихом и Атлантическом океанах не подчиняются закону локальной изостатической компенсации. Их высота и образование контролируется равенством гидростатических давлений в атмосфере при сквозькоровой природе вулканизма, а последовательная смена толеитового и щелочного вулканизма связана с соотношением между гидродинамическим давлением в эруптивном канале и гидростатическим давлением вмещающих пород.

Исследования показывают, что опускание гафотов не является изостатическим, как считалось ранее, а связано в первую очередь с закономерным погружением океанической литосферы при ее движении в сторону от оси спрединга. Количественные оценки указывают на хорошее соответствие теоретически и экспериментальным данным.

Структура аномального гравитационного поля над подводными и надводными вулканами переходных зон тихоокеанского типа наиболее полно изучена в пределах Японских островов, Новой Зеландии, а также в области Курильских островов. Аномалии силы тяжести здесь характеризуются наличием над кальдерами вулканов отрицательных значений поля, обусловленных накоплением под дном кальдер туфообричных мощностью до 3-7 км. Расчеты показывают, что недостаток массы обычно равен дефициту массы изверженных пород, слагающих вулкан, по отношению к пирокластическому материалу. Аномалии Буге подобного типа характерны для большинства вулканов "Тихоокеанского огненного кольца".

Оценки плотности пород, слагающих подводные вулканы и их вулканические корни в ряде случаев сделаны косвенным путем по сейсмическим данным, что существенно снижает надежность интерпретации аномалий силы тяжести. Несмотря на это, имеющиеся данные позволяют сделать вывод о существенном различии структуры аномального гравитационного поля для базальтовых вулканов срединно-океанических хребтов и глубоководных океанических котловин и андезитовых вулканов переходных зсл. Такое различие может быть использовано для геофизической диагностики подводных вулканов, изучения их генезиса и глубинного геологического строения.

Г.С. Штейнберг

Сахский ДИИЦ АН СССР

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИЗРАЖЕНИЯ, КАК РЕЗУЛЬТАТ ИЗОХОМНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ  
МАГМЫ

Начальная фаза извержения ий любого типа является эксплозивной

и поэтому связывается с повышением давления в канале (очаге) вследствие отделения летучих. Наиболее мощные вулканические взрывы наблюдаются на вулканах кислого и среднего состава (Катмай, 1912; Безымянный, 1956; Шивелуч, 1964 и др.); на базальтовых вулканах взрывы сопоставимого масштаба отсутствуют. Объяснения такому различию ранее не давалось; обычно исследователи ограничивались самоочевидным предположением о повышенной газонасыщенности магмы кислого состава, не рассматривая причин этого.

На основании экспериментов и расчетов рассматриваются условия кристаллизации расплавов в канале (очаге) постоянного объема. Рассмотрение этого процесса, — изохорной кристаллизации в закрытой системе, — позволяет определить максимальные значения концентрации летучих и давления газовой фазы, возникающие при кристаллизации магматического расплава.

При изохорной кристаллизации давление паров воды возрастает и температура солидуса снижается, как для кислых, так и основных расплавов. Однако, снижение температуры в системе при охлаждении и кристаллизации по-разному сказывается на растворимости воды: в кислых расплавах растворимость увеличивается, в основных — уменьшается. Вследствие этого остаточные кислые расплавы (при одинаковых  $T$  и  $P$ ) заметно пересыщены водой по сравнению с основными. Соответственно, удельная энергия взрыва у кислых и средних магм заметно выше, чем у основных.

Развитие вулканического взрыва происходит по следующей схеме: отделившиеся от магмы вследствие охлаждения и кристаллизации газы взламывают лавовую пробку ("открывают шлюз"), после чего давление в канале (очаге) резко падает и происходит объемная (взрывная) дегазация пересыщенного летучими остаточного расплава — вулканический взрыв. Вулканический взрыв во многом сходен с взрывом парового котла или извержением гейзера, у которых энергия, сосредоточенная в газовой фазе, незначительна по сравнению с энергией, аккумулированной в перегретой воде; аналогично этому при вулканических взрывах энергия, сосредоточенная в отделившейся от магмы газовой фазе незначительна по сравнению с энергией, аккумулированной в пересыщенном летучими остаточном расплаве. Следует подчеркнуть, что только кислые и средние остаточные магматические расплавы могут быть пересыщены летучими при остывании и кристаллизации, т.к. в основных расплавах растворимость воды со снижением температуры уменьшается. Поэтому наиболее мощные вулканические взрывы связаны с вулканами кислого и среднего состава.

Г.С. Штейнберг, В. Лоренц  
СахЖНИИ ДВНЦ АН СССР, Геологический институт, ИДР

## ВНУТРЕННЯЯ БАЛЛИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЭКСПЛОЗИЙ И ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЗРЫВНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Наблюдения на извержениях показали, что взрывная активность разделяется на два основных типа: 1. Вулканические взрывы  
2. Газовые эксплозии.

Среди вулканических взрывов выделяются взрывы, в результате которых происходит разрушение вулканической постройки с образованием нового или существенным разрушением старого кратера, а также взрывы, разрушающие только пробку, закупорившую канал и не приводящие к изменению положения и геометрии старого кратера.

Газовые эксплозии наблюдаются в процессе уже начавшегося извержения. Продолжительность их колеблется от десятков секунд до нескольких недель. В процессе извержения они неоднократно повторяются и активность многих вулканов представлена преимущественно газовыми эксплозиями.

Изучение пространственного распределения обломочного взрывного материала выявило два типа зависимостей: размер обломка — удаленность от кратера. В распределении первого типа, по мере удаления от кратера, размер обломков увеличивается и наиболее крупные обломки сосредоточены во фронтальной части отложений на максимальном удалении от кратера. Во втором типе зависимость противоположная: с удалением от кратера размер обломков уменьшается. Распределения первого типа характерны для мощных вулканических взрывов; распределения второго типа — для газовых эксплозий и извержений, сформировавших маары.

Внешняя баллистика не зависит от типа эксплозий: дальность выброса обломков (с учетом сопротивления воздуха) пропорциональна их начальной скорости и обратно пропорциональна баллистическому коэффициенту, который обратно пропорционален поперечнику обломка; т.е. при равных начальных скоростях крупные обломки летят дальше. Следовательно характер распределения обломочного материала в пространстве определяется распределением начальных скоростей обломков по их размерам, т.е. внутренней баллистикой эксплозий разного типа.

Разгон обломков при мощных вулканических взрывах осуществляется за счет энергии, сосредоточенной в ударной волне и в расширяющейся газовой фазе, поэтому внутренняя баллистика вулканического

взрыва является промежуточной между баллистикой сосредоточенного взрыва и паровым взрывом, вследствие чего начальные скорости обломков слабо зависят от их размеров.

При газовых взрывах разгон обломков в канале происходит за счет напорного истечения газовой струи. Скорость обломков пропорциональна скорости газа, его плотности и времени разгона, т.е. длине канала. Выходная (начальная) скорость обломка, при прочих равных условиях, обратно пропорциональна  $\sqrt{D}$ , где  $D$  — диаметр обломка, т.е. крупные обломки движутся медленнее.

Таким образом при вулканических взрывах и примерно равной начальной скорости всех обломков, крупные обломки, вследствие меньшего баллистического коэффициента, летят дальше; при газовых взрывах начальная скорость крупных обломков меньше, чем у мелких и их траектории оказывается короче. Наблюдаемое различие в характере пространственного распределения обломочного материала обусловлено различием во внутренней баллистике вулканических взрывов и газовых взрывов. По пространственному распределению обломочного взрывного материала можно судить о характере вулканической активности в тех случаях, когда извержение непосредственно не наблюдалось.

Следует отметить, что обломки размером менее 5 см. попадают в область ветровых уносов, а траектории обломков менее 20 см. сильно искажаются ветром. Поэтому для точных расчетов предпочтительно использовать более крупные обломки.

П.П. Фирстов, В.В. Адушкин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР, ИФЗ АН СССР

### ВОЗДУШНЫЕ УДАРНЫЕ ВОЛНЫ КАК ОДНА ИЗ ХАРАКТЕРИСТИК ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

1. Рассматривается вопрос генерации воздушных ударных волн (ВУВ) во время взрывной деятельности вулканов. На основании наблюдений за ВУВ во время извержений некоторых вулканов Камчатки описываются основные физические процессы, приводящие к возникновению ВУВ.

2. Сравнение между сейсмическим сигналом и воздушной волной зависит как от энергии, так и от глубины заложения вулканического взрыва. Показано, что в период эффузивно-эксплозивной активности вулкана Карымского в 1970-1972 гг. кинематические и динамические параметры ВУВ изменялись синхронно с активностью

вулкана. Одновременно с сейсмическими явлениями ВУВ могут быть одной из количественных характеристик вулканических извержений.

3. Мощные вулканические взрывы сопровождаются воздушными волнами с временем действия положительного импульса до нескольких минут. В этом случае воздушные волны обязаны выбросу в атмосферу большого количества пепло-газовой смеси. Приведены оценки энергий для наиболее сильных вулканических взрывов.

Н.Т. Демидов, В.Д. Дмитриев

Камчатское ТГУ

### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЩ КАМЧАТКИ

Знание о формировании вулканических тощ имеет не только теоретическое, но и сугубо практическое значение, особенно необходимое для геологического картирования. Поскольку некоторые современные вулканы извергают разнообразные по химическому составу продукты, ряд исследователей считает, что картируемые при геологической съемке свиты (как основные единицы местных стратиграфических подразделений), выделяемые преимущественно по литолого-петрографическому признаку, объединяют близкие по литологии потоки или серии потоков, излившихся из отдельных вулканов. Следовательно, в пределах вулканического пояса следует выделять многочисленные свиты.

Однако наши многолетние работы в пределах Центрально-Камчатского вулканического пояса, где развиты разнообразные по химизму и возрасту вулканы, противоречат этому. Прежде всего, палеомагнитные исследования показывают, что формирование вулканических тощ является длительным процессом, охватывающим интервал времени от сотен тысяч лет до нескольких миллионов. В то же время возраст современных действующих вулканов (Авачинский, Ключевская сопка и др.) измеряется несколькими тысячелетиями. Только отдельные вулканы имеют возраст порядка первых десятков тысяч лет, но подобные вулканы обычно утратили свою активность и могут считаться потухшими. Все это говорит о том, что в формировании вулканических тощ участвуют многие поколения вулканов. За вулканический цикл, в продолжении которого формируется вулканическая толща, происходит многократное возникновение и разрушение вулканов. Следовательно, закономерности в строе-

нии вулканической толли отражают не закономерности развития отдельного вулкана или их группы, а вулканического процесса в целом за вулканический цикл.

Каждый полный цикл начинается с активности трещинных аппаратов и щитовых вулканов исландского типа, изливших продукты преимущественно основного состава. Завершается цикл активностью вулканов центрального типа (стратовулканов), выбрасывающих продукты, главным образом, кислого состава (андезито-дациты, дациты, пичишбриты, липариты). В этот период образуются кальдеры обрушения (проседания), и широко протекает гидротермальная и интрузивная деятельность. На этом вулканическая деятельность цикла завершается. Лишь отдельные вулканы, имеющие периферические очаги с далеко зашедшей дифференциацией магматического расплава, извергают продукты среднего основного состава, оставшиеся на дне очага, после выброса кислых дифференциатов.

Такое развитие вулканического цикла обуславливает в большинстве случаев двух-реже трехчленное строение вулканических толщ. Ярус, сложенный литологически близкими вулканитами, позволяет при геологическом картировании выделять их в качестве свит, которые прослеживаются на значительных пространствах и, которые безусловно можно рассматривать в качестве основных единиц местных стратиграфических подразделений.

IV. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ  
ПРОДУКТОВ ВУЛКАНИЗМА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ  
ТИПОВ ОЧАГОВ И ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНОВ

Л.Л. Петров

Институт геохимии им.А.П.Виноградова СО АН СССР

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ, БОРА И ФТОРА  
В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВ-  
НОЙ ДУГИ

Основу аналитического материала составляют более чем по 1000 количественных определений для бериллия и фтора и около 450 для бора. Распределение бериллия и фтора в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги изучено в породах 60 вулканов, представляющих все основные центры четвертичного вулканизма данного региона. Установлена отчетливая зональность в распределении содержаний бериллия и фтора в породах внешнего вулканического пояса дуги (Курилы - Восточная Камчатка). Наиболее высокие уровни содержаний бериллия и фтора характерны для пород западной зоны рассматриваемого пояса, соответствующие преимущественно субщелочной серии (породы вулканов Плоский Толбачик, Дзеньгур, Купол, Горелый, Алаид). Содержания указанных элементов последовательно уменьшаются к вулканитам восточной зоны пояса, представленным в основном породами известковой серии (вулканы Мутновский, Уратман, Расхуа, Кетой, Берга, Головинна). Различие в средних уровнях составляет для бериллия 3, а для фтора - 2 раза. Выявлена также корреляционная зависимость между величинами содержаний рассматриваемых элементов в породах с глубиной сейсмофокальной плоскости под вулканами внешнего пояса дуги.

Имеющиеся фактические данные по вулканитам внутреннего пояса (Срединный хребет Камчатки) дают основание считать, что и для пород этого пояса характерна в целом зональность в распределении рассматриваемых элементов, подобная установленной для внешнего пояса дуги.

Исследовано изменение содержаний бериллия, фтора и бора в связи с изменением химического и минерального состава вулканитов и, прежде всего, при изменении их кремнекислотности в сериях базальт-андезит-дацит-лапарит.

Прослежены закономерности изменения содержаний тех же элементов в породах постройки ряда сложных вулканов. На примере

нескольких наблюдавшихся извержений (прорывы Пийпа и им. IV Вулканонологического совещания, в-н Ключевская сопка; прорыв Олимпийский, в-н Алайц; Большое Толбачинское) изучено их поведение в ходе извержения.

О.Н. Волюнец, Э.И. Пополитов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР  
Институт геохимии СО АН СССР

ГЕОХИМИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КАМЧАТКИ  
(ТИПЫ СЕРИЙ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ГЕНЕЗИС)

Изучено распределение петрогенных, а также редких (Rb, Li, F, V, Be, Ba, Sr, Ni, Co, V, La, Ce, Nd, Y, Yb, Nb, Ta, Zr, Hf) элементов в четвертичных вулканических породах Камчатки. В ряду пород от базальтов до липаритов на основе сравнения разностей с одинаковым уровнем кремнекислотности выделены серии, отличающиеся по содержанию щелочей и, в первую очередь, калия: низкокальциевые (толеитовые), с умеренным содержанием калия (известково-щелочные) и повышенным содержанием калия (субщелочные и щелочные). Породы, относящиеся к разным по щелочности сериям, отличаются также по уровню содержания целого ряда редких элементов: Rb, Li, Be, Ba, Sr, La, Ce, Nb, Zr, Hf. Среди базальтов, андезито-базальтов и андезитов наряду с преобладающими высокоглиноземистыми разностями выделяются высокомагнезиальные, отличающиеся повышенными концентрациями Ni, Co и Cr. Особенности петрогеохимического состава вулкаников накладывает отпечаток и на их минералогический состав, обуславливая различия в содержании как главных, так и редких элементов в минералах-вкрапленниках из пород одинаковых по кремнекислотности, но относящихся к разным сериям по щелочности и магнезиальности.

Для пород конкретных вулканических построек обычно наблюдается унаследованность геохимических особенностей составов от наиболее основных до наиболее кислых разностей. При этом в сериях пород разной щелочности темп накопления литофильных редких элементов по отношению к калию и кремнезему различен. В распределении разных по щелочности серий вулканических пород, несмотря на ряд исключений, устанавливается довольно отчетливая поперечная по отношению к границе океан-континент зональность. Так, породы низкокальциевой серии приурочены к фронтальным частям вулканических зон Восточной и Южной Камчатки, а кислые щелочные вулка-

ныты известны только в западной (тыловой) части зоны Среднего хребта.

Ранее (Пополитов и др., 1976) было показано, что существование в пределах Курило-Камчатской островной дуги нескольких петрогеохимических типов базальтов связано с генерацией в мантии различных по составу расплавов. При этом предполагалось (Пополитов, 1977; Кузнец, Пополитов, 1978), что различная щелочность базальтов, проявляющаяся на разных по отношению к океану участках дуги, обусловлена длительностью взаимодействия глубинного флюида, выделяющегося в зоне субдукции и участвующего в генерации магм, с веществом верхней мантии.

Что же касается вулканитов среднего и кислого состава, то унаследование ими петрогеохимических особенностей базальтов, характер пространственного распределения различных по щелочности серий пород, наличие в андезитах ксенолитов основного и ультраосновного состава, резкое обеднение кислых вулканитов по сравнению с кислыми породами метаморфического фундамента целым рядом редких литофильных элементов, и, наконец, данные изотопного анализа Sr не позволяют принять ни гипотезу о коровом (паллигеном) происхождении кислых расплавов, ни гипотезу о возникновении их за счет контаминации базальтовых расплавов силикатическим материалом. Предполагается, что кислые расплавы могут возникнуть принципиально на тех же глубинах, что и базальтовые, но их предварительно метаморфизованного (гранитизированного) за счет подтока глубинных флюидов субстрата (меланократового фундамента островных дуг и верхней части мантии). Источником флюида служит или океанической коры в зоне поддвига, где летучие освобождаются в результате фазовых переходов. Появление кремнекислых расплавов может быть обусловлено механизмом твердофазовых превращений, идущих с вывобождением  $SiO_2$ .

Сказанное не исключает того, что в ряде случаев средние и кислые расплавы могут быть продуктами дифференциации базальтовых магм.

Е.А. Базалов, С.Ф. Карпенко

ГЕОХИ АН СССР

НЕОДНОРОДНОСТЬ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЕЁ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНОГО МАГМАТИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Значительные различия в величинах отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  и

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , обнаруженные в кайнозойских вулканических породах, рассматриваются в настоящее время как результат выплавления этих пород из равных зон неоднородной по изотопному составу и геохимическим характеристикам верхней мантии Земли (1, 2 и др.).

Поскольку периоды полураспада  $^{87}\text{Rb}$  и  $^{147}\text{Sm}$ , ответственные за изменение отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , составляют 49 и 106 млрд. лет, очевидно, что неоднородность верхней мантии (НМ) возникла много млн. лет назад. Обобщение литературных данных по начальным отношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (I) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (I) показало, что НМ существовала в течение всего известного геологического времени, от раннего архея до кайнозоя.

Отмеченная для кайнозойских эффузивных пород довольно строгая обратная корреляция между отношениями  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  свидетельствует о закономерных вариациях отношений  $\text{Rb}/\text{Sr}$  и  $\text{Sm}/\text{Nd}$  в верхней мантии. Можно предполагать, что магмы, генерируемые в различных зонах верхней мантии, наследуют не только изотопную, но и геохимическую и, возможно, петрохимическую и металлогеническую специфику своих очагов. В частности, можно отметить приуроченность в ряде случаев к областям развития магматических пород с пониженными значениями  $\text{I}^{\text{Sr}}$  месторождений меди, ртути, золота и др., а к зонам распространения пород с повышенными месторождений цинка и свинца (3, 4 и др.).

Характерные для современных океанических областей пониженные значения  $\text{I}^{\text{Sr}}$  отмечаются также для многих базальт-андезит-дицитовых ассоциаций островных дуг и геосинклиналей, а также для ряда малых интрузий гранитоидов фанерозоя и докембрия. Подобные  $\text{I}^{\text{Sr}}$  прослеживаются вплоть до 3,5-3,6 млрд. лет назад, свидетельствуя о сохранении реликтов океанической коры, либо продуктов её переработки на континентах, среди докембрийских пород, до глубокого архея.

1. De Paolo D., Wasserburg G. - *J. Geophys. Res. Lett.*, 1976, v. 3, N12.
2. Carter S. e. a. - *Earth Pl. Sci. - Lett.*, 1978, 37, N3.
3. Kistler R. Peterman Z. - *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1973, 84, 3489
4. De Laeter J., Blockley J. - *J. Geol. Soc. Australia*, 1972, 19, N3

И.В. Соловьева, В.Г. Семенова, Б.М. Владимирев,  
Н.Я. Волянок

Институт земной коры СО АН СССР

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВЯЗИ В СИСТЕМЕ: ЩЕЛОЧНОЙ БАЗАЛЬТ-ГЛУБИНЫЕ НОДУЛИ-МЕГАКРИСТАЛЛЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ СТАНОВИКА

Щелочные базальты оиды Токинского Становика, являясь представителями молодого вулканизма Азиатского континента, приурочены к зоне древнего Станового разлома. Они представлены породами типа лимбургитов, нефелиновых базанитов, реже авгититов и гавайитов. Среди глубинных включений в щелочных базальтах преобладают светлые шпинелевые лерцолиты с коричнево-зеленой шпинелью и хромдиопсидом. Темные включения пироксенит-вермитовой группы с титанфлогопитом и керсутитом имеют подчиненное распространение. Кроме того в базальтах развита характерная ассоциация мегакристаллов анортоклаза, титанфлогопита, керсутита и титан-авгита.

Базальты, включения, минералы из включений и минералы ассоциации мегакристаллов были проанализированы на содержание в них ряда редких элементов  $\gamma$  Rb, Li, Ba, Sr, Ti, Ni, Co, Cr, V, а также Na и K. Устанавливается своеобразная геохимическая специализация современных щелочных базальтоидов Становой зоны, свойственная всем кайнозойским щелочным базальтоидам Центральной Азии. В целом эта специализация отражает обогащение их типичными некогерентными элементами на фоне высоких содержаний типичных когерентных элементов.

По соотношению редких элементов геохимически родственных пар базальты, включения, минералы из включений и мегакристаллы образуют единый гомологический ряд. Составы базальтов по соотношению таких некогерентных элементов как K, Rb, Ba, Sr располагаются вблизи составов титанфлогопита, керсутита и анортоклаза, а по соотношению когерентных элементов Ni, Co, Cr, V - вблизи составов титанфлогопита, керсутита и титан-авгита из мегакристаллов и включений. Характерной геохимической особенностью мегакристаллов титанфлогопита, керсутита и титан-авгита является их близость соответствующим минералам из включений пироксенит-вермитовой группы при некоторых систематических различиях. Определение величины  $\frac{87}{86} \text{Sr} / \text{Sr}$  отношения в базальтах и в мегакристаллах титанфлогопита, керсутита и титан-авгита близко этой величине для современной мантии (0,7035-0,7045) и свидетельствует о едином источнике строндия в базальтах и мегакристаллах.

Формирование очагов щелочной базальтовой магмы по данным геотермометрии происходило в пределах верхней мантии на глубинах не менее 60-100 км (20-29 кбар) и при температурах 950 -

1050°C. Все вышесказанное позволяет авторам сделать вывод, что геохимический облик щелочных базальтоидов Становика определяется включением в селективные выплавки компонентов, характеризующих такие минералы пироксенит-верлитовой группы включений как титан-флогопит, керсутит, титан-авгит и возможно анортит. Эти минеральные фазы следует рассматривать, как наложенные на более древний лерцолитовый мантийный субстрат на метасоматическом этапе, предшествующем формированию базальтовых очагов.

В.М. Шалкин

ЦНИГРИ

МАГМАТИЧЕСКАЯ И ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОН ГЛУБИНЫХ  
РАЗЛОМОВ В СВЕТЕ АНАЛИЗА ИХ РЕЖИМА ПРОНИЦАЕМОСТИ ( НА  
ПРИМЕРЕ ЭЛЬБРУССКО-СТАВРОПОЛЬСКОГО ПОПЕРЕЧНОГО ПОДНЯТИЯ )

Закономерности проявления и эволюции магматизма и связанных с ним гидротермальных процессов в значительной мере определяются режимом проницаемости зон глубинных разломов.

В качестве объекта исследований для изучения роли этого фактора нами было выбрано Эльбруско-Ставропольское поперечное поднятие, характеризующееся закономерной направленностью в изменении проницаемости от максимальных значений - на участках пересечения с разломами общекавказского простирания и Пшекиш-Тырнаузской шовной зоной - до минимальных, при удалении от зон главной тектоно-магматической активности.

Установленная направленность в изменении режима проницаемости Эльбруско-Ставропольского поперечного поднятия отражается в проявлении различных геологических процессов.

В пределах Эльбруско-Ставропольского поперечного поднятия наблюдается отчетливая зональность в составе свободных газовыделений. До широт Нагутского месторождения минеральных вод широко развит углекислый тип свободных газовыделений, в пределах же Ставропольского свода отмечается преимущественно углеводородный и азотно-углеводородный типы свободных газовыделений, с аномальными концентрациями гелия. В составе газов ряда месторождений Ставропольского свода наблюдаются также аномальные содержания ртути (Н.А.Озерова и др., 1974 г.).

Отмеченная зональность в распределении природных газов по Эльбруско-Ставропольскому поперечному поднятию сменяется отчет-

ливой направленностью в изменении петрохимического состава неоген-четвертичных магматических образований, развитых в области развития углекислых минеральных вод. Так, в районе КМВ магматические образования представлены гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, сиенитами и другими щелочными породами. В районах Приэльбрусья происходит смена щелочного магматизма на магматические образования базальт-андезит-трахиандезитовой и гранитоидной вулканоплутонической формации.

Таким образом, наименее проницаемые участки Эльбруско-Ставропольского поперечного поднятия фиксируются аномалиями гелия в составе свободных газовыделений. Гелий имеет наилучшие миграционные свойства и может мигрировать по наименее проницаемым системам, поэтому минимальную степень проницаемости зон глубинных разломов предлагается назвать "гелиевой".

Появление повышенных содержаний ртути в составе природных газов, совпадавших с аномалиями гелия, отражает общее увеличение проницаемости и связанное с этим увеличение теплового потока, вызывающего оттоку этого легкоподвижного компонента в верхние горизонты земной коры. Ртутные рудные районы Северного Кавказа также пространственно приурочены к глубинным разломам, характеризующимся интенсивными аномалиями гелия. В связи с тем, что наряду с ртутью в этих районах отмечается присутствие и других менее подвижных элементов, таких как мышьяк, сурьма и т.д. Есть все основания считать, что в их переносе принимала участие и флюидная фаза. Таким образом, часть глубинных разломов Ставропольского свода характеризуется флюидно-гелиевой степенью проницаемости. Проявление магматизма щелочного состава в районе КМВ связано, с нашей точки зрения, с воздействием интрателлурических растворов (Д.С.Коржинский, 1952 г., В.А.Кузнецов, Э.Л.Изох, 1969 г.), несущих значительное количество щелочей. Миграция вещества по зонам глубинных разломов происходила здесь в основном во флюидной фазе и глубинные разломы района КМВ характеризовались на этом этапе флюидной степенью проницаемости. Этот тип проницаемости в значительной мере обусловил специализацию магматических образований района КМВ на бор и некоторые другие элементы.

Максимальная проницаемость для описываемой структуры наблюдается в районах Приэльбрусья. Присутствие в составе магматических образований пород основного и среднего состава свидетельствует о том, что миграция вещества по зонам глубинных разломов осуществлялась в виде расплава. Вместе с тем, наличие здесь кислых

магматических образований, в том числе полей иттибритов, свидетельствует о том, что роль флюидной фазы была здесь также значительной.

Проницаемость глубинных разломов района Приэльбрусья отвечает флюидно-магматической степени. Магматические образования этого района имеют специализацию на молибден, вольфрам и некоторые другие элементы.

А.Ф. Бехтольд

Институт тектоники и геофизики ДНЦ АН СССР

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЯХ ИЗ  
КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ И АНДЕЗИТО-  
БАЗАЛЬТОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Судя по опыту петрологических исследований, содержание редких земель (РЗЭ) и тип их фракционирования могут явиться важным инструментом в познании природы глубинных включений и их связи с веществом вмещающих вулканитов.

В предлагаемой работе приводятся результаты изучения поведения редкоземельных элементов в а) ультраосновных включениях и вмещающих их щелочных базальтах Приморья, Приамурья, Камчатки, Якутии, Минусинской впадины, Шпицбергена;

б) полевошпатовых включениях и вмещающих их вулканитах Курило-Камчатской и Идзу-Бонинской островных дуг.

Абсолютные содержания редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu) в исследуемых образцах определялись методом неdestructивного нейтронно-активационного анализа.

Образцы облучались в атомном реакторе типа ВВРС Ленинградского института ядерной физики в потоке нейтронов  $2.6 \cdot 10^{13}$  нейтр/см<sup>-2</sup> сек.

Условия анализа были выбраны таким образом, чтобы с наибольшей чувствительностью определить содержание элементов, образующих радиоактивные изотопы с периодом полураспада от нескольких часов до нескольких дней. Расчет содержаний элементов производился аналитическим методом с учетом времени выдержки образца после облучения, продолжительности измерения и веса образца.

Способ сопоставления данных - сравнение распределения РЗЭ в исследуемых образцах с распространенностью их в хондритах (нормализация по хондритам).

Анализ распространения редкоземельных элементов в шпинелевых

лерполитах и щелочных базальтах позволяет заключить следующее:

1. Лерполитовые включения не являются производными щелочных базальтов.

2) Вещество пространственно разобленных включений отличается геохимической (по распределению R3Э) однородностью, а степень фракционирования в шпинелевых лерполитах определяет принадлежность этих образований к ряду "примитивных" недифференцированных "первичных" пород (хондрита, толеитовые базальты, эклотиты).

3. Анализ соотношения лантаноидов в минералах лерполитовых включений позволяет предполагать в качестве "примитивной" "первичной" породы перидотиты с большим процентным содержанием клинопроксена по сравнению с реальными лерполитами.

Сопоставление составов лантаноидов и характера распределения R3Э в полевошпатовых включениях и базальтах их несущих, с учетом теоретически установленных зависимостей распределения R3Э между расплавом и твердыми минеральными фазами, приводит к выводам:

1. Полевошпатовые включения и несущие их базальты геохимически связаны. Включения могут быть производными базальтов.

2. Анализируемые базальты и полевошпатовые включения по характеру фракционирования лантаноидов могут быть отнесены к группе "примитивных" "первичных" пород.

М.И. Кузьмин

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО АН СССР

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАЗЛИЧИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД, ПРОЯВЛЕННЫХ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Современные активные зоны Земли, приуроченные к границам литосферных плит, можно разбить на несколько типов геодинамических обстановок: океанических рифтовых зон, островных дуг и активных континентальных окраин индийского и монголо-охотского типа (Зоненшайн и др., 1976). Кайнозойский вулканизм свойственен всем вышеперечисленным типам геодинамических обстановок, а также проявлен внутри литосферных плит, главным образом, в структурах океанических островов, которые можно рассматривать в качестве "горышек точек" планеты.

Вулканические породы, проявленные в различных геодинамических обстановках, имеют существенные геохимические различия. Например, океанические толеитовые базальты, проявленные в срединно-океанических хребтах, характеризуются очень низкими содержаниями редких

элементов и высокими — элементов группы железа. В толеитовых базальтах океанических островов, по сравнению с океаническими базальтами, более высокие содержания так называемых тугоплавких литофильных элементов (титана, циркония, ниобия, редких земель, бария, стронция и т.п.), в то время, как остальные элементы в обоих типах пород находятся на одном уровне. В толеитовых базальтах островных дуг в отличие от базальтов океана наблюдаются очень низкие содержания элементов группы железа, а также тугоплавких литофильных элементов. Андезиты островных дуг и активных окраин андийского типа различаются более высокими содержаниями в последних щелочных элементов, а также элементов группы железа. Рифтогенные структуры геодинамических обстановок монголо-охотского типа (например, провинция Бассейнов и Хребтов, Запад США) характеризуются проявлением бимодальных и латитовых серий вулканитов, среди которых заметную роль играют редкометалльные риолиты.

Различия в источнике вещества вулканических пород определяют различия редкоэлементов в составе магматических образований. Базальты срединно-океанических хребтов являются производными астеносферного слоя Земли. При образовании пород океанических островов и континентальных рифтовых зон происходит подток вещества из нижних (подастеносферных) горизонтов мантии. В зонах островных дуг большую роль в магмообразовании играют процессы переработки вещества океанической литосферы в зонах субдукции. Наконец, в активных континентальных окраинах в магмообразовании участвуют как первичные мантийные магмы, так и расплавы, образовавшиеся в результате плавления континентальной земной коры.

В.М. Пузанков

Камчатское ТГУ

#### РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В СТРУКТУРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Химический состав неоген-четвертичных вулканических пород существенно меняется вкрест простирания островных дуг и гольчих. Эти различия проявляются как между отдельными центрами вулканизма, так и при сравнении вулканических зон и поясов. В литературе давно обсуждается вопрос о распределении базальтов различных щелочности в структуре парной системы дуга-желоб. Считается установленным факт, что концентрация  $K_2O$  в вулканитах возрастает по направлению от фронтальной к тыловой части островной дуги. Менее

определены сведения о продольной зональности. Выполненный автором комплексный петрохимический и радиогеохимический анализ данных о содержании U, Th, K в изверженных породах Камчатки (около 700 определений) и аналогичных материалов по Курильским островам и Хоккайдо дополняет подобные исследования.

Вулканические образования рассматриваемого региона относятся к базальт-андезит-диабазитовой группе формаций, в рамках которой выделяются многочисленные ассоциации пород: базальт-андезит-базальтовая, базальт-андезит-диабазитовая, андезит-диабазитовая и т.д. Кислые эффузивы и более основные вулканиты каждого магматического центра характеризуются близкими петрохимическими и радиогеохимическими признаками. Очевидно, следует говорить о происхождении и исходном субстрате ассоциаций вулканических пород, при этом гипотезу о коровом источнике кислых расплавов в составе андезит-диабазитовой серии можно отвергнуть на основании несоответствия распределений петрогенных, редких щелочных и радиоактивных элементов в кислых вулканитах и породах гранито-гнейсового фундамента.

Содержание главных породообразующих и радиоактивных элементов в вулканических породах Курило-Восточно-Камчатской и Центрально-Камчатской зон согласованы между собой, несмотря на различия в строении земной коры и разнообразии магматических ассоциаций. Эта согласованность проявляется в едином количественном выражении для всей совокупности данных и иллюстрируется трендами распределения U и Th в координатах  $SiO_2 - K_2O$ . Таким образом, наблюдаемая радиогеохимическая зональность в структуре Курило-Камчатской дуги обусловлена сосуществованием различных петрохимических типов пород. В пространственном размещении последних наблюдается определенная регулярность. В пределах каждой вулканической зоны низкокальциевые алаборадкоактивные серии тяготеют к их фронтальной части и относительно преобладают в восточной зоне. Центры извержений щелочных и субщелочных магм образуют преимущественно ареалы вдоль западных окраин обеих зон и преурочены к депрессионным тектоническим структурам. Максимальные содержания K, U, Th наблюдались в породах Центрально-Камчатской зоны. При смещении в пределах одного магматического ареала различных по щелочности вулканических серий, более щелочные расплавы появляются на заключительных стадиях извержения, периода активности, вулканического цикла. В докладе приводятся данные о повышенных концентрациях  $K_2O$  в изверженных породах, формирующихся вблизи выступов кристаллического фундамента, в случаях нарушения обычных соотношений между калием и ураном.

Вулканические породы сопредельных регионов (Корякского нагорья, Ито-Западного Хоккайдо, Командорских островов) характеризуются другими содержаниями и соотношениями радиоактивных элементов, причем количества  $\text{K}$  и  $\text{T}$  в породах тем выше, чем длительнее была история развития фундамента, на котором протекали вулканические процессы. Эти различия проявляются между петрохимическими типами пород и обусловлены неоднородностью состава исходного субстрата в отношении рассматриваемых компонентов. Однако, ныне существующая неоднородность могла быть не изначальной, а возникшей в процессе геологической эволюции, как результат зрелости вещества мантии, его взаимодействия с веществом земной коры и т.д.

Вариации радиоактивности вулканитов, связанные с петрохимической зональностью, не несут прямой металлогенической информации, тогда как выявление различий, нормированных по петрохимическим признакам, должно явиться элементом прогноза.

Ю.Г. Герасимов, А.Ф. Гончарук

Институт геохимии и физики минералов АН УССР

### СРАВНЕНИЕ НЕОГЕННЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАКАРПАТЬЯ И КАМЧАТКИ ПО СОДЕРЖАНИЯМ РАДИОЭЛЕМЕНТОВ

Содержания в породах малых элементов и их соотношения между собой, в том числе - соотношения радиоэлементов, могут служить показателями генетического родства или различия сравниваемых пород. Много дает и сопоставление между собой охотных пород различных регионов. При изучении неогенных вулканических пород советского Закарпатья нами было проведено сравнение их с аналогичными неогеновыми породами Камчатки, которые описаны Ю.М. Пузанковым, В.А. Бобровым и А.Д. Дучковым (1977). Сопоставление, касающееся фоновых содержаний урана и тория, дается в виде таблицы.

Породы	Закарпатье				Камчатка			
	Колич. проб	Содержание урана		Соотношение $\frac{\text{Th}}{\text{U}}$	Колич. проб	Содержание урана		Соотношение $\frac{\text{Th}}{\text{U}}$
		$\frac{\text{U}}{\text{T}}$	$\frac{\text{T}}{\text{U}}$			$\frac{\text{U}}{\text{T}}$	$\frac{\text{T}}{\text{U}}$	
Базальты	9	1,4	4,9	3,5	7	0,43	0,67	1,6
Андезит-базальты	50	1,2	3,4	2,8	11	0,75	1,13	1,5
Андезиты	38	2,0	7,1	3,6	32	1,34	1,9	1,4
Дацилы	19	2,3	8,9	3,9	25	1,7	2,8	1,6
Липариты	33	2,8	13,0	4,6	8	4,0	6,3	1,6
Липарито-дациты	17	3,7	17,3	4,3				

Из таблицы видно, что наиболее общей закономерностью является постепенное увеличение содержания урана и тория в изученном ряду от базальтов к липаритам. Второй общей закономерностью является относительное постоянство торий-урановых отношений в этом же ряду для каждого из регионов.

Учитывая литофильность урана и тория, можно полагать, что в каждом из регионов изученные породы находятся в генетическом родстве. При этом начальным членом являются базальты, а каждая из последующих пород могла образоваться из предыдущей путем отделения более легкоплавкого мобилизата. Такой генезис объясняет сохранение исходных соотношений урана и тория при возрастании абсолютных их количеств от базальтов к липаритам.

Из таблиц видны и различия между изученными породами регионов. Во-первых, содержания урана в породах Закарпатья (кроме липаритов) в полтора-два раза выше, чем в аналогичных породах Камчатки. Во-вторых, содержания тория в породах Закарпатья в 2-3 раза выше, чем в породах Камчатки. Отсюда вытекает и третье различие - для пород Закарпатья торий-урановое отношение в 2-3 раза выше, чем для пород Камчатки.

Надо полагать, что различия обусловлены спецификой геологического развития регионов в неогене. Карпаты представляли тогда внутриконтинентальное горное сооружение, разделявшее Паннонский и Предкарпатский внутриконтинентальные бассейны. В этих условиях магмы могли ассимилировать относительно более радиоактивные континентальные породы. Породы Камчатки возникли в результате развития коры океанического типа и "загрязнение" лав континентальными породами было минимальным, минимальным оказалось и содержание радиоэлементов.

А.И. Абдурахманов  
СахЖНИИ ДВНЦ АН СССР

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Четвертичные вулканы Курильских островов образуют широкий непрерывный ряд пород от базальтов до риолитов. Общим их свойством является повышенная глиноземистость, пониженная титанистость. Они разделены на известковый, известково-щелочной и субщелочной ряды (согласно индексу классификации J Б.Н.Пискунова), в распределении которых устанавливается отчетливая поперечная относи-

тельно дуги зональность (таб.). Наиболее основными представлены породы субщелочного ряда, для них же характерно отсутствие кислых и ультракислых дифференциатов.

Щелочные и щелочноземельные элементы. Содержание окислов калия, рубидия и стронция резко возрастает от известкового к субщелочному ряду. Эти закономерности сохраняются для окислов калия и лития.

Элементы группы железа и магний. Для всех пород субщелочного ряда характерны пониженные содержания закисного железа, а для его базальтов - повышенное содержание окиси магния, ванадия и кобальта, которые резко падают к андезито-базальтам. Концентрации никеля и хрома повышены во всех группах пород этого ряда.

Редкие элементы. Наиболее высокими содержаниями скандия (превышающими кларковые) отличаются породы известкового ряда. По итрию и цирконию закономерных различий всех типов пород по рядам не выявляется.

Проявленная на Курильских островах четкая поперечная геохимическая зональность, коррелируемая с глубиной до сейсмофокальной зоны, может быть следствием увеличивающейся по направлению к континенту глубины магмообразования (роста давлений) и химической зональности участвующих в магмообразовании восходящих потоков щелочных флюидов. Отчетливая унаследованность содержаний в лавах элементов, особенно калия, рубидия и стронция от основных пород к кислым как по рядам, так и по отдельным вулканам указывает на общность их образования. Высокие содержания в четвертичных лавах алюминия, кальция, ванадия, скандия и низкие титана, никеля, хрома находятся в соответствии с развиваемыми В.И.Федорченко представлениями о "табровом" (плагноклазовом) характере магмообразующих субстратов вулканов островных дуг.

		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
I	1	50,69	0,56	18,22	4,0	7,23	4,82	10,79	2,28	0,40
I	2	51,33	0,92	18,49	3,71	6,86	4,31	10,05	2,78	0,67
	3	49,34	0,75	19,07	3,70	5,99	5,37	9,68	3,12	1,83
II	I	54,79	0,54	18,34	3,65	5,59	4,04	8,96	2,70	0,50
	2	54,88	0,80	17,90	3,29	6,18	3,77	8,12	3,24	0,96
	3	55,17	0,62	17,85	3,61	4,43	4,16	8,01	3,28	2,0

	I	60,11	0,55	17,0	3,07	5,24	3,06	6,50	3,32	0,56
Ш	2	59,34	0,69	16,36	3,11	5,23	3,22	6,77	3,50	1,22
	3	58,84	0,52	17,05	2,82	4,27	3,05	6,51	3,63	2,34
У	1	64,36	0,40	15,85	2,98	4,05	2,12	5,09	3,81	0,82
	2	64,72	0,46	15,66	1,84	4,11	1,67	5,34	4,34	1,27

		Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Sr	V	Cr	Co	Ni	Sc	Cu
	I	9,4	5,4	256,4	297,2	34,9	21,1	20,4	42,1	78
I	2	13,2	8,9	265,5	319,1	26,5	25,9	18,8	35,8	147,9
	3	14,2	35,7	407,7	394,4	43,9	32,7	33,6	42,2	149,5
	I	12,1	5,7	193,3	275,3	21,7	18,7	21,2	32,5	47 ?
II	2	15,2	13,1	266,3	264,3	18,8	16,4	13,0	29,2	120,8
	3	17,5	43,2	353,1	232,5	41	12,9	23,3	21,8	88,4
	I	17,6	6,8	156,2	192,2	13,1	13,0	11,2	35,5	45 ?
Ш	2	19,5	20,8	215	201,4	21,2	16,1	13,1	22,9	79,1
	3	21,9	47,0	430	179,2	35,4	7,4	19,1	13,9	74,9
IУ	1	19,5	9,5	125	188,6	4,7	9,7	7,2	39,8	48,5
	2	20,8	15,7	208	78,8	10,5	7,6	6,6	15,8	39,8
кол. ан.		312	313	178	306	308	305	306	277	277

I-базальты (SiO<sub>2</sub> до 53%); II-базальты (53-57%); III-андезиты (57-63%); IУ-дациты (> 63%). Ряды: I-известковый (J > 10); 2-известково-щелочной (J = +10 до -10); 3-субщелочной (J < -10). Содержания порообраз. элементов-вес %, рассеянных - г/т.

И.Т. Кирсанов, М.В. Федоров

Институт вулканологии ДРНЦ АН СССР

КОНТРАСТНЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И ЕГО  
ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Контрастный вулканизм юго-восточной Камчатки рассматривается на примере Мутновского и Горелого вулканов, а также побочных и ареальных проявлений широко развитых в этом районе.

В структурно-тектоническом отношении район попадает в зону сочленения четырех разновозрастных структур: Южно-Быстринского

поднятия, Восточного горст-антиклинория Толмачевской депрессии и Авачанского поднятия.

Активное развитие этих структур происходило в плиоцен-четвертичное время. К этому же периоду относятся и наиболее мощное проявление вулканизма центрального и трещинного типа, с образованием крупных кратеров и кальдер, с выбросом огромного количества пирокластического материала, с внедрением экструзий кислого и даек основного состава.

В строении вулканов центрального типа отмечается несколько контрастных комплексов пород, отражающих этапность в их развитии. Длительные этапы развития вулканов обычно заканчивались извержением большого количества пирокластического материала с образованием спекшихся туфов и игнибритов.

В побочных и трещинных образованиях района часто отмечались аналоги пород, характерные для вулканов центрального типа, что указывает на единый источник питания.

По составу вулканиты района представлены базальтами, андезитами, дацитами и в небольшом количестве лапаритами.

В петрохимическом отношении породы относятся к известково-щелочным сериям. Некоторое обогащение их щелочами отмечается в конце крупного этапа формирования вулканов и особенно в предкальдерную стадию.

В эти же периоды вулканиты в различной степени обогащаются  $Zn$ ,  $Cu$ ,  $Pb$  и  $Au$ .

Все разнообразие пород района, кроме игнибритов, объясняется процессами кристаллизационной и эманационной дифференциации. В образовании игнибритов андезито-дацитового и дацитового состава, по-видимому, принимали участие процессы контаминации и ассимиляции.

В.И. Андреев, Н.Е. Лятасов

Институт вулканологии ДВФЦ АН СССР

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВУЛКАНАХ ГАМЧЕНСКОГО РЯДА ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Гамченский ряд вулканов замыкает на севере Восточно-Камчатскую вулканическую дугу. Представляет линейный вулканический массив, сформированный вулканами плиоценового и четвертичного возраста. Развитие и формирование вулканов Гамченского ряда сопровождается разнообразным по составу и типу вулканизмом на протяжении длитель-

ного времени от верхнего плиоцена до голоцена включительно.

Полученные первые данные торий-урановых отношений из вулканов Гамченского ряда, позволяют уравнивать средние отношения тория-урана с имеющимися по четвертичным вулканитам различных вулканических зон Камчатки.

Содержания тория и урана в 17 проанализированных образцах находятся в прямой зависимости от содержаний  $SiO_2$  и  $K_2O$ .

В породах основного состава их содержания составляют Th - 0,6 г/т; U - 0,5 г/т; среднего состава Th - 0,9 г/т; U - 0,6 г/т, кислого в экструзивных образованиях Th - 1,9 г/т; U - 1,3 г/т; в игнимбритах покровов Th - 2,3 г/т, U - 1,5 г/т.

В лавах основного и среднего состава отмечается уменьшение отношений Th к U с увеличением относительной доли закисного железа. В игнимбритовых покровов и экструзивных образованиях такой зависимости не наблюдается.

При сравнении данных с имеющимися по четвертичным вулканитам Камчатки отмечается, что вулканиты Гамченского ряда отличаются резко пониженными содержаниями торий-урановых отношений. Пониженные содержания торий-урановых отношений свидетельствуют о длительной эволюции питающего магматического очага.

С.А. Хубуная

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ БАЗАЛЬТОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ  
РУДОНОСНОСТИ КРОНОЦКОГО ПОЛУОСТРОВА  
(ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

1. В основании геосинклинали разреза Восточной Камчатки на Кроноцком полуострове залегают мощные толщи меловых и палеогеновых плагиобазальтов. Меловые вулканиты образуют тесные пространственные парагенезисы с ультрабазитами.

2. По содержанию главных и редких элементов рассматриваемые базальты практически идентичны вулканитам "толеитовой островодужной серии", которые характеризуются содержанием редкоземельных элементов близким к "хондритовым".

3. Меловые и палеогеновые Кроноцкие вулканиты характеризуются низкими содержаниями Sr, отсутствием во включенниках магнетита феннеровским направлением дифференциации, выражающимся в появлении ферробазальтов.

Отмеченные особенности химизма и минералогии вулканитов позволяют предполагать, с одной стороны, повышенную хромитоносность ультрабазитов, ассоциирующихся с плагиобазальтами и с другой - отсутствие магматических рудопроявлений магнетита.

М.Г. Патока

Камчатское ГГУ

О СОСТАВЕ И ГЕНЕЗИСЕ КИСЛЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Кислые щелочные вулканические породы давно привлекают внимание геологов в связи со своей высокой потенциальной рудоносностью. В последние годы эти в общем редкие для островных дуг вулканиты были обнаружены автором в Центральной Камчатке, на западном фланге Центрально-Камчатского вулканического пояса. Ареал распространения их тяготеет к участку резкого погружения кристаллического фундамента, выходы которого фиксируются непосредственно к югу.

Проявления кислых щелочных пород приурочены к заключительным этапам развития базальт-андезитовых вулканов верхнекайнозойского возраста ( $N_2 - Q_1$ ). Доля кислых щелочных пород в общем объеме лав конкретных вулканических сооружений не превышает 5-20%. Представлены они трахитами, кварцевыми трахитами и щелочными липаритами, слагающими субвулканические и пластовые тела, экструзии и лавовые потоки. Совместно с кислыми щелочными вулканитами отмечаются в небольшом количестве дациты и липариты нормальной щелочности. Среди пород ранних этапов развития конкретных вулканов преобладают щелочноземельные разновидности, наряду с которыми достаточно широко развиты и щелочные базальты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты.

Согласно классификационным признакам Р.Макдональда и Д.Бейли изученные кислые щелочные породы относятся к комендитовому типу - они характеризуются высокой глиноземистостью при относительно низком содержании железа. Высокая глиноземистость обеспечивает наличие нормативного корунда для многих разновидностей. По соотношению щелочных металлов породы принадлежат к кали-натровому ряду и лишь в отдельных, наиболее кремнекислых, разновидностях значение величины  $K_2O/Na_2O$  превышает единицу. Отметим, что щелочные базальты ранних фаз также отличаются повышенной глиноземистостью при высоких содержаниях титана и фосфора.

Характерной петрографической особенностью всех щелочных по-

род от базальтов до комендитов является наличие в основных массах их калиевого полевого шпата, количество которого нарастает по мере увеличения кислотности пород, достигая в комендитах 60-70%. Щелочной полевой шпат, отвечающий по составу анортотлаву ( $Al_{7-9} Al_{58-61} O_{32-36}$ ), встречается во вкраплениях многих трахитов и комендитов. Плагноклазы кислых щелочных пород (олиготлава-андезиты) характеризуются довольно высоким содержанием ортоклазовой молекулы (7-12%), биотиты - повышенной титанистостью и пониженной глиноземистостью. В ряде случаев трахиты и даже комендиты содержат во вкраплениях довольно магнезиальный оливин ( $Fe_{58-60}$ ). Обычно проявление среди продуктов извержений одного вулкана изохимичных, но различающихся по иерархическому составу разновидностей (например, оливин-клинопироксен-двуполевошпатовых и биотит-плагноклазовых трахитов).

Среди акцессорных минералов в кислых щелочных породах наряду с магнетитом, апатитом, цирконом обнаружено золото и серебро, а также такие характерны для основных пород минералы как пентландит и пирротин.

Изученные кислые щелочные породы отличаются высокими концентрациями  $Nb, Zr, La, Ce, Be$ , что нехарактерно для островодужных вулкаников, тогда как содержания других редких элементов -  $Rb, U, F, Ba, U, Th$  ординарны для соответствующих типов пород островных дуг. Любопытно, что концентрация  $Rb$  в породах одинаковой кремнекислотности и с одинаковым содержанием  $K$  могут заметно колебаться, в связи с чем величина  $K/Rb$  изменяется в широких пределах (например, в трахитах от 300-400 до 800-1000). Щелочные базальтоиды также характеризуются высокими концентрациями  $Nb, Zr, La, Ce$  при этом величина  $K/Rb$  отношения в них повышена - 700-800.

Постоянная тесная пространственная ассоциация кислых щелочных пород с базальтоидами, соотношение объемов кислых и основных пород в пределах конкретных вулканов, наличие локальных промежуточных разновидностей в ряду щелочной базальт - комендит, унаследования кислыми щелочными вулканиками некоторых минералогических, петро- и геохимических особенностей базальтов указывает на родственность основных и кислых щелочных расщелов. Повышенные концентрации ряда редких элементов в кислых щелочных породах, а также наличие в связи с ними цветнометаллической минерализации придает изученный тип образования практический интерес.

Б.М. Меликсетян, С.Г. Караветян  
Институт геологических наук АН Арм.ССР

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ФЛИЦИДНЫЙ РЕЖИМ  
ФОРМИРОВАНИЯ НОВЕЙШИХ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ АРМЯНСКОЙ ССР

1. Новейшие (верхний плиоцен-антропоген) кислые липаритовые вулканы (Атис, Артени, Гутансар, Спитаксар и др.) приурочены к отдельным вулcano-структурным подзонам, протягивающимся параллельно осевой части Памбак-Зангезурской геoaнтиклинальной зоны на 300 км.

2. Кислые вулканические стекла (перлит, обсидиан, литоидная пемза) благодаря высоким технологическим свойствам и большим запасам (более 15 млн. км<sup>3</sup>) нашли широкое применение во многих отраслях промышленности, в то же время они привлекают внимание как новые источники ряда редких элементов.

3. Кислые вулканициты одновременно являются оригинальными объектами геохимических исследований редких и особенно рудных элементов в условиях значительной роли флюидной фазы (в ряду липарит-обсидиан-перлит), и их изучение может пролить свет на проблемы петрогенезиса кислых магм и эволюции рудно-магматических систем, в частности и рудоносности кислых вулканических формаций.

4. Петрологические исследования указывают на многоактивный (эксплозивный, эффузивный, экструзивный) характер эволюции кислой магмы в антидромной последовательности - от липаритов к липарито-дацитам - дацитам. Характерна значительная перегретость расплава ( $t = 900-1000^{\circ}$ ) и относительная ее маловодность (1-2%).

5. Высокий коэффициент эксплозивности (75-100%) в начальные фазы деятельности вулканов указывает на значительное накопление легко отделяющихся от переохлажденных ( $t = 750-800^{\circ}$ ) расплавоов газообразных флюидов в зонах пониженных  $T$  и  $P$  в верхних частях вулканических каналов и куполов ( $P_{\text{фл}} > P_{\text{общ}}$ ), приводящее, с одной стороны, к гидратации и вспучиванию стеклоподобного расплава, с другой - к взрыву и последующей экстремальной дегазации с выносом целого ряда редких и рудных элементов.

6. Исследование газово-жидких включений обсидианов, пегматов и железосодержащих минералов (сикгита, роговой обманки, магнетита, иоцита), а также битума, указывает на высокую степень окисленности и калиевости магматического флюида, характеризующегося ( $n, m$  4,1-6,5% сумме летучих) углекисло-водородно-азотным составом ( $H_2O = 45-70\%$ ;  $CO_2 = 20-48\%$ ;  $N_2 = 7-18\%$ ;  $H_2 = 1-2,5\%$ ). При этом

температурная эволюция флюида в условиях открытости систем, судя по результатам дегидратации вулканических стекол, изменялась в пределах от высокотемпературного ( $t = 700-950^{\circ}$ ) до сравнительно низкотемпературного ( $t = 350-600^{\circ}$  и  $370-100^{\circ}$ ) уровней.

7. Геохимические исследования показывают, что в ряду ливарит-лерлит коэффициенты концентрации (по отношению к кларку) возрастают: а) из летучих компонентов для В, F, Cl, S (2-3); б) из малых петрогенных - Cs (1,5-5); в) из редких элементов - Ba, Nb, Ta, Hf (2-3,5); г) из металлогенных элементов (за исключением Cu и Zn) - Pb (1,5-2,5), Sn (1,5-3), W (1,5-3), Ge (3-5), Mo (5-10), Cd (20-30), Ag (10-25), Au (50-100), As (150-200) и особенно Bi (300-400), Hg (250-500); д) из радиоэлементов - U (3-5).

8. Касаясь форм нахождения редких и рудных элементов, необходимо подчеркнуть: а) высокую редкометалльную изоморфную ёмкость биотита (Sn, Cs, Mo, Nb), магнетита (Mo, W, Nb, Ge) и гематита (Sn, Hg, Mo); б) значительную роль (50-65%) легкоподвижной (сорбированной) формы; в) широкое распространение эксталяционных рудных акцессорных минералов (молибденита, халькопирита, реальгара, аурипигмента, антимонита, арсенопирита, киновари, галенита, сфалерита и особенно самородных элементов: молибдена, золота, меди, олова, висмута, цинка, ртути).

9. Геохимические особенности кислых вулканитов весьма близки к таковым рудоносных (Си - Мо) олигоцен-миоценовых гранитоидов Памбак-Зангезурской металлогенической зоны, что, возможно, указывает на единство их анатектического генезиса за счет глубоких горизонтов гнейсово-метаморфического субстрата при участии мантийных калиевых магматических флюидов с аналогичной первичной геохимической специализацией.

10. Установленные геохимические особенности эволюции кислых расплавов в близповерхностных условиях с выносом значительных масс рудного вещества экстрагирующими компонентами флюида, указывают на возможность формирования в жерловых фациях вулканических сооружений его концентраций значительных масштабов.

Н.А. Дурасова, В.Л. Барсуков, Е.А. Вакин, Г.М. Колесов,  
Р.П. Кравцова, С. Якобсон

ГЕОХИ АН СССР, Институт вулканологии ДНЦ АН СССР,  
Национальный музей, Рейкьявик

## ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОДУКТАХ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ЭЛЬДФЕДЛЬ (ИСЛАНДИЯ)

Для оценки металлоносности мантии, получения физико-химических характеристик, определяющих поведение рудных элементов в магматических системах, помимо модельных экспериментов по изучению коэффициентов распределения их в системе кристалл-расплав-флюид, большую ценность представляет изучение металлоносности продуктов извержения действующих вулканов.

С этой целью были исследованы лавы, пеплы, эксталяции и конденсаты газопаровых выделений извержения 1973 г. вулкана Эльдфедль на о. Хеймаэй. Кроме рудных элементов Sn, Hg, Au, Ag, Cu, Fe, нейтронно-активационным методом анализа были определены

Sc, Br, Na, Ta, Hf, Zn и некоторые редкоземельные элементы в эксталяциях и конденсатах первичных фумарол и парящих трещин из лавовых потоков.

В результате проведенного изучения можно сформулировать следующие выводы.

Образцы лав и пеплов субщелочного базальтового состава характеризуются близкими значениями содержания олова и соответствуют таковым в более древних породах о. Хеймаэй и субщелочных базальтоплах Исландии.

Часть металлов, Sn и Hg, в пеплах могла находиться первоначально в легко подвижной форме, что следует из сравнительного анализа образцов, отобранных во время и после извержения.

Вынос Sn, Au, Ag, Hg, Zn, Pb и Си исследованными флюидами происходит в заметных количествах. Этот фактор необходимо учитывать при оценке возможной металлоносности мантии.

В.Л.Барсуков, Л.Н.Когарко, А.И.Поляков, Б.П.Романчев  
Г Е О Х И А Н С С С Р

## УСЛОВИЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

Щелочные дифференцированные серии вулканических островов, исследованные на примере океанических островов центральной и южной Атлантики, формировались в результате механизма кристаллизационной дифференциации.

Расчет математической модели, характеризующей закономерности кристаллизации крупных промежуточных магматических камер, расположенных под вулканическими постройками океанических островов пока-

вал, что дифференциация щелочной магмы определялась фракционированием оливина, клинопироксена, роговой обманки, плагиоклаза и титаномagnetита в различных соотношениях. Детальные термометрические исследования позволили оценить термометрические параметры режима кристаллизации островных серий. Формирование островных серий осуществлялось в интервале температур 920-1330<sup>o</sup>. Обнаружено непрерывное и монотонное понижение температур образования щелочных серий в ряду пород анкарариты-анкарарито-базальты-оливиновые базальты-трахибазальты-фонолиты-орданшиты-трахиты.

Определение давления углекислоты по микровключениям, содержащим высокоплотный углекислый газ, позволило сделать вывод о том, что во время активной магматической деятельности в районе океанических островов магматические очаги находились на глубине 10-20 км. В этих камерах осуществлялось интенсивное фракционирование минеральных фаз в условиях повышенных потенциалов летучих компонентов.

Н.А. Логачев

Институт земной коры СО АН СССР

#### О ЗАВИСИМОСТИ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ РАЗЛИЧИЙ ВУЛКАНИЗМА РИФТОВЫХ ЗОН ОТ СТРОЕНИЯ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛИТОСФЕРЫ

В континентальных рифтовых зонах совместно представлены ассоциации изверженных пород умеренно щелочной (щелочной оливиновый базальт) и сильно щелочной (нефеленит-фонолит с карбонатитами) серий (Кенийский рифт, Верхнерейнский грабен) или же толситовой и умеренно щелочной серий (рифты Эфиопский, Байкальский, Рио-Гранде). В рифтовых долинах и на их плечах широко распространены также породы промежуточного состава между указанными главными сериями базальтовых пород. Это свидетельствует об изменении термодинамических условий плавления верхней мантии либо по латерали (в этом случае имеет место синхронное формирование петрохимически различных серий базальтовых пород с отдельным их размещением по территории рифтовой зоны), либо по глубине (это ведет к размещению в едином разрезе различных по химизму и возрасту серий пород на ограниченной площади).

Петрохимические свойства базальтоидов обусловлены, главным образом, глубиной плавления верхней мантии и температурным режимом литосферы и астеносферы. Чем холоднее и толще литосфера, тем больше глубина образования родоначальных расплавов и меньше величина частичного плавления верхней мантии (сильно щелочная серия пород,

включая кимберлиты). Петрохимия вулканитов зависит таким образом как от динамики молодой рифтообразующей тектонотермальной системы, особенно от величины растяжения литосферы, так и от переичных ее неоднородностей в виде древних платформенных щитов (холодная литосфера) и окружающих их складчатых поясов (более разогретая литосфера), на которые воздействует рифтообразующая тектоно-термальная система.

В достаточно четком виде аналогичная картина наблюдается и в вулканических сооружениях срединно-океанических поднятий. На гребне и в рифтовых впадинах последних, как правило, доминируют крайне бедные щелочами толеитовые серии (сильное растяжение и малая глубина плавления), в то время как на склонах поднятий с увеличением толщины литосферы и углублением очагов первичного плавления появляются местами в значительных объемах, вулканиты умеренно щелочной оливин-базальтовой серии или даже сильно щелочные породы типа фанолитов и нефелинитов.

О.Б. Селянтин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ПЕТРОГЕНЕЗИС ИЗВЕСТКОВО-ЩЕЛОЧНОЙ СЕРИИ: КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ, РЕЖИМ ЛЕГУЩИХ КОМПОНЕНТОВ, СООТНОШЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И ПЛУТОНИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

По результатам комплексного, системного петрологического исследования типично островодужной базальт-диоритовой серии вулканического центра Малого Семьячка (Камчатка) и вынесенных с ее породами кристаллических включений показывается образование серии за счет кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистой базальтовой магмы и реконструируется механизм этого процесса.

Геологические и структурные условия проявления серии (кальдерный комплекс телескопического строения) характеризуются чередованием этапов базальтоидного и кислого вулканизма при унаследованном развитии единой магмопроводящей системы, практически при использовании одних и тех же путей поступления магмами всех составов. Это подтверждается широким развитием моногенных вулканических образований (потоков, пирокластических покровов) с непрерывно изменяющимся составом пород. Непрерывная дифференцированность расплава в магматической колонне перед извержениями небазальтовых составов рассматривается как общий случай.

Главной петрографической особенностью серии является дискретность ряда выделяющихся в ней минеральных парагенезисов вкрапленников. Непрерывному изменению состава вулканитов от базальтов до липаритов соответствует последовательное выделение двух резко различных ассоциаций фанокристаллов: анортита, оливина и авгита (I парагенезис) на интервале от базальтов до андезитов-базальтов и андезитов, и лабрадор-андезина, гиперстена, авгита и магнетита (II парагенезис) в диапазоне от андезитов до липаритов. Количество вкрапленников уменьшается в каждом интервале, а промежуточные составы представлены афировыми вулканитами, либо порфировыми со "омешанной" кристаллической фазой и наложением II парагенезиса на I. Сравнение с полнокристаллическими габброидными включениями, в которых последовательное наложение аналогичных парагенезисов проявлено особенно ясно, показывает, что кристаллизация в серии вполне подобна равновесной кристаллизации заведомо единой порции базальтовой магмы, но протекает на фоне непрерывного фракционирования минеральных фаз.

Изменения петрохимических характеристик пород внутри серии подчинены трем закономерно сочетающимся в ней основным направлениям дифференциации, специализированным по интервалам составов и по уровням глубинности: анортозитовому (для базальтов), толеитовому (от базальтов до андезитов) и собственно известково-щелочному (от андезитов до липаритов). Известково-щелочному тренду удовлетворяет фракционирование наличной кристаллической фазы II парагенезиса, выделявшейся, следовательно, на уровне развития процесса дифференциации. Ассоциации вкрапленников базальтоидов являются избыточно-плагиоклазовыми по отношению к анортозитовому и толеитовым трендам, что свидетельствует о выделении их основной доли не на уровне протекания дифференциационного процесса, а в ходе извержений, в результате дегазации поднимающихся магм. Удовлетворяющие трендам базальтоидов сочетания минералов I парагенезиса наблюдаются в кристаллических включениях.

Дифференциация магмы, питающей вул. анн, предопределяется кристаллизацией в их корневых зонах пород определенных плутонических фаций. Анализ комплексов взаимосвязанных структурных и минералогических признаков вулканитов и пород кристаллических включений (последовательный или объемный характер кристаллизации, равновесность состава и форм минералов, степень смесимости минеральных компонентов в твердых растворах, высоко- или низкотемпературный парагенезис) показывает практически однозначное соответствие типов (фаций)

кристаллизации определенным режимам летучих компонентов магмы: накоплению их в расплаве в ходе его кристаллизации и дифференциации, или выделению в результате адиабатического или ретроградного кипения магмы. Выделение летучих обуславливает ее объемную кристаллизацию и практически исключает возможность дифференциации.

Глубоко продвинутая дифференциация базальтовой магмы в колонне приводит к одновременному образованию трех серий ее производных: 1) непрерывной серии малоглубинных пород ряда долерит-гранофир; 2) непрерывной серии магм базальт-липаритового спектра составов (потенциальных вулканитов) и 3) комплементарного объема первым сериям дискретного ряда пород собственно плутонической фации: эвкрит-алливалитов, магнетитовых габбро-норитов и гранитов.

И.Ф. Милин

Институт тектоники и геофизики, г.Хабаровск

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЯХ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКОГО КРАЕВОГО ПОЯСА

При изучении вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский пояс) установлено, что распределение породообразующих и малых элементов в ряду базальт-липарит имеет разнонаправленный скачкообразный характер и не может быть сведено к простой линейной зависимости. В центральной части Ульинского прогиба в породах равной основности снизу вверх по разрезу увеличивается общая щелочность, содержание  $K_2O$ ,  $Rb_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ , уменьшается содержание  $TiO_2$ ,  $CaO$  и т.д. По этим признакам весь комплекс вулканических пород разделен на ядринскую - натровую (нижний мел), амкинскую кали-натровую и хакаринскую калиевую (обе верхний мел) серии.

В пределах серий в распределении петрографических, петрохимических и геохимических признаков проявляется дискретность, выраженная нарушением в определенных интервалах значений  $SiO_2$  (56 и 65-66%) направленности и непрерывности изменения петрохимических характеристик, фиксирующих базальтовую (базальты, андезитобазальты, трахибазальты), андезито-дацитовую (андезито-дациты, андезиты, латиты, трахиандезиты, трахиты), трахилипаритовую (трахилипариты, трахидациты, дациты, липариты, липарито-дациты) породные группы.

Наиболее четко границы породных групп выделяются в распределении  $K_2O$  и  $Rb_2O$ . В целом, среднее содержание  $K_2O$  в вулканитах возрастает от базальтов к липаритам и трахилипаритам. Однако внутри породных групп изменение содержания  $K_2O$  резко отличается от общего направления. Например, в нижней серии в базальтовой группе среднее содержание  $K_2O$  убывает от базальтов (1,5%) к андезито-базальтам (0,6%). В андезито-дацитовой — тенденция к уменьшению содержания  $K_2O$  к кислым членам ряда сохраняется, но уровень содержания  $K_2O$  значительно выше (2,5–3%). В результате перепад в содержании  $K_2O$  на границе базальтовой и андезито-дацитовой породных групп составляет 2,3%, а на границе с трахилипаритовой — 1,1%. В трахилипаритовой группе среднее содержание  $K_2O$  сохраняется постоянным около 4%.

Рои фигуративных точек вышележающей амкинской серии по всем окислам располагаются параллельно рою нижней ядринской серии. Отличия их только в уровне содержания петрогенных окислов. В верхней хакаринской серии увеличение содержания  $K_2O$  с ростом сохраняется в пределах всей серии.

Подобная дискретность распределения петрогенных окислов в равной степени присуща другим областям Восточно-Азиатского вулканического пояса. При этом выяснилось, что в пределах Охотско-Чукотского звена пояса границы породных групп имеют те же координаты  $SiO_2$ , что получены нами для центральной части Ульяновского прогиба. На юге Дальнего Востока, в Сихотэ-Алинском вулканическом поясе и в вулканических зонах Среднего Приамурья, границы породных групп по отношению к Охотско-Чукотскому поясу несколько смещены в сторону кислых разностей. Вследствие этого базальтовая группа в этих районах включает наряду с базальтами и андезито-базальтами низкокальциевые андезиты.

На диаграммах  $K_2O - SiO_2$  рассмотренных нами районов (северная часть Охотско-Чукотского пояса (Белый, 1969); Булгычано-Сугойский район (Руб, 1970); Среднее Приамурье (Сахно, 1976); Сихотэ-Алинский пояс (Сухов, 1975) рои фигуративных точек имеют горизонтальную ориентировку или полого наклонены к оси. Такая ориентировка роев свидетельствует, что тенденция к сохранению в породных группах содержания  $K_2O$  или его уменьшению от основных пород к кислым (Ядринский тип), является основной для вулканогенных образований рассмотренных структур.

Хакаринский тип распределения, считавшийся определяющим, при-

сущ, по-видимому, только магматическим сериям повышенной щелочности.

Ступенчато-разнонаправленное распределение в вулканических сериях, кроме  $K_2O$  имеет  $Rb_2O$ ,  $Sr_2O$ , менее четко эти закономерности проявляются в распределении  $Na_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ ,  $CaO$  и других породобразующих и малых элементов.

Дискретность составов вулканитов, по-видимому, отражает связь породных групп с различными (разноглубинными) магмами.

Э.Ю. Балуев

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ НЕРАВНОВЕСНОСТИ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ФАЗ В ВУЛКАНИТАХ

Взаимосвязь и эволюция расплавов, их взаимодействие с веществом коры — сложные и интересные проблемы магматической геологии. Их решению может служить информация, полученная при исследовании кристаллической фазы вулканитов в составе и степени неравновесности которой, в отличие от таковой интрузивных пород, запечатлены различные стадии существования и преобразования магматической системы в интервале между ликвидусом и солидусом. Неравновесность вулканической системы на разных уровнях рассматривается на примере Карымской купольно-кольцевой структуры. Критериями неравновесности являются сосуществующие в единой системе минералы, минеральные парагенезисы, породы, породные ассоциации и вулканические сзрии, имеющие разный химический состав и условия образования. Установлен степенной ряд неравновесности и выделены наиболее информативные его члены. Для минералов это плаггиоклаз, минеральных парагенезисов — плаггиоклаз-оливин, ортопироксен, пород-андезито-базальт, породных ассоциаций — базальт-андезит-базальт-андезит-дацитовая ассоциация. Карымский вулканический центр представлен как единая вулканическая система, что устанавливается закономерным зональным распределением вещества — увеличением к центру структуры контрастности, средней кислотности и уменьшением кристаллическости вулканитов, которая эволюционировала как открытая с широким развитием процессов смещения и ассимиляции на разных уровнях. Кристаллизационная дифференциация не может рассматриваться как единственный механизм, ответственный за происхождение вулканитов ряда базальт-дацит. Этому противоречит наличие окловных

генераций плагиоклаза и постоянство составов ортопироксена в ряду базальт-андезит и клинопироксена в базальт-андезито-базальтах. Предлагается модель петрогенезиса с мантийным источником основных и коровых кислых и средних расплавов.

И.Т. Кирсанов, И.А. Марков  
Институт вулканологии ДЕНЦ АН СССР

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ БАЗАЛЬТОВ ПОБОЧНЫХ КРАТЕРОВ  
КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА, ИХ СОСТАВ И ИЗМЕНЕНИЕ В ПРОЦЕССЕ  
ИЗВЕРЖЕНИЯ

Породообразующие минералы базальтов побочных кратеров Ключевского вулкана представлены 3-мя генерациями плагиоклаза, 2-3-мя генерациями моноклинного пироксена и оливина, и реже ромбическим пироксеном.

Количество кристаллической фазы меняется в зависимости от динамики и от начала к концу извержения.

При детальном изучении породообразующих минералов в базальтах побочных кратеров Ключевского вулкана установлено, что в первые стадии извержения кристаллизуются плагиоклаз, пироксен, иногда один пироксен и, в меньшей степени, оливин.

В средние и последние стадии-плагиоклаз-оливин, и увеличиваются размеры кристаллической фазы в целом. От начала к концу извержения меняются состав и температура кристаллизации минералов. Плагиоклаз становится более основным, пироксен - железистым. Кристаллизация плагиоклазов происходит в пределах 1020-1370°C, пироксенов - 1050-1300°C и оливинов 1160-1450°C. От начала к концу извержения температура также меняется от более высокой к более низкой.

Все это указывает на то, что значительная часть минералов кристаллизуется в верхней части вулканического канала в процессе извержения. Некоторая часть вкрапленников плагиоклаза и моноклинного пироксена кристаллизуется при формировании лавового потока, т.е. непосредственно в поверхностных условиях.

Полученные данные позволяют расшифровать физико-химические условия кристаллизации породообразующих минералов и приблизиться к модели вулканического процесса на вулканах типа Ключевского.

А.В. Колосков, С.А. Шека

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

Дальневосточный геологический институт ДВНЦ АН СССР

О СОПРЯЖЕННОСТИ СОСТАВОВ ВКЛЮЧЕНИЙ И СОДЕРЖАЩИХ ИХ  
ВУЛКАНИТОВ (НА ПРИМЕРЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ)

1. Включения в вулканитах островных дуг существенно отличаются от подобных образований в пределах континентальных областей, океанических островов и архипелагов как по составу содержащих включения пород, так и по характеру ассоциаций включений и особенностям их минерального состава.

2. Среди полнокристаллических включений в лавах современных вулканов Камчатки и Курил выделяются породы салпического (гранитоиды) и мафического (базит-гипербазитового) ряда. Первые преимущественно распространены в зонах широкого развития относительно кислого (андезито-дацитового) вулканизма, вторые, в основном, ассоциируют с базальтоидами (андезито-базальтами).

3. По относительной щелочности-глиноземистости, а также по кали-натровому отношению составы большинства типов включений хорошо коррелируются с составами содержащих их пород. Так низкокалиевым высокоглиноземистым вулканитам Восточной Камчатки и Главной зоны Большой Курильской гряды соответствует пересыщенный глиноземом низкокалиевый тип включений. С вулканитами высококалиевого субщелочного ряда ассоциируют включения, характеризующиеся повышенной (главным образом калиевой) относительной щелочностью (вулканы Шивелуч, Харчинский на Камчатке).

4. Особенности геологического положения и состава включений позволяют рассматривать значительную их часть в качестве отторженцев кристаллического фундамента, выходы которого имеются в пределах Камчатского региона.

5. Сопряженность составов большинства типов включений и вулканитов, помимо генетического родства для части включений, свидетельствуют о том, что разнообразие вулканических пород Курило-Камчатской зоны во многом определяется типом кристаллического фундамента, участвующего в процессах магмообразования.

Г.Е. Богоявленская, И.Т. Кирсанов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## НОВЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ВНУТРИКРАТЕРНОЙ ЭКСТРУЗИИ ВУЛКАНА БЕЗЫМЯННОГО

1. 30 марта 1956 года на вулкане Безымянном произошло одно из крупнейших в историческое время извержений. Направленным взрывом были уничтожены вершина и восточный склон вулкана. На их месте образовался открытый на восток кратер диаметром более 1,5 км, глубиной 600-700 м.

Объем выброшенного материала составил 2 км<sup>3</sup>.

2. В последующие 20 лет постоянная активная деятельность вулкана была связана с формированием внутрикратерного экструзивного купола Нового.

Двадцатилетний эруптивный цикл вулкана Безымянного описывался в литературе. Выделялись два десятилетних этапа развития экструзии, показывались различия как в характере экструзивной активности, так и в особенностях кристаллизации порций расплава первого и второго десятилетий.

Отмечалось, что в течение всего двадцатилетнего периода химический состав лав, формирующих купол, не менялся, наблюдались лишь вариации минерального состава.

3. С 1977 года начался третий этап развития экструзивного купола, главная особенность которого - излияние вязких лавовых потоков, сменивших выжимание жестких экструзивных блоков.

Наряду с уменьшением вязкости, лавы последнего этапа вновь, как и в начале II этапа, оказались менее раскристаллизованными и, впервые, произошло изменение их химического состава.

4. Все особенности развития вулкана на современном этапе запечатлены в его прошлой истории и определенно свидетельствуют о цикличности его развития.

Н.С. Муравьева  
ГЕОХИ АН СССР

### ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМОМЕТРОВ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТЕМПЕРАТУР КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ЭФФУЗИВОВ (НА ПРИМЕРЕ ИСЛАНДИИ)

Эффузивные породы являются удобным объектом для изучения равновесия "кристалл-расплав", играющего важную роль при образовании магматических пород. Изучение коэффициентов распределения элементов между включениями и основной массой вулканических пород позволяет применять для оценки температур их кристаллизации методы

термодинамических расчетов. В основе "геотермометров" лежит зависимость от температуры константы равновесия реакции обменного типа для фаз переменного состава.

В процессе изучения условий кристаллизации и генезиса пород риолит-базальтовой ассоциации Исландии был использован ряд геотермометров. Проведенный сравнительный анализ методов показывает, что наиболее широкую область применения по составу и температуре имеют плитиоказовый геотермометр Кудо-Бейла и двунироксеновый геотермометр Бойда.

Применение различных геотермометров позволило получить достоверные значения температур кристаллизации фенокритов в породах различного состава. На основании полученных данных был определен порядок выделения минералов-кристалленников из расплава. Сравнение результатов расчета для различных пород указывает на следующую последовательность изменения ликвидусных температур для изученных серий:

толеитовая серия

высоко-Mo -базальт - базальт - андезитобазальт-андезитодацит-риолит  
1295 - 1220°C      1180°C      1100°C      1035°C      900°C

щелочно-оливин-базальтовая серия

высоко-Mg -базальт - базальт - андезит - дацит  
1275 - 1170°C      1120°C      1000°C      930°C

## У. СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

В.К. Ротман, Н.П. Осинская  
ВСЕГЕМ

### ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА И РУДООБРАЗОВАНИЕ В СИСТЕМАХ ОСТРОВНЫХ ДУГ ТИХОГО ОКЕАНА

Островные дуги Тихого океана представляют собой сложные тектонические системы, характеризующиеся длительным и неоднократным проявлением вулканизма на протяжении мезозоя и кайнозоя. Основные морфологические, тектонические и вулканические элементы кайнозойских дуговых структур являются наложенными по отношению к структурному плану, который сформировался в мезозое и отличался собственным закономерным размещением вулканических проявлений в пространстве. Эта закономерность заключалась в контрастном характере вулканических процессов, происходивших на окраине Азиатского континента и на окраине Тихого океана, где соответственно располагались Восточно-Азиатский и Периокеанический вулканический пояса. На протяжении позднего мела и части палеогена первый пояс характеризовался преимущественно кислым составом вулканических пород, а второй — базальтовым. Соответственно различались главные типы вулканоструктур этих поясов и особенности связанного с вулканизмом оруденения. Этим определяется различная металлогеническая специализация комплексов основания различных островных дуг (например, Японской и Филиппинской). Следует подчеркнуть, что в настоящее время отсутствуют достоверные данные о том, что на рассматриваемом возрастном интервале (поздний мел — ранний палеоген) в западной части Тихого океана существовали островные дуги, аналогичные современным, с соответствующим типом вулканической деятельности и оруденением.

Образование островных дуг (конец палеогена — неоген) привело к активизации вулканических процессов, сосредоточившихся в пределах узких протяженных зон (вулканических дуг), которые, как правило, пересекают границы мезозойских структурно-формационных зон. Этим во многом определяется специфика вулканизма и оруденения островных дуг. Если в целом для последних характерен базальт-андезитовый состав вулканических пород и преобладание стратовулканов, то для островных дуг и их звеньев, заложенных на блоках с хорошо развитой земной корой континентального типа, показательно извержение больших количеств кислых вулкаников и образование каль-

дер (например, Япония, Новая Зеландия). Противоположностью являются островные дуги, заложившиеся на коре океанического типа (дуги Тонга-Кермадек, Идзу-Бонин, Марианская). Соответственно различаются и типы характерных для островных дуг месторождений, среди которых главными являются месторождения типа "куруко" и медно-порфировые. Таким образом, как тип вулканизма, так и особенности связанного с ним оруденения обусловлены историей геологического развития данной островной дуги или отдельных ее звеньев, что обычно не учитывается при металлогенических построениях, основанных на "тектонике плит".

Т.В. Тарасенко  
Камчатское ТГУ

#### ВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Характерной особенностью геологического развития и строения позднемезозойско-кайнозойской Корякско-Камчатской складчатой области является последовательная зональная миграция и омоложение во времени тектонических и вулканических процессов от континента на юго-восток в сторону Тихого океана. Предверхнеурские тектонические движения обусловили заложение на палеозойско-раннемезозойских метаморфических и терригенно-вулканогенных комплексах складчатого основания разновозрастных геосинклинальных прогибов. По времени завершения основного геосинклинального этапа развития региона в конечном структурном плане, на месте последовательно замыкающихся геосинклинальных прогибов, были оформлены складчатые зоны нижнемеловой (Пенжинско-Анадырская), верхнемеловой (Западно-Камчатско-Корякская) и неогеновой (Восточно-Камчатско-Олоторская) консолидаций.

В геосинклинальный этап развития были оформлены без перерывов и угловых несогласий: в Пенжинско-Анадырской зоне - верхнеурско-альбские (7550 м), в Западно-Камчатско-Корякской - сеноман-кампанские (8150 м), в Восточно-Камчатско-Олоторской зоне - сантон-кампанские и маастрихт-палеогеновые (12000 м), олигоцен-нижнемiocеновые (3500 м) кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения. Геосинклинальный вулканизм интенсивно проявлялся вдоль глубинных разновозрастных швов: Куальско-Паралольского (нижнемелового) и Центрально-Камчатско-Вывенского (верхнемелового). Эти швы заложались на стыках мегаблоков с различным типом земной коры. Они огра-

вызывали прогибы, а в последствии и соответствующие им складчатые зоны. Вдоль глубинных швов были сформированы Кулюльский (нижнемеловой) и Ватковский (верхнемеловой) офиолитовые пояса. К ним приурочены проявления хрома, никеля, меди, марганца, железа и асбеста. Характерным является факт отсутствия в пределах шовных зон кислых интрузий и сопутствующего им оруденения.

Орогенный вулканизм наиболее интенсивно проявился в неогенное и четвертичное время на Камчатке. В Пенжинско-Анадьрской зоне в олигоцен-раннемиоценовое время локально изливались андезиты, андезито-базальты и внедрялись мелкие штоки диоритов. Здесь слабо проявлено оруденение благородных металлов и ртути. В Корьякском нагорье в эоцен-олигоценное время формировались наземные липарито-дацитовая и андезитовая формации и синхронные с ними субинтрузии, а также внедрялись трещинные интрузии гранитов и гранит-порфиров. Они приурочены к глубинным разломам орогенного заложения и образуют Ичитинско-Уинейвайамскую, Энчайскую и Ильвапинанскую магматические зоны. С эоценовыми интрузиями гранитов и гранит-порфиров ассоциируют проявления олова, вольфрама и висмута. С миоценовыми штоками кварцевых диоритов и диоритовых порфиров пространственно связаны проявления благородных металлов и ртути.

На Камчатке вдоль Центрально-Камчатского глубинного разлома был сформирован одноименный неогеновый вулканический пояс. Вулканизм в его пределах характеризуется широкими излияниями миоценовых вулканитов андезитового и андезито-базальтового состава, локальными проявлениями кислого вулканизма (до 600 м), повсеместными накоплениями миоценовых эффузивно-пирокластических образований среднего состава (1200 м) и четвертичных платобазальтов. С миоценовыми вулканитами в пределах пояса и постмагматическими зонами вторичных кварцитов связаны проявления благородных металлов, полиметаллов, ртути и серы. Вдоль восточной Камчатки сформировался четвертичный вулканический пояс.

Характерным для региона является отсутствие крупных интрузий гранитного ряда. В пределах орогенных вулканических зон и поясов к пересечениям глубинных разломов северо-восточного (камчатского) и северо-западного (алеутского) направлений приурочены вулканотектонические структуры. Некоторые из них относятся по типу к очаговым и определяют положение рудных узлов. Региональная металлогеническая зональность обусловлена развитием земной коры различных типов (континентальной и переходной) за счет океанической, поясовым размещением геосинклинальных шовных зон на стыках

мегаблоков, вдоль которых были сформированы офиолитовые пояса и развитием глубинных разломов в оротенный этап консолидации складчатых зон, к которым приурочены вулканические пояса и зоны.

Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев, В.Г. Пономарев  
Институт геологии и геофизики СО АН СССР

ФОРМЫ СВЯЗИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЮГА СИБИРИ С ПРОЦЕССАМИ ВУЛКАНИЗМА

В пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции выделяются три типа колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с вулканическими процессами геосинклинальных этапов развития региона в верхнем протерозое и нижнем палеозое:

- 1) субвулканические гидротермально-метасоматические месторождения (Восточная Тува);
- 2) гидротермально-осадочные стратиформные месторождения в вулканогенно-осадочных отложениях геосинклинальных трогов (Западное Забайкалье, Северное Прибайкалье);
- 3) гидротермально-осадочные стратиформные месторождения в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях многосинклинальных зон (Енисейский край).

Для первого типа месторождений характерна приуроченность к последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формации нормального щелочно-земельного ряда с натровой щелочной специализацией пород. Структурно они тяготеют к вулкано-купольным, жерловым и другим вулкано-тектоническим структурам центрального типа. Пространственно приближенное кустовое развитие жерловых фаций пород, субвулканических интрузий различного состава, эксплозивных брекчий и гидротермальных метасоматитов, близость их образования во времени указывают на достаточно тесные генетические связи процессов вулканизма и рудообразования. Отделение гидротермальных растворов происходило, очевидно, из промежуточных магматических камер и остаточных магматических очагов на сравнительно небольших глубинах, что подчеркивается высокотемпературным характером гидротермальных процессов.

У гидротермально осадочных стратиформных месторождений в вулканогенно-осадочных отложениях, в отличие от первого типа, отсутствует пространственная и структурная связь с вулканизмом центрального типа. Гидротермальные процессы проявились наиболее активно на стадии затухания вулканической деятельности и начала флишоплио-

го карбонатно-терригенного осадконакопления с небольшой долей участия вулканогенного, преимущественно пирокластического материала. Существенное развитие в пределах рудных полей имеют субвулканические интрузии основного и кислого состава. В отдельных случаях, для рудных зон в бортовых частях эвгеосинклинальных трогов, отмечается наличие габброидов и гипербазитов - составных частей офиолитовых комплексов, контролируемых зонами краевых глубинных разломов. Отмечается многорунность оруденения, большая длительность действия гидротермальных систем, по времени сопоставимая с продолжительностью собственно вулканических процессов. Для подобного типа месторождений есть основания говорить лишь об общей парагенетической связи процессов вулканизма и рудообразования, и связи длительно действующих гидротермальных систем с глубокими подкоровыми очагами базальтоидного магматизма.

Для третьего типа - стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений в терригенных и терригенно-карбонатных толщах (верхний протерозой многоэосинклинальной зоны Енисейского края) доказана их гидротермально-осадочная природа, но существенного развития вулканических образований в пределах рудных полей не отмечается. Наблюдаются лишь отдельные горизонты осадочных пород, обогащенных туфогенным материалом и дайки основного состава, коматитичные вулканическим образованиям смежных структурно-формационных зон. Для подобного типа месторождений можно говорить лишь об удаленных формах связи рудообразования с вулканическими процессами. Контроль рудоносных гидротерм осуществлялся в данном случае зонами разломов глубокого заложения, нередко связанными с блоковыми строением фундамента.

Для обоих типов гидротермально-осадочных стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений можно предположить глубинный, подкоровый характер рудогенерирующих очагов, в целом парагенетически связанных с процессами базальтоидного вулканизма. Это в значительной мере определяет общее геотектоническое положение их в прибортовых частях геосинклинальных трогов и на склонах палеоподнятий, и региональный контроль размещения месторождений разрывными структурами глубокого заложения. Характерной геохимической чертой является ассоциация гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений с вулканогенными месторождениями железа и марганца.

Ф.Ш.Кутнев, Л.П.Аникин, В.И.Васильченко, Л.С.Симонова  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### ВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ (НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗА ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

Вулканы, поставляющие на поверхность Земли базальтоидные расплавы, являются природными "окнами", которые позволяют судить о веществе и состоянии наиболее глубоких зон литосферы.

По мнению ведущих петрологов ультраосновные и основные расплавы представляют собой вылавки вещества мантии, а присутствующие в них ксенолиты ультраосновных и основных пород рассматриваются, как возможные представители нижней коры и верхней мантии.

Среди изученных глубинных ксенолитов 32 крупнейших вулканов Курило-Камчатской провинции (около 2000 образцов), наряду с гигантовершистыми базит-гипербазитовыми породами, встречены разновидности с содержанием кремнезема менее 30% и представляющие собой мантийные и нижнекоровые руды на хром, никель, титан, железо, ванадий и др. Рентгеновская и микронзондовая диагностика группы рудных минералов позволила идентифицировать титаномagnetит, ванадиевый титаномagnetит, троилит, германит, пентландит, цирротин, золото и др.

Рассматривая модель, где верхняя мантия выступает в роли "генератора", а земная кора "аккумулятора" рудного вещества, можно проследить последовательность мобилизации, миграции и консолидации рудных элементов на основе анализа рудовозрастных базит-гипербазитовых формаций и выносимых или мантийных и нижнекоровых руд и пород.

При активном вулканическом процессе глубокие высокотемпературные флюиды и сопутствующие им расплавы "вылавывают" из мантии и выносят к поверхности избыточные для данных физико-химических условий петрогенные и рудные элементы. Последние, в зависимости от масштаба процесса, могут формировать месторождения, рудопроявления, зоны минерализации.

В глубинных зонах литосферы под вулканами, на уровне нижней коры и верхней мантии, по-видимому, существуют значительные рудные месторождения, отторженцы и проявления которых наблюдаются в виде рудных ксенолитов (хромитовых, титаномagnetитовых и др.) и эвентильных "рудообразующих" флюидов современных извержений.

Оменяющиеся по времени базит-гипербазитовые формации Камчатки (основные и ультраосновные массивы, меймечиты, пикриты, оливковые

плато-базальты оливин-пироксен-плаггиоклазовые базальты и др.) имеют каждая свой специфический металлогенический профиль.

Анализ формаций мелового этапа выявил обогащенность формации такими металлами: как хром, медь, никель, осмий, иридий, платина и др. Значительных концентраций этих металлов в последующих формациях накапливаться не может, т.к. мантия уже ими "обеднена".

Но более древние магматические формации могут иметь набор этих руд. Для палеогенового этапа набор рудных компонентов включает ванадий, титан, железо, цинк и др.

В.И. Гаврилов, В.В. Онихимовский  
Институт тектоники и геофизики ДЕНЦ АН СССР  
НЕКОТОРЫЕ АСПЕКТЫ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ БАЗАЛЬТОВ

Изучение минерального состава и геохимических особенностей базальтов показывает, что в ряде случаев в них присутствует широкий круг аксессуарных рудных минералов и отмечаются аномальные концентрации таких элементов, как золото, олово, медь, фтор и другие.

Повышенными содержаниями золота (до 300 мг/т) характеризуются верхнемеловые базальты северо-западной окраины Колымского среднего массива Северо-Востока СССР. Золото встречено в базальтах вулканов Плоский Толбачек и Ключевской (п-ов Камчатка), золото вместе с касситеритом отмечено в базальтах вулкана Тяга (о-в Кунашир), а касситерит - в базальтовых излияниях вулканов Алайд и Руруй (Курильские о-ва). Концентрация олова в последних составляет 4,3-6,7 г/т. Базальты и андезито-базальты некоторых вулканов Северных Курильских о-вов (вулканы Богдановича, Ветрового, Эбеко) концентрируют до 20-35 г/т олова.

Касситерит в ассоциации с пиритом, халькопиритом, турмалином встречен в тяжелой фракции миоценовых базальтов Комсомольского оловорудного района в Приамурье. Содержание олова в базальтах Северо-Востока СССР (побережье залива Шелехова, Арманское вулканическое плато и ряд других мест) составляет десятки и даже сотни грамм на тонну.

Высокие концентрации меди отмечены в базальтах Командорских островов, пространственно связанных с проявлениями меди, в андезито-базальтах Чили, а в лавовых базальтовых покровах США в районе озера Верхнее имеются и промышленные концентрации меди.

В ряде регионов Мира отмечается обогащение базальтов фтором. В Восточном Забайкалье базальты района Абагайтуйского флюоритового

месторождения и окрестностей Нерчинского Завода содержат до 0,23% фтора (при кларке 0,037%). Высокая концентрация этого элемента отмечается и в базальтах Западного Забайкалья, Восточной Монголии, Тянь-Шаня и других регионов.

Детальное изучение минералогии и геохимии базальтов в сочетании с их петрохимическими особенностями и приуроченностью к определенным структурным зонам может способствовать получению дополнительной информации по составу верхней мантии Земли. Однако и имеющийся материал позволяет сделать ряд выводов. Так, присутствие перечисленных выше элементов в базальтах позволяет признать их мантийное происхождение, а сами базальты в ряде случаев могут служить индикаторами провинциального оруденения.

Б.В. Иванов, В.И. Сотников, В.Н. Скороходов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР  
Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
ЭЛЕМЕНТЫ РУДНОЙ ГРУППЫ (Pb, Zn, Mo, Cu)  
В ФОРМАЦИОННЫХ ТИПАХ ЭФФУЗИВОВ КАМЧАТКИ

1. В пределах известково-щелочной серии пород Восточной вулканической зоны Камчатки развиты два формационных типа эффузивов, связанных с определенными вулканическими центрами и характеризующихся набором ассоциаций пород и направленностью дифференциации: I - базальт-андезит-базальты, II - базальт-андезит-дациты.

2. Оба формационных типа контролируются определенным структурным положением и пространственно разобщены. Первый тип (простой) связан с линейными зонами сквозькоровых разломов северо-восточного простирания и по петрологическим признакам является прямым производным верхней мантии. Второй тип (сложный) приурочивается к сложно построенным структурным зонам, характеризующимся наложением на линейные сквозькоровые разломы разноплановых разломов корового заложения и вулкано-тектонических депрессий. По петрологическим признакам в генезисе этого формационного типа эффузивов принимают участие коровые процессы. В границах вулкано-тектонических депрессий (кольцевых структур) могут быть проявлены оба формационных типа эффузивов и здесь они, как правило, не четко пространственно разобщены. Глубинное строение таких зон сложное и характерной их особенностью является наличие под вулканическими центрами промежуточных коровых очагов.

3. Относительно кларков рассматриваемых элементов в однотип-

ных породах вулканиты Восточной Камчатки характеризуются заметно пониженным уровнем концентрации олова и цинка и повышенными содержаниями меди и особенно молибдена, что согласуется с общей геохимической и металлогенической специализацией региона.

4. При сравнительном анализе содержаний и направленности распределения рудных элементов в процессе дифференциации вулканитов выявляется ряд характерных признаков, подтверждающих правомерность выделения двух формационных типов эффузивов.

5. Региональные геохимические признаки выделенных формационных типов пород определяются геохимической специализацией вещества верхней мантии, а локальные — структурными особенностями района, составом земной коры на уровне развития промежуточных очагов и характером извержения (коэффициент  $E$ ) отдельных вулканических центров.

М.С. Михайлова, В.П. Новицов, Ю.Н. Родионов, А.А. Фельдман  
Ц Н И Г Р И

#### МАГМАТИЧЕСКАЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

1. Анализ взаимосвязи минерализации вулканогенных территорий от особенностей их глубинного строения был выполнен для одного из районов Дальнего Востока (Нижнее Приамурье). Район расположен на сочленении Амурско-Охотской и Сихотэ-Алинской зон Восточно-Азиатской складчатой области мезозойд. Фундамент ее сложен породами докембрия, главный геосинклинальный комплекс представлен палеозойско-мезозойскими терригенными образованиями; с развитием вулканического пояса (верхний мел-неоген) связано формирование покровов вулканитов и вулканогенно-осадочных образований.

2. В пределах района выделены три субмеридионально ориентированных мегаблока, отличающиеся по глубине расположения фундамента геосинклинали, составу слагающих его пород, особенностям проявления магматических и рудных формаций, т. е. лам вулканогенно-тектонических структур, что позволяет рассматривать их как структурно-формационные зоны.

3. Глубина залегания фундамента Восточной структурно-формационной зоны, совпадающей с северным отрезком Приморского вулканического пояса, составляет 2-6 км; Центральной, соответствующей северному окончанию Сихотэ-Алинской складчатой области, — 10-12 км; Западной, рассматриваемой как северо-западное ответвление вулкани-

ческого пояса - 4-6 км. Для фундамента Центральной зоны характерно преобладание пород пониженной плотности, для других зон - повышенной.

4. Для всех рассматриваемых структурно-формационных зон характерны магматические образования известково-щелочного ряда. В Центральной структурно-формационной зоне развиты преимущественно интрузивные образования верхнемелового возраста существенно натрового типа щелочности. Восточная структурно-формационная зона отличается интенсивным интрузивно-эффузивным магматизмом верхнемелового-неогенового возраста; в Западной - наиболее широко проявлен эффузивный магматизм верхнего мела. Для двух последних зон обычны калий-натровые серии изверженных пород.

5. Типы развитых вулкано-тектонических структур коррелируются с особенностями проявления магматизма в каждой из зон: в Западной преобладают вулкано-тектонические депрессии, в Центральной - тектоно-магматические поднятия, для Восточной - наиболее характерны вулкано-тектонические депрессии и в меньшей мере - тектоно-магматические поднятия.

Особенности объемного строения конкретных вулкано-тектонических структур определены на основании расчетных геофизических данных.

6. Золоторудные проявления района принадлежат к золото-адуляр-кварцевой и золото-кварцевой формациям. Проявления первой характерны для Восточной структурно-формационной зоны, проявления второй формации - для Центральной и Западной зон. В пределах последней они представлены преимущественно близповерхностным типом.

7. На основании геохимических особенностей продуктов магматизма и структурно-временной связи золоторудных проявлений с определенными магматическими формациями последние рассматриваются как продуктивные.

8. Различия в строении фундамента блоков структурно-формационных зон находят отражение в закономерном проявлении субформаций магматических образований, минеральных типов рудных формаций, генетических разновидностей метасоматитов, расположении вулкано-тектонических структур и т.д.

В.Б.Черницын, С.И.Кирикилица, В.М.Окрутин, В.И.Морозов,  
Н.И.Абраменко, В.В.Черницын

И М Р Мингео УССР

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## О СВЯЗИ РТУТИ С ПРОДУКТАМИ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

1. С целью получения новых данных о источниках ртути и её ассоциации с магматическими породами и вулканическими процессами проведено исследование распространенности ртути в продуктах современного вулканизма на Камчатке.

2. В кратере действующего вулкана, геотермальной системе и рудном месторождении, связанных с единым эруптивным центром, опробованы газы, воды и твердые продукты. Количество анализов газов достигло нескольких сотен. Подобные работы с немедленным анализом газов, исключавшим изменения в пробах, происходящих при их хранении, стали возможны после конструирования портативного ртутного газоанализатора.

3. Содержания ртути в почвенных газах Северного кратера Мутновского вулкана колеблются от 40 до 240 нг/м<sup>3</sup> в рыхлых покровных образованиях, до 400-1400 нг/м<sup>3</sup> на фумарольных площадках и 1800-5200 нг/м<sup>3</sup> вблизи газовых струй и грязевых котлов. В отобранных здесь же водах ртути содержится  $1,2-2 \cdot 10^{-5}$  г/л, а в андезитобазальтах, являющихся наиболее распространенной породой -  $(1-3) \cdot 10^{-5}\%$  и в твердых возгонах  $(1-3) \cdot 10^{-4}\%$ .

4. На термальном поле "Дачное" в почвенном воздухе участков без активного паровыделения содержание ртути колебалось от следов до 10-15 нг/м<sup>3</sup>; при приближении к термальным площадкам - 20-40 нг/м<sup>3</sup>; вблизи парогазовых струй - 100-420 нг/м<sup>3</sup>; непосредственно у грифонов - до 1500-7000 нг/м<sup>3</sup>.

5. На рудном месторождении четвертичного возраста за пределами рудоносных зон в рыхлом пепловом покрове содержание ртути составляет 5-15 нг/м<sup>3</sup>, над рудоносными зонами - 30-40 нг/м<sup>3</sup>. Там где пеплов нет, вне рудоносных зон ртути содержится 100-240 нг/м<sup>3</sup>, а в их пределах - 470-950 нг/м<sup>3</sup>. Имеющиеся здесь же термальные воды содержат  $2,5 \cdot 10^{-5}$  г/л ртути. В рудах она присутствует в количествах от  $3 \cdot 10^{-6}$  до  $1 \cdot 10^{-5}\%$ .

6. Пробы газов из пеплов, отобранные на вулкане Плоский Толбачик за пределами кратера, содержат ртути 10-15 нг/м<sup>3</sup>. В трещинах лавового потока её 100-450 нг/м<sup>3</sup>, а в кольцевых трещинах в кратере, где продолжается газоразделение - 1000-5000 нг/м<sup>3</sup>. В почвенном воздухе берегов на Аппальских источниках содержания ртути имели экстремальные значения 10000-15000 нг/м<sup>3</sup>.

7. Проведенные исследования позволяют считать ртуть характерным элементом современных вулканических продуктов Мутновско-Ава-

ченоского и некоторых других районов современного вулканизма. Транспортировка ртути в высокотемпературном водном флюиде, как показывают наблюдения, принципиально возможна. Скорее всего ртуть имеет глубинный источник, так как непрерывное поступление вулканических продуктов, содержащих ртуть, делает маловероятным непрерывное в течение длительного времени обогащение ею газов, растворов и магм на пути их движения к поверхности.

В.П. Ковалев  
ИГиГ СО АН СССР

#### ОТНОШЕНИЕ ЛАВ И ПИРОКЛАСТОВ К РУДНЫМ МЕСТОРОЖДЕНИЯМ

Частая ассоциированность вулкаников с рудами, наличие металлогенных гидротермальных систем в областях много вулканизма, развитие на действующих вулканах эксгальационной минерализации приводят многих исследователей к убеждению о широком распространении в недрах месторождений вулканогенно-осадочного и гидротермально-вулканогенного типа. В настоящее время в зависимости от вулканического процесса ставятся многие эпitherмальные, телетермальные и ксено-термальные месторождения. Вместе с тем исследователи не могут игнорировать очевидную слабую рудоносность современных вулканически активных областей. Г.Шнейдерхен думал, что это результат потери магмой летучих и растворенных в них металлов еще на плутоническом уровне. Он, как и В.Линдгрэн, полагал, что большинство лав практически стерильны в отношении рудоносности. На самом же деле геохимические исследования последнего времени обнаружили обогащение эффузивных, эксплозивных и экструзивных пород в сравнении с их интрузивными аналогами многими элементами — примесями. Дж.Адамс, первый заметивший этот эффект, относил его на счет того, что лавы более точно отражают состав магмы. Другими это обстоятельство воспринимается иначе, как показатель концентрации металлов в расплавах, характеризующих верхние части магматических колонн.

Сторонники непосредственной связи рудообразующих процессов с вулканической деятельностью исходят из предположения, что значительная часть летучих, насыщающая природные силикатные расплавы, отделяясь в результате резкого снижения давления, способна выносить груз примесей, рассеивать или их концентрировать. К настоящему времени предпринято много попыток обосновать эффективность указанного механизма мобилизации ивентильного рудного вещества, но все они малоубедительны. Обнаружено, что дымы, пары и вулканические

газы бедны рудными элементами. Изотопные определения доказывают наличие в гидротермах веществ, заимствованных на путях их движения.

Опыты по центрифугированию расплавов показали, что большинство рудных элементов находятся в химической связи с алумосиликатной основой и не теряются в ощутимых количествах при быстром охлаждении. Напротив, равномерно рассеянные в расплаве-растворе примеси очень прочно захватываются квазикристаллической матрицей, встраиваясь в полимерные каркасы. Опыты по выщелачиванию вулканических и искусственных стекол, а также фельзитов показали, что некоторые модельные элементы с трудом извлекаются даже растворами сильных кислот и оснований. Наблюдения Л. Л. Леоновой над термами Камчатки и Курил согласуются с этими данными. Выполненные эксперименты ставят под сомнение вывод, что обогащение стекол металлами связано сорбционным захвату структурно рыхлым сетчатым каркасом. Именно химическая встроенность примесей в субтаксисы расплава препятствует их захвату отделяющимися летучими. Вот почему быстро остывающие лавы лишены возможности терять рудные элементы и лишь способны их прочно консервировать. Только при медленной кристаллизации возможна отгонка примесей в остаточные расплавы, где также срабатывают эманации, способные принять этот груз. Такие условия появляются под непроницаемыми интрузивными сводами и на значительной глубине.

Из сказанного видно, что собственно вулканический процесс не создает благоприятных условий для формирования синхронного обогащения. Объявление рудной минерализации сингенетичной вулканизму мало полезно, так как при этом не раскрываются пространственно-временные соотношения между событиями на глубине и на поверхности, и следовательно не стимулируется изучение процессов, ответственных за перевод примесей в миграционное состояние. Одних количественных геохимических признаков сходства недостаточно для утверждения генетических связей между вулканитами и рудами. Главный критерий — есть или нет механизм отделения рудных элементов от материнского расплава. Наложение руд на вулканогенно-ссадочные и экструзивные образования в областях позднеальпийского тектоно-магматизма происходило в связи с комагматичными интрузивами, становившимися на большой глубине после прекращения вулканической активности. Ясно, что связь здесь только парагенетическая. Многие же палеотипные вулканические породы служат лишь вмещающим руд, сформировавшимся в связи с более поздним плутонизмом, вообще оторванным от вулканизма.

И. В. Елеева  
Ц Н И Г Р И

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЛОКОВОЙ СТРУКТУРЫ КАК КРИТЕРИЙ  
ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ТЕРРИТОРИЙ ПРИ ПОИСКАХ МАЛОГЛУБИНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Известное большое разнообразие геологических обстановок формирования малоуглубинных месторождений крайне усложняет, а нередко делает малоэффективными поисково-разведочные работы в металлогенически благоприятных районах.

Формирование этой группы месторождений в близповерхностных условиях, при резких перепадах температур и давлений, находит отражение в особенностях их вещественного состава, характере проявления и взаимоотношениях минеральных ассоциаций, а также крайне широким развитии поликластических брекчий. В связи с этим расшифровка специфической тектонической обстановки, в которой они образовались, может проводиться лишь путем анализа истории формирования блоковой структуры как рудных полей, так и месторождений.

Анализ истории формирования мелкоблоковой структуры одного из месторождений В. Забайкалья и специфических особенностей размещения в его пределах оруденения показал, что оно приурочено к блоку поднятия, характеризующемуся многоэтапными знакопеременными движениями. Повышенная сейсмическая активность в предрудный и рудный этапы обусловила благоприятные тектонические и физико-химические условия для проникновения рудоносных растворов и массового осаднения рудного вещества.

Другое месторождение (Примагаданье) расположено на склоне щитового палеовулкана, приуроченного к блоку поднятия довулканитового основания. Наиболее промышленно интересный блок характеризуется двумя отчетливо пролапленными этапами поднятий, поздний из которых близок по времени к оруденению. Участки, расположенные западнее, в этот этап опускались и вся история их формирования характеризуется более постоянным знаком тектонических движений.

Проведенные исследования и анализ имеющихся разномасштабных карт, составленных геологами СВТУ, СВНИИ и ЦНИГРИ, позволяет считать, что участки, аналогичные вышеописанному, следует искать, в первую очередь, в пределах расположенной восточнее плоско субмаринционального простирания, где наиболее широко и разнообразно представлена андезитовая формация, залегавшая на терригенно-осадочной толще, а образования позднемеловой итнмбритовой формации (близкой

по времени и процессу оруденения) отсутствуют. Здесь известен ряд рудопроизведений и точек минерализации разного состава, большинство из которых приурочено к склонам палеовулканов или бортам иных вулканотектонических структур. В этой полосе, например, известен участок развития оруденения, расположенный на склоне небольшой парапитической вулканической постройки, сформировавшейся у подножья крупного палеовулкана. Наиболее оруденелый участок приурочен к блоку высшего порядка, характеризующемуся многократными знакопеременными движениями в дорудный, прерудный, рудный и послерудный этапы. Особенности разрезов и широкое развитие брекчий в рудных телах позволяют предполагать, что формирование структуры и процесс оруденения здесь сопровождался достаточно высокой сейсмичностью.

Сопоставление приведенных данных показывает значение истории формирования блоковой структуры для локализации малоглубинного оруденения и необходимость использования ее в качестве поискового критерия, в первую очередь, при выделении площадей и участков для постановки поисково-разведочных работ.

Г.С. Шутова

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ОПЫТ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В РЯЖИХ ПРОДУКТАХ ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА АЛАИД В 1972 г.

В период извержения вулкана Алайд была проведена детальная полуйнструментальная съемка площади распространения пирокластики с отбором проб по сетке 1-1,5 км. Статистическая обработка полученных аналитических данных методом Б.Я. Юфа, Ю.М. Турвич (1964 г) позволила впервые провести оценку параметров распределения рудных элементов в пирокластике и составить геохимические карты распределения V и Cu с учетом рассчитанных пределов нормального и аномального геохимического фона. Выделяются участки с содержанием рудных элементов ниже границы нормального геохимического поля (от 0 до 144 г/т для V и от 0 до 168 г/т для Cu), в пределах этих границ (от 144 до 434 г/т для V и от 168 до 372 г/т для Cu) и выше (от 604 до 740 г/т для V и от 524 до 646 г/т для Cu).

Участки с повышенными и пониженными содержаниями рудных элементов распределяются по латерали в направлениях переноса пирокластики и, по-видимому, отражают динамику движения пеплово-газовых туч в процессе извержения.

Количественная характеристика распределения рудных элементов в пирокластике на изученной площади показывает на резко неравномерное содержание этих элементов даже на расстоянии 3-5 км от центра извержения. Это служит основанием для утверждения того, что выводы о металлогении пеплов в целом не должны основываться на данных анализов единичных проб, т.к. это может снизить определенность в суждениях о ней.

Изучение последовательности "высыпания" рудных элементов из эруптивного облака на разных расстояниях от центра извержения, вызванных пороговыми изменениями его физических свойств, может иметь в дальнейшем практическое значение, т.к. позволит рассчитать места повышенной концентрации рудных элементов в количественном выражении отвечающим промышленным месторождениям.

Ю.М.Коптюх, Г.И.Калыев, В.М.Оверчук  
Институт геохимии и физики минералов АН УССР

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В БАЗАЛЬТАХ  
СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКОГО АРАВИЙСКО-ИНДИЙСКОГО ХРЕБТА  
(ПО ДАННЫМ 19 РЕЙСА НИС "АКАДЕМИК ВЕРНАДСКИЙ")

В 19 рейсе НИС "Академик Вернадский" Аравийско-Индийский хребет продрагирован по ряду поперечных профилей на всем его протяжении. Базальты подняты в большинстве станций, расположенных в осевой части срединно-океанического хребта, на его склонах и в бортах желобов трансформных разломов Оуэн, Мария Целеста, Арго, Академик Вернадский. Базальты представлены свежими лавами и их измененными разновидностями. Неизмененные базальты можно разделить на неполнокристаллические (стекловатные) и полнокристаллические. Стекловатные базальты представляют обломки подушечных лав, покрытых коркой стекла с железо-марганцевыми налетами. Полнокристаллические разновидности относятся к долеритам.

Структура базальтов в основном порфировая. Во вкраплениях отмечаются плаггиоклаз и оливин, в долеритах кроме того присутствует моноклиновый пироксен. Основная масса неполнокристаллических базальтов имеет интерсертальную гиалопилитовую, пилотокситовую, вариолитовую структуру и представлена микролитами плаггиоклаза, погруженными в стекловатый мезостазис. Структура полнокристаллических базальтов - долеритовая, основная масса их сложена мелкими, беспорядочно расположенными зернами плаггиоклаза, оливина и моноклинового пироксена.

В неизмененных базальтах рудная минерализация представлена магнетитом, пиритом, гидрогетитом. Магнетит в виде многочисленных изометричных и таблитчатых зерен размером не крупнее 0,03 мм встречается среди стекловатой основной массы базальтов, иногда образует мелкие скелетные выделения и пылевидные агрегаты. Химический состав магнетита по данным микрозондирования следующий: FeO - 29,85%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 66,66%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,43%, MgO - 0,19%, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - 0,95% и MnO - 0,54%. Пирит обнаружен в единичных образцах в виде мельчайших глобулярных выделений (ст. 2161) в основной массе. Гидрогетит развивается спорадически в долеритах в виде радиально-лучистых и пластинчатых кристаллов по темноцветным минералам.

Измененные базальты встречаются в ряде образцов. Изменения представлены зеленокаменным преобразованием с образованием актинолита, хлорита, эпидота, пренита, серицита. Степень изменения различна, но определенно устанавливается, что зеленокаменно измененные породы образовались за счет каллотипных аналогов базальтов. Структура измененных базальтов порфировая. Структура основной массы офитовая и пойкилит-офитовая, в сильно измененных разновидностях фибробластовая. В отдельных образцах отмечаются пренитовые и хлорит-актинолитовые прожилки, проявлен в той или иной степени катаклиз. Основная масса представлена дефитрофизированным стеклом, по которому развиваются скопления хлорита и актинолита. Оливин порфировидных выделений замещается серпентином, а плагиоклаз серицитом и хлоритом.

Рудные минералы в зеленокаменно измененных базальтах представлены магнетитом, калькопиритом, пирротином, пиритом, гидрогетитом. Магнетит образует таблитчатые кристаллы размером до 0,5 мм в основной массе и пылевидные скопления в серпентинизированном оливине. Особенностью магнетита является его мартитизация. Мартит в виде змеек, пятен, каемок развивается по магнетиту, иногда почти полностью замещая его.

Калькопирит встречается в виде единичных мелких зерен или их групп размером до 0,08 мм, приуроченных к серицит-хлоритовым агрегатам и хлоритовым прожилкам. Иногда он образует более крупные изометричные индивиды, окаймленные по периферии гидрогетитом. В составе калькопирита (ст. 2162) микрозондированием определены Fe - 30,5%, Cu - 34,22%, S - 34,86%, Co - 0,04%.

Пирротин установлен в единичных образцах (ст. 2162, 2177/3) в виде отдельных удлиненных кристаллов размером до 1,2 мм в актинолит-эпидот-хлоритовом агрегате. Пирротин желтовато-розового цвета,

обладает сильной анизотропией. Местами замещен гидротетитом.

Пирит ассоциирует с халькопиритом и образует таблитчатые и неправильной формы кристаллы размером 0,08-0,2 мм в хлорит-серпентиновой и серицит-хлоритовой массе. В его составе определены Cu-46,6%, S -54,3%, Co-0,2%.

Гидротетит развивается по сульфидам, частично их замещая. Образуется ленточковидные и шестоватые выделения по темноцветным минералам.

Рудная минерализация в базальтах среднеокеанического хребта неоднородна как по составу, так и по генезису. В неизмененных базальтах магнетит и пирит образовались в процессе кристаллизации базальтовой магмы, в измененных - рудная минерализация, по-видимому, связана с поствулканическими процессами.

В.М. Огудин

Институт вулканологии ДНЦ АН СССР

#### СУЛЬФИДЫ В ПРОДУКТАХ ПОДВОДНОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

Объектами исследования явились образцы базальтовых лав, включений в них, полученных при драгировании в ходе первого, четвертого, пятого и седьмого рейсов шлюза "Вулканолог" на подводных вулканах Катуик, Эсмеральда, Ковачи и в районе островов - вулканов Симбо, Уайт и Рауль.

В результате комплексных исследований с применением локального рентгеноспектрального и лазерного микроспектрального анализа, сканирующей электронной микроскопии охарактеризованы морфология, состав и распределение элементов-примесей.

Диагностированы, а в ряде случаев однозначно идентифицированы: пирит, марказит, пирротин, пентландит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит.

Наибольшие количества халькопирита, пирротина и пентландита установлены во включениях ультраосновных пород из базальтов Катуика. В отдельных образцах измененных базальтов вулкана Эсмеральда количество пирита достигает 3-15%. Вместе с пиритом, имеющим неоднородное строение (отдельные зоны обогащены никелем до 1%), присутствует халькопирит, марказит, борнит, халькозин и сфалерит, имеющие резко подчиненное значение.

В вулканах Симбо, Ковачи сульфиды также широко представлены, но их количество не превышает 0,001%, за исключением единичных аномальных скоплениях. Пириты продуктов подводной вулканической

деятельности отличаются от таковых наземных современных гидротермальных систем Камчатки (Мутновские, Дачные, Войновские, Рудные, Вильчужские, Опальские) фумарольных полей кратера Мутновского вулкана и неизменных базальтов БТИ, Мутновского, Авачинского вулканов большей степенью неоднородности и повышенным содержанием никеля.

В.М. Чайка

Институт литосферы АН СССР

### МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ЖЕРЛОВЫХ ФАЦИЙ МОЛОДЫХ ВУЛКАНОВ АХАГТАРСКОГО СВОДА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ САХАРА)

Метаморфические и изверженные породы слагают в Центральной Сахаре Ахагтарское сводовое поднятие — сформировалось в мезозое и кайнозое. Свод состоит из рифейского горного фундамента и наложенного на него вулканического комплекса верхнемелового, третичного и древнечетвертичного возраста. Молодой орогенно-платформенный вулканизм отмечается и на других сводовых поднятиях фундамента Северной Африки (Тибести, Джаддо, Тиембок и др.).

Главная вулканическая активность Ахагтарского свода отмечалась в верхнем мелу-палеоцене, эоцене, плиоцене-раннем квартере. Вулканизм носил пульсационный прерывистый характер и сопровождался исключительно высокой взрывной активностью (огромные массы игнимбритов и пемзых туфов основного состава, лашилей и вулканических бомб, пузырчатых лав и др.).

Фазы и фации вулканической активности отличаются антициклической тенденцией изменения состава лав, завершающие порции базальтовой лавы становятся все более значительными от ранних к поздним фазам. В начале вулканических циклов преобладали крупные вулканы центрального типа, излигающие лавы меняющегося состава, а в конце циклов отмечались массовые трещинные излияния базальтовых лав и развивались мелкие андезитовые вулканы.

Автором изучались жерловые фации палеоценовых вулканов Ин-Рандун, Телер-Теба и других в горном районе Серуенут на северо-востоке Ахагтара. Огромные выходящие жерла этих вулканов сложены комплексом различных по составу экструзивных пород, представленных шоклами, дайками и шиллами сиенитов, грансиенитов, гранитпорфиров, микрогранитов, андезитов и анкаратритов (меллитозные нефелиновые интрузивные базальты).

Из пород жерловых фаций выделялись минералы тяжелой фракции,

среди которых в значительных количествах и почти во всех типах пород были установлены такие необычные для "негранитного" магматизма минералы как вольфрамит, шеелит, касситерит, колумбит, пироклор, литиевая слюда и др. Эти новые данные о рудоносности молодого вулканизма сводовых структур дают основание рассматривать оруденелые жерловые образования как связующее звено между рудными кольцевыми вулкано-плутонами Нигерии и молодым вулканизмом с прямым привносом рудного вещества в кратере вулканов (Сальвадор, Мак-Дормид и др.).

Полученные данные свидетельствуют также о существовании особого класса редкометальной минерализации, связывающего порфировую рудоносную формацию с обширной группой экзгальционно-осадочных месторождений. Для рассматриваемого класса разделение вещества по типам и химизму магм и магматических продуктов не является определяющим фактором. Оруденелыми оказываются как кислые, так и основные, но сильно насыщенные флюидами, магмы.

К изученным образованиям близки порфировые оловянные месторождения Боливии, рудоносные жерловые туфы молодых вулканов Невады и Орегона в США (литий, ртуть, уран), некоторые сходные проявления редких металлов и золота (например, Актюз в Заилийском Алатау). Имеющийся материал согласуется также с новыми данными о связи олова в вулканогенном процессе и с основным вулканизмом, что показано исследованиями камчатских геологов (Меняйлов и др., 1977), И.Я. Некрасова по кимберлитам Якутии, В.В. Онихимовского по базальтам Приморья и другими работами вулканологов.

Е.К. Мархинин

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ИСТЕЧЕНИЕ ЖИДКОЙ СЕРЫ В КАЛЬДЕРЕ ГОЛОВНИНА ЛЕТОМ 1979 ГОДА

Между 12 и 26 августа в кальдере вулкана Головнина на острове Кунашир (Курильские острова) трижды происходили истечения жидкой серы. Результаты этого явления были обнаружены на песчаном пляже на южном берегу Горячего озера. Первое истечение серы произошло в промежутке между 12 и 15 августа. В результате образовался небольшой серный покров с длиной вдоль озера около 15 метров, такой же шириной и толщиной в несколько сантиметров.

В ночь с 18 на 19 августа произошло второе истечение серы в 33 метрах восточнее первого. Длина серных натеков вдоль берега озера составила 18 метров при ширине 10-12 метров. При этом на 1,5-2 метра сера растеклась по дну озера.

Третье истечение серы происходило 26 августа на берегу озера в 50 метрах к востоку от второго. Оно наблюдалось студентами - геологами Ташкентского университета Глушенко Е.Б., Коржаевой Т.В. и Трофимовым Е.П. Истечение серы началось в 13 часов 15 минут и закончилось в 15 часов 30 минут местного времени. Сначала на поверхности озерного вулканогенного песка появились темные пятна диаметром 2-10 см. Их становилось все больше. Затем они начали сливаться и сера образовала один покров, который рукавами стекал в озеро и застывал, образуя натеchnую поверхность с серными грибами, пирамидами, башнями. Со всей поверхности покрова бурно выделялся сернистый газ. Длина покрова 20-22 метра, ширина 8-11.

Хотя толщина покровов серы составляла только несколько сантиметров на контакте с ними озерный песок оказался плотно сцементированным. В отдельных случаях серные ручейки протекли по дну озера несколько метров. Это свидетельствует о высокой температуре излившейся серы.

Не исключено, что истечение серы в кальдере Головнина летом 1979 года говорит о возможности активизации этого вулкана.

Е.К. Мархинин

Институт вулканологии ДНЦ АН СССР

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ВОЗНИКНОВЕНИИ ЖИЗНИ

Роль вулканизма в возникновении жизни заключалась в том, что :

1. Вулканы дали материал, из которого в течение геологической истории Земли сформировалась среда, благоприятная для выживания и эволюции биологических структур.

2. Вулканические извержения и, в первую очередь, пеплово-газовые вулканические столбы явились мощными природными химическими реакторами, в которых в большом масштабе образовывались сложные, биологически важные органические соединения - "молекулы жизни". Именно с образованием этих вулканогенных "молекул жизни" на Земле началась молекулярная эволюция по пути и преобразованию неживой материи в живую, приведшая впоследствии к возникновению жизни.

VI. СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ,  
МЕТАСОМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Е.А. Басков  
ВСЕГЕИ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ  
ВАЖНЕЙШИХ ТИПОВ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО  
ВУЛКАНИЗМА

Анализ и обобщение материалов по термальным водам областей современного вулканизма /и четвертичного вулканизма/ Тихоокеанского сегмента Земли /Е.А.Басков, С.Н.Суриков, 1975/ и других регионов /Средиземноморский пояс, рифтовая система Восточной Африки и др./ свидетельствует о большом влиянии особенностей строения земной коры /и, в частности, осадочной оболочки/ на характер гидротермальных процессов, в том числе на минерализацию, химический состав, металлонность термальных вод в этих областях. Особенно это касается щелочных /и слабощелочных/ углекислых /и сероводородно-углекислых/ хлоридных терм, имеющих обычно региональное распространение в областях современного вулканизма. Соленые воды этой группы с минерализацией до 10-30 г/кг хлоридного натриевого состава повсеместно приурочены к районам развития осадочных и вулканогенных формаций, накопивавшихся в морских бассейнах /Курило-Камчатская, Японская, Филиппинская, Ново-Зеландская, Андская и др. тектонические системы/. Обогащенность этих терм металлами /в том числе Li, Rb, Cs и др./ находится в тесной зависимости от концентраций их в вулканогенных породах регионов. Термальные высококонцентрированные /150-250 г/кг и более/ хлоридные рассолы в областях современного вулканизма установлены лишь в районах развития галогенных формаций в осадочном чехле /Апеннины, рифты Восточной Африки и Красного моря, южная Калифорния и др./. В тех же областях современного /и четвертичного/ вулканизма, где отсутствуют осадочные и вулканогенные морские, а также и галогенные формации /например, в Исландии, Становом нагорье и др./ формируются гидротермы с низкой /до 1-3 г/кг / минерализацией и с небольшими /до 0,2-0,5 г/кг / содержаниями хлор-иона.

Таким образом, в областях современного вулканизма закономерности распространения основной массы термальных вод предопределяются главным образом условиями распределения в них по площади и по разрезу осадочных и вулканогенных формаций разного типа. Эти данные в совокупности с материалами изучения изотопного состава ряда эле-

ментов / H, O, C, Ar, He, S и др./ гидротерм, а также результатами региональных палеогидрогеологических исследований, свидетельствуют в пользу корового происхождения этих гидротерм, представляющих собой смесь /в разных соотношениях для разных геологических условий/ инфильтрогенных, седиментогенных и метаморфогенных вод. Примесь ювенильных компонентов в них менее 0,5-1%. Вместе с тем, fumarольные сильно кислые хлоридные и сульфатные сероводородно-углекислые термы со сложным катионным составом /H<sup>+</sup>, Al<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup> и др./, обогащенные часто металлами /Zn, Cu, Pb и др./, формируются под непосредственным воздействием вулканических газов, связанных с магматическими /вероятно, обычно промежуточными/ очагами.

В.А. Гуменюк  
Д В И М С

#### СОСТАВ ВАДОЗНЫХ ВОД КАК ФАКТОР МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЙ

Вулканизм и связанные с ним процессы метаморфизма, метасоматоза и рудообразования протекают в зоне развития вадозных вод, которые, как показано на примере Тихоокеанского кольца (Уайт, 1965; Дуничев, 1972; Курода, 1979), преобладают в гидротермах над ювенильными. Гидрогеохимическая зональность горячих и холодных вод повторяет друг друга. Содержание O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub> в термах зависит от раскрытости гидрогеологических структур. В связи с этим химический и газовый состав вадозных вод является не менее важным фактором образования пород и руд, чем PT-условия и состав горн, а распределение метаморфитов, метасоматитов и руд отражает наряду с ними гидрогеохимическую зональность.

В субмаринной обстановке породы насыщены щелочной морской водой с низкими содержаниями O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>, в субэриальных горных ландшафтах развивается гидрогеохимическая зональность, состоящая в смене сверху вниз окисленных сульфатных вод гидрокарбонатными и, ниже зоны доступа O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>, хлоридными. Последние в континентальных впадинах приближаются к поверхности.

Преобладая в термах количественно, вадозные и атмосферные агенты контролируют направленность минеральных реакций. Растворимость ( $\rho$ ) SiO<sub>2</sub> - основного носителя O<sub>2</sub> в породах убывает с падением pH и ростом масс O<sub>2</sub> и CO<sub>2</sub>,  $\rho$  К минимальна в HCO<sub>3</sub> - среде. При низких PT - параметрах Ca и Mg в условиях дефицита CO<sub>2</sub> и HCO<sub>3</sub> - входят в силикаты, на карбонатном барьере в карбонаты, выше него в

$MnO_2$  и растворимый  $Ca(HCO_3)_2$ . Растворимость  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Si$ ,  $Ag$  минимальна в  $Cl^-$  - среде при низком  $Eh$  и резко возрастает в  $HCO_3^-$ - и  $SO_4^{2-}$  - средах;  $Au$  наименее растворимо в  $HCO_3^-$ -воде и образует с  $SO_4^{2-}$ ,  $Cl^-$  и  $HS^-$  подвижные комплексы. Литофильные элементы осаждаются в присутствии  $O_2$ .

В процессах образования пород и руд в подводной обстановке доминируют  $Na$  и  $Cl$ , в субаэральной  $K$ ,  $Si$ ,  $O_2$  и  $CO_2$ , в эпиконтинентальных прогибах процессы имеют переходный характер.

Метаморфизм вулканитов в субмаринных условиях (спилитизация) характеризуется преимущественным развитием альбита и хлорита независимо от состава пород и переходом  $Ca$  в силикаты (ломонтит, пумпеллит, пренит, поизит, грават в ряду роста  $PT$ -параметров). В субаэральных условиях (пропхлитизация) развиваются минералы  $K$ , а  $Ca$  входит в  $Cl^-$ -зоне в эпидот и в  $HCO_3^-$ -зоне в кальцит.

Метасоматиты, сопряженные со спилитами, имеют хлорит-серицитовый состав и умеренную кислотность, ограниченную  $pH$  морской воды. Состав вод ограничивает также развитие кварца, мши и кальцита в метасоматитах и жилах, осаждение литофильных компонентов и способствует отложению сульфидной минерализации колчеданного и колчеданно-полиметаллического типа.

Углекислый и кремнекальцевый метасоматоз проявляются в субаэральных вулканоструктурах. Лиственитизация развивается в орогенах с  $Na$ -профилем коры. В поднятиях с  $Na$ - $K$ -профилем коры проявлена вертикальная метасоматическая и рудная зональность, состоящая в смене снизу вверх кварцевых жил с  $Pb$ ,  $Zn$ ,  $Au$  в околорудных пропхлитах золоторудными жилами в кварцевых адуляритах и серицитолитах и безрудными алунитовыми кварцитами, приуроченными соответственно к  $Cl^-$ -,  $HCO_3^-$ - и  $SO_4^{2-}$ -зонам. В эпиконтинентальных впадинах развиваются метасоматиты с силикатами  $Mn$  и минерализацией  $Ag$ . В вулканических поясах с  $Na$ - $K$ -профилем коры синхронно проявлена литофильная и халькофильная минерализация, причем руды  $Au$ - $Pb$ - $Zn$  в грават-серицит-кварцевых метасоматитах приурочены к прогибам, выполненным туфами и осадками, а  $Au$ - $Mo$  и литофильных компонентов в кварцевых жилах, грейзенах и кварцевых серицитолитах к вулканическим хребтам. Характерно развитие по латерали от оси прогиба к оси поднятия ряда:  $Pb$ ,  $Zn$ - $Au$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ - $Au$ - $Au$ ,  $Mo$ - $Mo$ ,  $U$ - $U$  при  $T = 200-300^\circ$  и кивоварь-алунит-барит-флюорит в близповерхностных условиях. В рядах отражено возрастание содержания  $O_2$ ,  $CO_2$  и  $HCO_3^-/Cl^-$  в вадозных водах от прогибов к поднятиям.

Вадозные воды - один из важнейших факторов, определяющих ме-

таллогеническую специализацию вулканических провинций и влияющих на зональность распределения пород и руд.

Ю.П. Трухин, Р.А. Шувалов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ФЛЮИДОВ, ФОРМИРУЮЩИХ СОВРЕМЕННЫЕ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Рассмотрены вопросы геохимической специализации гидротерм Камчатки в зависимости от структурной приуроченности зон разгрузки гидротерм, эволюции вулканизма и геодинамики в районах действия гидротермальных систем. Показано поведение Na, K, B, F, Cl, S, Li, Hg, Sn, Zr, Pb в современном гидротермальном процессе. Выявлены индикаторные компоненты гидротерм, источником которых является эндогенный флюид. На основе комплекса геохимических, геологических и геофизических данных делается заключение, что большинство гидротермальных систем Камчатки формируется при участии флюидов, поднимающихся из зон генерации мантийных магм. Флюиды, формирующие гидротермальные системы, фильтруются вдоль зон проницаемости: высоко продвинутых магматических колонн и глубоко проникающих разломов. При этом наиболее концентрированные потоки мантийных флюидов фильтруются вдоль высоко продвинутых магматических колонн, производя гранитизацию основных магм их фронтальных частей. Отмеченная В.В.Аверьевым (1966) парагенетическая связь высокотемпературных гидротермальных систем с явлениями кислого вулканизма в рамках такой модели является естественной.

Е.А. Вакин, Г.Ф. Пилипенко

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМЫ, ВУЛКАНИЗМ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ  
МУТНОВСКОГО ГЕОТЕРМАЛЬНОГО РАЙОНА (КАМЧАТКА)

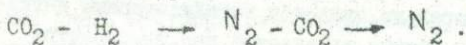
1. Мутновский геотермальный район расположен в пределах крупного долгоживущего центра вулкано-магматической активности, возникшего на стыке крупных тектонических блоков полуострова. Многолетние исследования в этом районе привели к открытию рудных месторождений и крупнейшего на Камчатке месторождения парогидротерм. В данном сообщении приводятся данные, полученные в последние годы при изучении этих месторождений.

2. Вулканическая, интрузивная и гидротермальная деятельность

продолжается в пределах вулкано-тектонической структуры центра с нижнего миоцена и выражена внедрением кислых-средних интрузивов, несколькими этапами основного и кислого вулканизма и гидротермальной деятельности. Положение вулканических аппаратов и участков современной и древней гидротермальной деятельности обусловлено взаимодействием линейных разрывных тектонических нарушений регионального плана и концентрических вулкано-тектонических структур.

3. Начало интенсивной гидротермальной деятельности в районе связано с внедрением в нижнем-среднем миоцене гранитоидных интрузивов, сопровождавшемся пропилитизацией больших массивов вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, за которой последовало образование в условиях закрытых гидротермальных систем кварцевых жил с полиметаллической минерализацией (при температурах 250-300°C). Следующая вспышка гидротермальной активности вызвана образованием в среднем плейстоцене малоглубинных "игнибриитообразующих" очагов кислых магм. Они обусловили площадной прогрев и пропилитизацию плиоцен-нижне-плейстоценовых вулканитов. Гидротермы достигли поверхности и наряду со щелочным метасоматозом водной среды проявилась кислая фация гидротермальных изменений. Современные парогидротермы авторы связывают с этой стадией магматизма. Лишь отдельные участки гидротермальных систем испытали воздействие более поздних вулканических процессов.

4. Современная термальная деятельность, кроме высокотемпературных (до 700°C) фумарол действующих вулканов Мутновского и Горелого, проявлена: 1) высокотемпературными (выше 230°C) парогидротермами Северо-Мутновского месторождения; 2) перегретыми (выше 150°C) водами бассейна р.Жировой; 3) среднетемпературными (ниже 100°C) водами периферии вулкано-магматического центра - Вилочинские, Опальские, Карымчинские источники. Выделенные группы резко различны по температурам, химическому составу вод и пара, составу газов, содержанию Rn, изотопным отношениям  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , D/H,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , что свидетельствует о разных геохимических обстановках существования, разном происхождении  $\text{H}_2\text{O}$  и разной степени участия глубинной составляющей в формировании фумарольных газов и отдельных типов гидротерм. В пределах вулкано-магматического центра наблюдаются фрагменты концентрической зональности по составу газов гидротерм:



В.П. Пилипенко, Ю.А. Таран  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

О ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ МАГМАТИЧЕСКИХ  
ПОРОД С УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИМИ ГАЗАМИ

Термодинамические расчеты и химико-аналитические данные по составу газовых включений глубинных пород не исключают возможности преимущественно углеводородного характера мантийного флюида. Реакционное взаимодействие первоначально существенно восстановленного флюида с веществом субстрата и вмещающими породами приводит к значительному изменению компонентного состава флюида. Эти изменения контролируются прежде всего окислительно-восстановительными реакциями с участием углерода и водорода и могут быть оценены по соотношениям окисленных и восстановленных форм соединений этих элементов в системе C-H-O.

Исследовались продукты высокотемпературного взаимодействия (700-1100°C) образцов магматических пород с метаном. Навеска раздробленной породы помещалась в проточный импульсный реактор из кварцевого стекла, нагреваемый в трубчатой печи сопротивления. Через реактор пропускалась метано-гелиевая смесь ( $\text{CH}_4:\text{He} = 1:20$ ) с объемной скоростью 130 час<sup>-1</sup>. Из зоны реакции продукты поступали непосредственно в газовый хроматограф и анализировались на содержание в них углеводородов,  $\text{H}_2$ , CO,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ .

1. Процесс деструктивного окисления метана породой начинается при температуре около 800°C. С повышением температуры степень превращения метана увеличивается в 2-3% при 800°C, до 95% при 1100°C.

2. Обработка полученных данных не позволила выявить наличия четких корреляций между содержанием породообразующих окислов и составом продуктов деструктивного окисления метана. Это означает, что реакционное взаимодействие силикатной породы с метаном не сводится к простому восстановлению элементов переменной валентности (в первую очередь железа), а носит гораздо более сложный характер, включая протекание вторичных реакций между углеродсодержащими газами, водородом и водой, которые контролируются каталитическими свойствами породы.

3. Исследуемые образцы пород не являются катализаторами дегидрирования. Термический крекинг метана начинается при температуре 800-830°C, и максимальное содержание углеводородов (среди которых преобладающим был этилен) не превышало при 1100°C 6% от исходного метана.

Г.А. Карпов

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

К ВОПРОСУ О ДИНАМИКЕ СОВРЕМЕННОГО ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО  
ПРОЦЕССА (НА ПРИМЕРЕ КАЛЬДЕРЫ УЗОН НА КАМЧАТКЕ)

Кальдера Узон - пример структуры с ярко выраженной последовательностью проявления вулканического, поствулканического и гидротермального процессов. Образованная в начале среднего плейстоцена, вследствие сильных эксплозивных извержений, кальдера длительное время была местом интенсивного туфогенного осадконакопления. После внедрения экструзии дацитов в конце верхнего плейстоцена здесь началась активная поствулканическая деятельность, выразившаяся в интенсивной проработке газами и кислыми конденсатными растворами западного сектора экструзии и толщи туфов центральной части кальдеры. Образовалась зона измененных до аргиллизитов с опалом, алунином и серой пород, полностью лишенных рудных компонентов. К голоцену в кальдере сформировался достаточно мощный туфогенный водоносный горизонт. Унаследованная активизация глубинного разлома субширотного простирания вызвала в начале голоцена серию тектонических нарушений в осевой части кальдеры и в зоне сочленения с кольцевым разломом. По этим разломам к поверхности стали поступать глубинные гидротермы. С этого времени началась гидротермальная деятельность системы. Глубинный очаг, питающий гидротермальную систему, специализирован на As, Hg, Sb, в меньшей степени Au и Ag. Эти металлы в превышающих фоновые концентрациях содержатся в неизменных дацитах, продуцированных глубинным очагом.

По данным многолетних режимных наблюдений на современном термальном поле с рудной зоной, высокотемпературные гидротермальные растворы, поступающие к поверхности земли по зонам трещиноватости, имеют хлоридно-натровый состав, общую минерализацию не менее 5 г/л и близнейтральную реакцию. Так, в растворе, поднятом с глубины 16,5 м из скв. К-4 (при  $t$  на глубине 117°C), pH=7,1; Eh - 70 мв (замер в термостате); As 12,5 мг/л; Sb 0,12 мг/л;  $H_2S + NS^-$  до 50 мг/л,  $SO_4^{2-}$  не более 50 мг/л. Боковые породы, представляемые водоупорными алевропалитовыми туфами кислого состава, на этой глубине слабо монтмориллонитизированы и шпритизированы по трещинам. Выше залегающий горизонт гравелитов имеет гетерогенный состав и более высокую пористость. Он насыщен раствором, отличающимся от глубинного. Эта среда является первым геохимическим барьером на пути глубинных гидротерм. Внедряясь в горизонт гравелитов, глубин-

ные растворы контаминируются (на гл. 4 м pH 6,5; AS 6-7 мг/л;  $H_2S + NS^-$  3-3,6 мг/л, но  $SO_4^{2-}$  около 80 мг/л). Здесь в породах гравелитов на фоне интенсивной аргиллизации, развиваются пирит и реальгар. Уже на глубине 2 м содержание  $H_2S + NS^-$  падает до 0,2 мг/л; AS 5-6 мг/л; pH 6,3-6,5. Ассоциация рудных минералов сохраняется. С глубины 0,8 м начинается зона интенсивного водообмена, являющаяся вторым геохимическим барьером. Здесь встречается контрастные по химизму и температуре трещинные глубинные и фильтрующие-ся вниз поверхностные воды. В смешанном растворе резко возрастает доля сульфат-иона, падает pH и снова возрастает содержание сероводорода (на гл. 0,3 м;  $t = 40-60^\circ C$ ; pH 3,9-5,2; Eh -30 ÷ -100 мВ;  $H_2S + NS^-$  8,3-36,5 мг/л, AS 2-3,5 мг/л). Увеличение сероводорода в этой зоне связано с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий. В минеральных осадках этой зоны  $\delta S^{34} = -5 \div -30\%$ .

В верхней зоне и в ложе бессточных источников с кислой реакцией растворов осадок имеет коллоидную структуру.

В приповерхностной зоне в настоящее время формируется вкрапленно-гнездовое мышьяково-сульфидное оруденение (содержание  $As_2O_5$  достигает 15,7% вес.). Отмечается зональное развитие ассоциаций рудных минералов в разрезе рудной зоны и четкий контроль их температурой, pH и Eh. В интервале глубин 0-6 м сверху-вниз последовательно развиваются зоны со следующими парагенезисами:

- сера+ аурипигмент (скородит)
- аурипигмент + реальгар
- реальгар + антимонит + аурипигмент
- пирит + реальгар + аурипигмент (мало)
- пирит + реальгар
- пирит

Характерно колебание уровней геохимических барьеров, обусловленное как термодинамическим режимом глубинных гидротерм, так и экзогенными факторами.

И.П. Аверьянов  
Секции ДВНЦ АН СССР

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ, МЕТАСОМАТИЗМ И РУДО- ОБРАЗОВАНИЕ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЙКАХ КУРИЛЬСКОЙ ГРЯДИ

Проявления межэруптивной газо-гидротермальной деятельности современных вулканов Курильских островов тесно связаны с постройками, характеризующимися глубокой дифференцированностью магматических

расплавов и относительно близким к поверхности внутрикоровым размещением питающих очагов. Это кальдерные вулканы, сложные полигенные конусы и вулканические хребты. Наблюдается зависимость проявления газо-гидротерм и термоводопроявлений от гипсометрических уровней вулканического рельефа, что указывает на сравнительно небольшие глубины формирования гидротерм за счет окисления и растворения в вадозовых водах определенной части выделений летучих вулканических очагов.

Одной из основных особенностей проявлений современной гидротермальной деятельности является кислый и ультракислый состав вод, определяющий их высокие агрессивные свойства по отношению к окружающим породам. В результате создается благоприятные условия для развития процессов кислотного выщелачивания пород с выносом из них почти всех петрогенных элементов, за исключением кремнезема. При этом формируются массивы пористых высококремнистых пород, обладающих близкой к формации вторичных кварцитов горизонтальной и вертикальной метасоматической зональностью. Самые верхние части колонки измененных пород представлены здесь мономинеральными и кварц-содержащими опалитами, которые с глубиной сменяются кварц-алунитовыми, кварц-каолинитовыми и кварц-гидроксидами опалитами. Подстилают их низкотемпературные пропилиты трансильванского типа. В пределах околосерповой фации вулканических построек нередки случаи нарушения метасоматической колонки с выпадением из нее одной или нескольких минеральных фаций.

С массивами измененных высококремнистых пород связан ряд полезных ископаемых, в числе которых заслуживают внимания самородная сера, алунит, высококремнистое сырье, а также сульфиды железа, молибдена, ртути и некоторых других элементов. В разряд полезных ископаемых могут быть включены и сами гидротермы некоторых вулканических систем, характеризующиеся высокой нагреетостью и малой агрессивностью вод хлоридно-натриевого состава. Уникальные по своему характеру месторождения природной вулканической серы привлекают к себе внимание высокой стерильностью руд в отношении вредных примесей и сравнительно простой схемой их технологической переработки.

Интенсивное кислотное выщелачивание изверженных пород осуществляется, как правило, на фоне непрерывного круговорота серы, что обуславливает развитие здесь обширных полей практически безрудных высококремнистых пород. Тем не менее в исключительных случаях, определяемых наличием природных геохимических ловушек, процесс рудообразования может получить наиболее выраженный характер. В числе

такого рода ловушек являются кратерные и кальдерные водоемы с кислой и ультракислой водой, в пределах которых локализуются процессы гидротермального рудонакопления с последующей изоляцией руд от физического и химического разрушения. Такая направленность рудообразующего процесса в вулканических структурах подтверждена результатами балансовых определений выносимых веществ и имеющимся опытом промышленных разработок.

В свете изложенного в районах современной и древней вулканической деятельности рудам гидротермально-осадочного генезиса следует уделять первостепенное внимание.

В.М. Дуничев

Южно-Сахалинский пединститут

### РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ БОЛЬНОЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Вулканогенные верхнемиоцен-плиоцен-четвертичные образования островов Большой Курильской дуги по времени формирования и составу продуктов извержений разделяются на две формации: липаритовую верхнемиоцен-среднеплиоценовую и андезит-базальтовую верхнеплиоцен-четвертичную. Рудоносность отложений каждой формации различна и зависит от типа вулканизма и состава его продуктов.

С кислыми вулканитами связаны месторождения и проявления медно-полиметаллических руд, серно-алунитовые вторичные кварциты, ореолы рассеяния олова. Медно-полиметаллическое оруденение приурочено к пропилитовой зоне. Вмещающими породами являются липариты, их туфы, игнимбриты, образовавшиеся в субаэральной обстановке. Абсолютный возраст пород и руд 6-8 млн. лет. Представлены месторождения и рудопроявления серией кварц-полиметаллических жил и линз. Основными минералами этих руд являются сфалерит, шпирт, халькопирит и галенит. Выше их в менее поднятых и эродированных блоках отмечаются алунитовые и серно-алунитовые кварциты.

В андезит-базальтах и их туфах верхнеплиоценовых и четвертичных вулканов известны месторождения самородной серы, проявления киновари, молибденита, а также полиметаллических руд с самородным мышьяком, азаритом и геокронитом.

С современной газо-гидротермальной деятельностью на сольфатарных полях активных вулканов сопряжены поля колчеданных, серно-колчеданных руд с ртутной минерализацией. Помимо колчеданных залежей известны сульфидно-опаловые образования кипящих котлов, сложенные

сажистыми сульфидами железа с примазками киновари, редкой вкрапленностью галенита, сфалерита, антимонита. В силицитах типа гейзеритов, образующихся при разгрузке слабощелочных хлоридно-натриевых термальных вод у подножий вулканов, иногда концентрируется антимонит. В прожилках, возникающих под действием этих термальных вод на глубинах более 50-100 м от дневной поверхности, отмечаются пирит, блеклые руды, киноварь.

В.М.Окрутин, А.А.Орлов, Б.П.Чумак, А.И.Игнатов, Н.И.Самойлов  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

Камчатское территориальное геологическое управление

### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ РУДЫ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Вильючинско-Паратунский и Мутновско-Авачинский вулканогенно-рудные центры Южной Камчатки являются примерами долгоживущих центров вулканической, металлогенической и гидротермальной активности. Ранние неогеновые этапы развития центров отмечаются мощным проявлением подводного андезито-базальтового вулканизма, с которым связано формирование залежей комплексных полиметаллических руд. В более позднее время вулканическая деятельность протекала в наземных условиях с появлением более кислых ассоциаций вулканитов. Современным выражением активности центров является наличие действующих вулканов (Мутновский, Горелый) и многочисленных гидротермальных источников с аномально высокими содержаниями ртути в почвенном воздухе, водах и отдельных минералах. В кратере Мутновского вулкана и на термальных площадках гидротермальных систем идет интенсивное образование серы, сульфидов и сульфатов. Рудные тела ранних продуктивных этапов объединяются в жильные и штокерково-жильные системы. Текстуры руд: брекчиевая, брекчиевидная, полосчатая, крустификационно-полосчатая, кокардовая, вкрапленная, гнездово-вкрапленная, прожилковая, прожилково-сетчатая. Среди структур типичны колломорфная, эмульсионная коррозийная.

Главные рудные минералы: пирит, сфалерит, галенит, блеклая руда. Второстепенные и редкие: халькопирит, прустит, пираргит, пирсеит, киноварь, молибденит, алабандин, пирротин, марказит, бертьерит, бурнонит, энартит, фематинит, арсенопирит, алтаит, гессит, теллуросмуссит, тетрадимит, аргентит, акантит, самородные медь, серебро и золото. Блеклая руда имеет как однородное, так и зональное строение и представлена тетраэдритом и тенантитом с зандбергитовой и фрайбергитовой составляющими. Сфалерит содержит: Fe = 0,03-1,5%,

$Si = 0,01-0,5\%$ ,  $Mn = 0,02-1,8\%$ . Выделения золота обладают неоднородным строением: краевые зоны отличаются по содержанию элемента от центральных на 10-15%. Нерудные минералы: кварц, кальцит, адуляр, гидрослюда, алунит, родохрозит, барит, флюорит.

Формирование продуктивных тел происходило как из ювенильных, так и коллоидных гидротермальных растворов при  $T = 340-150^{\circ}C$  путем жильного выполения и метасоматического замещения в близповерхностных условиях на фоне повышенной тектонической активности, что приводило к вскипанию растворов и брекчированию. На более поздних этапах эволюционирования вулканогенно-рудных центров образовались мелкие маломощные кварц-карбонатные жилы и прожилки с незначительным содержанием пирита, марказита, галенита, киновари, самородной меди, тенорита. Температура растворов менялась от 315 до 125 $^{\circ}C$ . На современных гидротермальных площадках и в кратере Мутновского вулкана идет интенсивное накопление серы, пирита, марказита, нахлытра, саосолина, смешаннослойных хлорит-монтмориллонитовых агрегатов, каолинита, глисса, арканита, текардита, в резко подчиненных количествах - галенита, халькопирита, киновари. Температура гидротермальных растворов на поверхности равна 50-98 $^{\circ}C$ , на глубинах (по окважинам) до 220 $^{\circ}C$ .

П.П.Тимофеев, С.И.Набоко, В.А.Ерошев-Шап, Г.А.Карпов,  
В.А.Ильин, И.И.Бесемев

ГИН АН СССР, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ - ГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В УЧЕНИИ О ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ ПОРОД И ОСАДКОВ

1. Процесс преобразования осадков и пород под действием гидротермальных растворов выделяется как гидротермальный литогенез. В результате гидротермального литогенеза формируются качественно новые породы, составляющие специфические геологические тела, закономерно построенные в зависимости от ряда условий.

2. Гидротермальный литогенез характерен как для наземных, так и для подводных условий.

3. В наземных условиях на литогенетические процессы оказывает влияние атмосфера, а в подводных условиях вода, находящаяся выше изменяющихся осадков и пород. Влияние атмосферы сказывается на положениях приповерхностных уровней вскипания-дегазации газогидротермального раствора и конденсации пара. Воды, находящиеся над осадками, действуют как раствор химических элементов и как темпера-

турный и батиорегулятор гидротермального процесса.

4. Основными продуктами гидротермального литогенеза являются глинистые и рудные минералы.

5. Ведущим механизмом гидротермального литогенеза в наземных условиях является растворение термальными водами первичных минералов изменяющихся пород, обогащение вод компонентами растворенного материала и кристаллизация глинистых минералов из раствора, возникающего на границах растворяющегося материала. Рудные минералы непосредственно кристаллизуются из гидротермального раствора при изменении его физико-химических параметров (во многих случаях под действием литотрофных термофильных микроорганизмов).

6. При подводном гидротермальном литогенезе, в отличие от наземного, глинистые минералы образуются по матрице монтмориллонита в процессе поглощения и фиксации ионов калия и магния и соответствующих структурных перестройках.

7. Гидротермальный литогенез локализован на участках с повышенным тепловым потоком в областях интенсивной тектоно-магматической активности и имеет интразональный, аклиматичный характер.

О.Н. Егоров

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

МЕТАСОМАТИТЫ В ЦЕНТРЕ ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА - БЛИЗПОВЕРХНОСТНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ИНТРАТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ПОТОКОВ

Пространственная и временная ассоциация метасоматитов и вулканитов, генетически связанных с магмометаморфизирующим воздействием интрателлурических потоков в центрах эндогенной активности островодужных систем, свидетельствует о принадлежности метасоматитов к продуктам деятельности палеогидротерм - приповерхностных потоков, имеющих интрателлурическую природу.

Выделяются два класса метасоматитов: класс предшествующих или сопровождающих магматические внедрения и класс поздних метасоматитов, наложенных на магматические внедрения.

Первые относятся ко времени прогрессивного развития магматического бассейна и активного магмометаморфизирующего воздействия интрателлурических растворов, сопряженного с метаморфизмом самих растворов; вторые - ко времени кристаллизации магматического бассейна.

Петро-геохимическая характеристика метасоматитов второго клас-

са позволяет рассматривать их как результат взаимодействия пород с растворами, наиболее близкими по своим геохимическим характеристикам к исходным интрателлурическим.

Л.А. Комкова

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### ФАКТОРЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ХЕМОГЕННОГО ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Геохимические и физико-химические факторы, определяющие зональность в хемогенном вулканогенно-осадочном рудообразовании, выявлены при изучении осадков из углекислых термальных вод в Налачевской купольно-кольцевой структуре (диаметром 80-120 км), расположенной в пределах Восточной вулканической зоны Камчатки.

Площадная геохимическая зональность современных гидротерм и рудной составляющей осадков из них имеет следующие закономерности.

В центре сводовой депрессии купольно-кольцевой структуры находятся хлоридно-натриевые гидротермы с минерализацией от 3,7 до 12,3 г/л,  $T^{\circ}C$  от  $14^{\circ}$  до  $75^{\circ}$ , pH от 5,9 до 7,8, Eh от +90 мв до +465 мв,  $D=80$  л/сек. Эти воды отлагают окислы железа и мышьяка (соответственно до 50 вес.% и 30 вес.%). За 15-20 тыс. лет накоплено не менее  $2,5 \cdot 10^5$  тонн руды.

В незначительном удалении от центра структуры проявляются хлоридно-сульфатно-натриевые гидротермы. Их минерализация колеблется от 2,5 до 4,8 г/л,  $T^{\circ}C$  от  $18^{\circ}$  до  $65^{\circ}$ , pH от 6,3 до 6,8, Eh от +94 мв до +210 мв,  $D=20$  л/сек. В рудной части осадков, помимо окислов мышьяка и железа, проявляются линзы окислов марганца мощностью до 1 м, содержащих от 10 до 40 вес.%  $MnO$ . Видимая масса рудных осадков составляет около  $10^3$  тонн.

К периферии структуры приурочены гидрокарбонатно-магниезо-кальциевые воды с минерализацией от 0,7 до 1,3 г/л,  $T^{\circ}C$  от  $20^{\circ}$  до  $40^{\circ}$ , pH от 5,7 до 6,5, Eh от +190 мв до +250 мв,  $D=10$  л/сек, отлагают окислы железа и фосфора (до 10 вес.%  $P_2O_5$ ).

Таким образом, зональность окислов мышьяка, железа, марганца и фосфора в вулканогенно-осадочных месторождениях отдельных структур может быть обусловлена спецификой химического состава гидротерм, действующих в одно время.

Детальное изучение различных типов гидротерм и осадков из них позволило выделить на каждом из них две зоны осадков: I) рудную, состоящую в одном случае из окислов железа и мышьяка, в другом -

железа, мышьяка и марганца, в третьем - железа и фосфора и 2) безрудную, представленную карбонатами кальция и кремнеземом.

Этому разделению на зоны и формированию рудного тела способствуют три одновременно действующие процесса.

Первый, хемогенно-осадочный, обусловлен выходом вод в отличную от глубинной физико-химическую обстановку, с чем связано падение давления, снижение температуры, дегазация  $\text{CO}_2$ , окисление кислородом воздуха. Вследствие этого вокруг выхода гидротерм формируется горизонтальная химическая зональность осадков. Вблизи от выхода распространяется рудная зона осадков, образованная из вод с pH от 5,9 до 6,9 и Eh от +92 мв до +107 мв. На удалении отлагаются "чистые" карбонаты кальция (до 95 вес.%). Между ними находятся осадки смешанного состава.

Второй процесс формирования рудного тела - инфильтрационно-метасоматический. Он обусловлен фильтрующимися через ранее выпавшие осадки термоминеральными водами, которые растворяют карбонаты кальция в осадках смешанного состава и увеличивает, таким образом, объем рудного тела. Результатом этого же процесса является появление нового кремнеземистого типа осадков с содержанием  $\text{SiO}_2$  до 75 вес.% (в осадках, образовавшихся при участии только первого процесса содержание  $\text{SiO}_2$  не превышает 11 вес.%).

Третий - диагенетический процесс выражается дальнейшим разделением рудного вещества на мономинеральные обособления (стижения).

Совместное действие перечисленных процессов приводит к формированию в рудных телах прослоев, линз и пластов, относительно обогащенных одним из компонентов - железом, мышьяком, марганцем или фосфором.

Б.А. Судов

Кавказский институт минерального сырья

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ГАЛОГЕНОВ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЧЕСКОГО И ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

I. Источником галогенов (фтор, хлор, бром, йод) в земной коре является мантия. Направленный к поверхности поток галогенов представляет собой наиболее существенную черту их эндогенной геохимии. Эксперимент зонного плавления, проведенный А.П. Виноградовым, убедительно показал, что в ходе дифференциации вещества мантии на тугоплавкую и легкоплавкую фазы при образовании последней происходит дегазация галогенов в виде галоидоводородных соединений. Многочис-

ленные наблюдения за составом газовой фазы современных вулканических извержений и природными газогидротермами подтверждают наличие в них галогидоводородов.

2. В ходе миграции от мантии к земной поверхности галогены вовлекаются в процессы переноса металлов в постмагматических растворах и образования месторождений. Решающая роль галогенов в этих процессах признается большинством гипотез эндогенного рудообразования. Так, А.Г.Бетехтин считает, что галоиды металлов являются основной формой переноса рудного вещества в гидротермальных растворах. К.Г.Хелгесон придает важное значение галоидным комплексам металлов в гидротермальном рудообразовании. К.Краусковой подчеркивает существенную роль летучих соединений галоидов металлов и, прежде всего хлоридов, в переносе рудного вещества не только в гидротермальном, но и в магматическом рудном процессах. Это подтверждается повышенными концентрациями галогенов в современных рудных гидротермах полуострова Челекен, Красного моря, Тихоокеанской вулканической дуги. Убедительным свидетельством их участия в процессах эндогенного рудообразования является наличие галогенидов в газовой-жидких включениях гидротермальных минералов и образование их первичных ореолов на различных рудных месторождениях.

3. Высвобождаясь в процессе образования месторождений из соединений с металлами и обладая высокой подвижностью, галогены образуют широкие первичные ореолы. Высокая подвижность галогенов определяется температурой процесса рудообразования и существенно возрастает в ряду: фтор-хлор-бром-йод. Это приводит к формированию зональности галогенов (таблица).

Зона	Стадии рудообразования	Магматическая	Плазма-толитовая	Гидротермальная		
				высоко-температурная	средне-температурная	низко-температурная
Первичный ореол	внешняя	F, Cl, Br, J	F, Cl, (Br, J)	(F, Cl), Br, J	Br, J	J
	промежуточная	F, Cl, (Br)	F, Cl, Br, J	F, Cl, (Br, J)	(F, Cl), Br, J	Br, J
	внутренняя	F, (Cl)	F, Cl (Br)	F, Cl, Br, J	F, Cl, (Br, J)	(F, Cl), Br, J
	рудная	F, (Cl)	F, (Cl)	F, Cl (Br)	F, Cl, Br, J	F, Cl, (Br, J)

Такая схема распределения галогенов в связи с процессами эндогенного рудообразования соответствует представлениям Н.И.Сайроно-

ва, А.П.Соловова, Л.Н.Овчинникова, С.В.Григоряна о модели первичных ореолов рудных месторождений и их универсальной зональности.

4. Геохимические особенности распределения галогенов и, прежде всего, йода и брома на эндогенных месторождениях позволяют использовать их при поисках глубоководных рудных тел. Первичные ореолы йода установлены и изучены более, чем на 100 рудных месторождениях в СССР и за рубежом, первичные ореолы брома - на 15 месторождениях. Занимая внешнюю зону первичных ореолов они позволяют повысить эффективность поисков скрытых рудных тел. Практическое использование первичных ореолов йода в ходе поисковых работ привело к обнаружению скрытых рудных тел на флангах и глубоких горизонтах ряда гидротермальных месторождений Малого Кавказа.

Э.А. Лазаренко, Л.М. Козловский, Л.И. Куцевол  
Днепропетровский горный институт им. Артема

О МОБИЛИЗАЦИИ ЗОЛОТА ИЗ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД  
ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИМИ ГАЗО-ГИДРОТЕРМАМИ НА ОДНОМ  
ИЗ КАРПАТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Активная поствулканическая газо-гидротермальная деятельность обусловила на месторождении возникновение большого объема метасоматических пород, относящихся к формации вторичных кварцитов.

Установлены закономерности в характере проявления и составе минеральных парагенезисов в разрезе. В верхних частях месторождения, где проявился региональный инфильтрационный метасоматоз, образовались монокварцевая, кварцево-алунитовая, кварцево-дикитовая, кварцево-каолиновая, кварцево-галлуазитовая, кварцево-гидрослюдистая минеральные фации.

Подводящими каналами для растворов, образовавших вторичные кварциты в приповерхностных частях месторождения, служили трещины отрыва. Ныне они представляют собой систему жильных образований, крайними членами которой являются прожилки кварцево-гематитового на глубине и кварцево-баритового вблизи поверхности составов.

2. Проявлению вторичных кварцитов на месторождении предшествовали процессы гидротермальной деятельности, которые привели к образованию золотоносных метасоматических кварцево-алунитовых пород и золото-полиметаллических руд. Минерализация прослеживается в вертикальном диапазоне, превышающем 1000 м. Верхняя граница распространения золото-полиметаллических руд достигает современной эрозионной поверхности. Для руд характерна вертикальная зональность

в распределении золота, которая выражается в увеличении его концентрации от глубинных частей к приповерхностным. Золото в минералах полиметаллических руд находится в основном в дисперсном состоянии.

3. В местах территориальной сопряженности золото-полиметаллических руд и вторичных кварцитов постоянно наблюдаются реакционные их взаимоотношения. Газо-гидротермальные поствулканические растворы, формировавшие вторичные кварциты, активно воздействовали на образованные ранее золото-полиметаллические руды. Интенсивность воздействия возрастает соответственно усиливающейся активности восходящих растворов от глубинных горизонтов к приповерхностным. Наблюдаются все стадии преобразования золото-полиметаллических руд от частичного замещения до полного выщелачивания. Проявляются также процессы перетолжения рудного вещества. Золото в результате окисления и выщелачивания сульфидов высвобождается из минералов-носителей. В начале этого процесса золото не претерпевает изменений и остается на месте среди полуокисленных и окисленных полиметаллических руд. Далее намечается растворение наиболее мелких его частиц и увеличение размеров более крупных выделений. Часть золота, переходя в раствор, мигрирует за пределы участков развития сульфидных руд. Мобилизованное из первичных руд золото кристаллизуется в новом минеральном парагенезисе. В нижних частях месторождения оно иногда встречается в прожилках кварцево-гемаитового состава. Наиболее значителен процесс перетолжения золота в верхних горизонтах месторождения среди вторичных кварцитов. Самородное золото кристаллизуется здесь в парагенезисе с кварцем, баритом, каолином, дикситом. Судя по гомогенизации включений, минералообразование происходит при температуре 180-220°C. Для перетолженного золота характерна высокая пробоность.

Морфология выделений самородного золота здесь различна. В одних участках наблюдаются золотины комковатой, неправильной формы, в других - хорошо образованные кристаллы, их сростки, дендриты и дендритоиды.

Перетолженное золото образует ореолы над полиметаллическими рудами, залегающими на глубине. Устанавливаются наиболее значительные его концентрации в зонах, сложенных кварцево-дикситовыми метасоматическими породами.

В.И. Сорокин, Т.П. Дадзе

ИЕМ АН СССР

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

На основании экспериментальных данных, природных парагенезисов и теоретических данных проведен физико-химический анализ условий формирования ртутного оруденения в вулканических поясах. Оценена относительная роль возможных форм транспорта ртути различных типов месторождений, возможные диапазоны концентраций металлов, серы и некоторых других компонентов в транспортирующих флюидах. Рассматривается температурная и химическая эволюция режима процесса гидротермального ртутного рудообразования и некоторые аспекты связи ртутной и других типов минерализации.

Н.Н. Колпакова, Г.Д. Миронова, Э.Ю. Котова  
ГЕОХИ АН СССР, ИГЕМ АН СССР

### ФОРМЫ ПЕРЕНОСА СУРЬМЫ И МЫШЬЯКА СОВРЕМЕННЫМИ ГИДРОТЕРМАМИ В КАЛЬДЕРЕ УЗОН НА КАМЧАТКЕ И УСЛОВИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Для выяснения некоторых физико-химических закономерностей низкотемпературного сульфидного рудообразования были проведены детальные геохимические исследования термальных вод кальдеры Узон, где в конце шестидесятых годов сотрудниками Института вулканологии СО ДВНЦ АН СССР под руководством С.И. Набоко была обнаружена и всесторонне изучена сульфидная минерализация.

Рудные минералы представлены сульфидами мышьяка, сурьмы и железа. В распределении рудных минералов наблюдается вертикальная зональность. У поверхности образуются желтый порошковатый сульфид мышьяка и сера, ниже появляется реальгар с пиритом. Антимонит встречен в довольно узкой зоне выхода горячих хлоридно-натриевых вод. Значительные его скопления располагаются в подошве рудного горизонта.

Рудообразующие растворы кальдеры Узон относятся к хлоридно-натриевому типу с повышенным содержанием сероводорода. Потенциметрические и аналитические исследования показали, что содержание сероводорода в вертикальном разрезе непостоянно. В поверхностных котлах концентрации его высоки и иногда близки к насыщенным. С глубиной содержание его падает. По-видимому, в приповерхностной зоне происходит перераспределение сероводорода вследствие падения давления и понижения температуры термальных вод. Концентрации мышьяка колеблются в пределах  $10^{-4}$  -  $10^{-5}$  м, сурьмы -  $10^{-5}$  -  $10^{-6}$  м.

Для выяснения формы переноса рудных элементов и факторов, влияющих на осаждение сульфидов мышьяка и сурьмы, были проведены экспериментальные исследования при параметрах близких к изученным в термальных водах Узона -  $t = 25 - 100^{\circ}\text{C}$ ,  $\text{pH} = 2 - 8$ , концентрации сульфидной серы  $10^{-2} - 10^{-3}\text{M}$ . Методом растворимости изучено комплексообразование в системах:



В результате полевых и экспериментальных исследований установлено, что мышьяк предпочтительно переносится в виде гидроксо-комплексов  $\text{H}_3\text{AsO}_3^0$ , сурьма же в виде гидросульфидных  $\text{HSb}_2\text{S}_4^-$  комплексов.

Основным фактором, влияющим на осаждение сульфидов мышьяка и сурьмы в термальных водах кальдеры Узон, является режим сероводорода при подчиненном значении температуры и pH растворов.

С.Ф. Главатских, М.И. Раевский  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР  
ГИН АН СССР

#### ВЫСОКОКРЕМНИСТЫЕ ЦЕОЛИТЫ ДОЛИНЫ ГЕЙЗЕРОВ (КАМЧАТКА) и БАДХЫЗА (ТУРКМЕНИЯ)

Образование высококремнистых цеолитов является одной из характерных особенностей гидротермальной переработки вулканитов в недрах гидротермальных систем и на выходах термальных источников Камчатки и Курильских островов.

Наиболее ярким примером формирования месторождений цеолитов в современных гидротермальных системах является Долина Гейзеров. Развитие цеолитов здесь способствует кислый состав туфов, представленный главным образом легко цеолитизирующимся вулканическим стеклом, пониженные фильтрационные свойства пеплово-пемзовых туфов, геологические условия их залегания.

В Долине Гейзеров (Набоко, Главатских, Булл.вулк.ст. №55, 1978) выделяются два главных минеральных вида высококремнистых цеолитов - клиноптилолит и морденит. Клиноптилолит азвивается в основном по туфам и имеет натриево-калиево-кальциевый состав, который определяется составом исходного туфа дацита. Морденит является более высокотемпературным, преимущественно трещинно-поровым минералом натриево-кальциевого состава.

В развитии цеолитов Долины Гейзеров наблюдается горизонтальная зональность как в зонах вскипания, так и в наиболее низкотем-

пературных зонах. Во-первых, она выражается сменой кварца, адуляра и ломонита на морденит, монтмориллонит и клиноптилолит. Во-вторых, развитием клиноптилолита и монтмориллонита с постепенным выклиниванием последнего по мере удаления от питающей трещины. Содержание клиноптилолита в таких зонах достигает 95%, что приводит к образованию мономинеральной породы.

Отмечается сходство высококремнистых туфов Долины Гейзеров и Бадхыза: в условиях образования, приуроченности к трещинам, морфологии тел, масштабах проявления, близком химическом составе и т.д. По характеру цеолитизации туфы месторождения Бадхыз соответствуют низкотемпературной зоне цеолитизации Долины Гейзеров.

Изучение высококремнистых цеолитов в районах современного вулканизма позволило решить генезис палеогенового месторождения Бадхыз в Туркмении.

В.В. Гордиенко, О.В. Завгородняя, Н.М. Якоби  
Институт геофизики им. С.И.Субботина АН УССР

#### ГЛУБИННЫЙ ИСТОЧНИК ТЕПЛА ЗОН РАЗЛОМНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В последние годы по геофизическим данным установлено своеобразие мантии под зонами разломно-магматической активизации /РМА/, что разрешает допустить существование в них специфического глубинного эндогенного режима. Предполагаются различные варианты мантийных событий, связанных с перемещением вещества, в основном - по вертикали. Они должны вести к возникновению в мантии интервалов с аномальными температурами обоих знаков. При масштабах глубинных процессов, необходимых с точки зрения современных гипотез /вертикальные перетоки мантийных частично расплавленных масс на десятки - первые сотни км/, возникшие зоны аномальных температур будут источниками возмущений поверхностного теплового потока /ТП/<sup>3</sup> вполне поддающихся регистрации: порядка первых десятков мвт/м<sup>2</sup>. Имеющийся опыт анализа тепловых полей позволяет ожидать получения по этим аномалиям новых данных о глубинном механизме РМА.

Выделение аномалий ТП глубинной природы в зонах РМА затруднено по сравнению с другими регионами, так как значительный рост потока может быть связан здесь не с мантийными источниками, а с влиянием молодых не окончательно остывших магматических образований, гидротерм и т.п. Оценки показывают, что приповерхностные части вулканических аппаратов возрастом в 5-20 тыс. лет при реаль-

ных размерах и аномальных температурах создают тепловые потоки на уровне 20-60 мвт/м<sup>2</sup>. Они должны выделяться на фоне общего повышения ТП от глубинного источника в виде резких всплесков локального характера. Подобные возмущения действительно присутствуют в районах, где магматическая деятельность закончилась в верхах антропогена или продолжается до сих пор. Их можно более или менее уверенно выявить и устранить. Необходимо также учитывать, что часть зон РМА располагается в пределах молодых платформ, где еще довольно велики возмущения ТП, связанные с последним геосинклинальным процессом. Эти потоки следует считать фоновыми по отношению к аномалиям от глубинных источников РМА и добавлять к обычному радиогенному фону района, затем совместно исключать из наблюдаемых значений ТП. Оставшиеся величины будут характеризовать глубинный источник тепла РМА. Осреднение по районам дает следующие величины / в мвт/м<sup>2</sup> /:

Юго-восток Австралии /5 млн.лет/	-6	Центр.Французский массив /30 млн. лет/	- 24
Грозненский и север Казбекского района /10 млн.лет/	- 8	Байкальский рифт/30млн.лет/	-28
Минераловодский выступ/15млн.лет/	- 20	Ратон и Сьерра-Гранде /50 млн. лет/	- 21
Плато Колорадо /15млн.лет/	- 23	Паунд-Ривер и Блек-Хилло /50 млн. лет/	- 32
Рифт Леванта/20млн.лет/	- 15	Центр.Скалистые горы /50 млн. лет/	- 21
Рифт восточной Африки /20млн.лет/	- 10	Юж.Скалистые горы/50млн.лет/	-26
Нижне-Рейнская обл. /25млн.лет/	-7	Степной Крым/100млн.лет/	- 5
Верхне-Рейнская обл./25млн.лет/	-17	Забайкалье /120 млн.лет/	- 4
Камбейский бассейн /25млн.лет/	- 27	Юг Карру /170 млн.лет/	- 0
Сев.Чешская обл. /30 млн.лет/	- 30		

Эти данные описывают изменение аномального ТП с возрастом магматизма - "временную аномалию". Для наиболее изученных территорий можно выделить, хотя и с большими погрешностями, изменение аномального ТП вкрест простирания зоны - "пространственные аномалии".

Расчеты показали, что для объяснения всего комплекса возмущений необходимо использовать постепенно формирующийся источник тепла, с "подкачкой" веществом и энергией. Имеющиеся сведения позволяют оценить ширину зоны примерно в 100 км /с существенными колебаниями от региона к региону/, длина ее, как правило, много больше. Поэтому интерпретация проводилась для источника в форме бруса.

Результаты анализа: конечные глубины кровли и подошвы - 15-25 и 60-65 км соответственно, время формирования объекта - 25-30

млн.лет, нижние 20 км возникают за 5 млн.лет, верхние 5 км - за 6 млн.лет, аномальные температуры хорошо увязываются с представлением о зарождении объекта в астеносфере, располагающейся на разных глубинах в зависимости от предшествующей геологической истории региона.

С течением времени аномальные температуры и ТП сокращаются, через 150 млн. лет после начала магматизма возмущения практически исчезают. Описанные глубинные явления, как и события в приповерхностной зоне, хорошо согласуются с полиморфно-адвекционной гипотезой.

К.А. Скрипко

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

#### СОПОСТАВЛЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ И НЕВУЛКАНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МОРСКОЙ ВОДЫ

В январе 1978 г. во время активизации подводного вулкана Эсмеральда проводилось изучение влияния подводной газогидротермальной деятельности на химический состав окружающей морской воды. В морской воде вблизи выходов подводных газовых струй было отмечено уменьшение содержания хлоридов (за счет разбавления вулканическими эманациями с более низким, чем в морской воде содержанием галогенов) и повышение содержания кремнезема. На основании этих данных были рассчитаны доля вулканогенной составляющей в морской воде (в среднем 0,2%) и содержание кремнезема в вулканических эманациях. Оценена тепловая мощность вулкана в январе 1978 г. (0,5-0,6 Гкал/сек). Эти данные опубликованы (Гавриленко Г.М. и др., 1980).

Однако воздействие газогидротермальных проявлений на состав морской воды проявилось на ограниченной площади и по контрастности химических характеристик (Хлорность, растворенный кремнезем, pH) существенно уступает различиям в химическом составе, существующим в океанической толще благодаря невулканическим факторам: испарению с поверхности моря и жизнедеятельности организмов. Этот вывод основан на анализах проб морской воды, отобранных на удалении 1,5-8,2 мор. миль от подводного вулкана Эсмеральда в интервале глубин 0-2360 м.

УП. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА И РАЗВИТИЯ  
ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА ПО ДАННЫМ ИЗОТОПНЫХ И  
ТЕФРОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Н.А.Титаева, В.А.Ермаков, Т.И.Векслер, А.В.Орлова  
МГУ, ИФЗ АН СССР

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ФОРМАЦИОННОГО  
РАСЧЛЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Работа выполнена на примере Северной группы вулканов Камчатки, где на основании геолого-петрологических и петрохимических данных выделяют две вулканических формации пород: базальт-андезит-базальтовую и базальт-андезит-дацитовую. Формации разделяются по средне-валовому вещественному составу пород, в том числе и по содержанию ряда малых элементов, геологическим признакам и условиям генерации магматических расплавов.

Нами были выполнены анализы радиоактивных и щелочных элементов, а также - изотопного состава радиоактивных элементов для пород различных вулканов I и II формаций. I формация представлена породами вулканов Ключевской, Плоский Толбачик, зоны ареального вулканизма; II формация - породами вулканов Безымянный, Шивелуч, группы Зиминных сопок. Всего было проанализировано 160 образцов.

Сравнение средних содержаний элементов показывает более высокое содержание их в породах II формации. Однако, надо иметь в виду, что зависимости  $U - SiO_2$  и  $Th - SiO_2$  отражают преимущественно различия между породами нормальной и повышенной щелочности, а не их формационные различия, так как базальтовые члены II формации охарактеризованы всего несколькими образцами. При этом концентрации элементов в идентичных породах обеих формаций близки.

Для более детального исследования пород формаций на основании изотопного анализа методом, описанным нами ранее, было реконструировано отношение  $(Th/U)_0$  в очаге до начала извержения. Графики  $(Th/U)_0 - K$  и  $(Th/U)_0 - FeO/Fe_2O_3$  дают четко разделяющиеся между собой вариационные линии для продуктов извержения вулканов Ключевской, Безымянный и Новых Толбачинских вулканов (зона ареального вулканизма). При этом наиболее низкое отношение  $(Th/U)_0 - (I, 58-I, 62)$  характерно для сравнительно малоглубинного очага в Безымянный. Для более глубоко залегающего очага Толбачинской ареальной зоны оно выше  $(I, 79-I, 98)$ . Породы Ключевского вулкана, очаг которого фиксируется геофизическими методами на наибольшей

глубине ( $T_r / U$ )<sub>0</sub> расходится в пределах 2,09-2,3. Вариационные линии хорошо выдержаны не зависимо от размаха колебаний щелочности, которая для Новых Толбачинских вулканов, например, изменяется более, чем в 2 раза. Субщелочные андезито-базальты фундамента Ключевского вулкана попадают на вариационную линию современных извержений, что свидетельствует о существовании единого долгоживущего очага под этим вулканом. Наклон вариационных линий указывает на прямую корреляционную связь урана с K и FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Данные для в. Шивелуч стоят несколько особняком и требуют более тщательного изучения.

Таким образом, распределение радиоактивных и щелочных элементов в породах обеих формаций указывает на общность исходного субстрата, формирующего магмы. Однако изотопный метод подтверждает неидентичность составов магм, питающих исследованные вулканы, очевидно обусловленные различием физико-химических условий, существующих в очагах. Последние являются следствием различий, которые позволили разделить указанные выше формации.

Ю.П.Шергина, С.В.Александрова, Г.В.Александров,  
А.Г.Рублев, М.Н.Голубчик

ВСЕГЕИ

ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС ПОЗДНЕМЕЗОZOЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ  
ПОРОД И РУД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ  
( ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ )

I. В Забайкалье в позднемезозойскую стадию тектоно-магматической активизации была сформирована гетерогенная базальт-липаритовая ассоциация, четко разделяющаяся на две составляющие (базальтовую и липаритовую), и комплекс низкотемпературных, приповерхностных (т.н. "эпитермальных") месторождений антимонита, киновари, ферберита, самородного мышьяка, золота, барита, флюорита и др. Возраст этих месторождений определяется как раннемеловой на основании геохронологических определений и по прорыванию рудными телами фаунистически охарактеризованных осадочных отложений раннего мела.

По геологическим данным предполагается наличие парагенетической связи указанного оруденения с базальт-липаритовой ассоциацией. Однако до сих пор остаются невыясненными следующие вопросы:

I) точное возрастное положение базальт-липаритовой ассоциации в рамках позднемезозойской стадии тектоно-магматической активизации;

2) характер источников магматического вещества; 3) связь оруденения с определенной составляющей ассоциации.

Для решения указанных вопросов нами были предприняты исследования возраста и изотопного состава  $Sr$  и  $Sr$  горных пород и руд в северо-восточной части региона, где вулканогенные образования базальт-липаритовой ассоциации входят в состав трех свит: оловской (липаритовая составляющая), укурейской и сокутуйской (базальтовая составляющая), перечисленных в порядке их возрастной последовательности.

2. Возраст вулканических пород ассоциации определялся K-A методом по породобразующим минералам и Rb - Sr методом по породе в целом. Удалось вполне однозначно установить возраст вулкаников оловской и укурейской свит: 130±5 и 123±3 млн. лет соответственно. Возраст сокутуйской свиты установить пока не удалось из-за присутствия избыточного арагона в выделенных минералах.

3. Для установления источников магматического вещества в основном использовались данные по первичному изотопному составу стронция ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ )<sub>0</sub> в породах ассоциации. В наиболее ранних вулканиках - липаритах оловской свиты - первичное отношение  $Sr^{87}/Sr^{86}$  оказалось равным 0,709-0,710, что определено указывает на коровое происхождение липаритондной магмы. Укурейские вулканики, дифференцированные от дацитов до базальтов, дают закономерное увеличение отношения ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ )<sub>0</sub> в интервале 0,705-0,710 от основных разностей к кислым, причем наблюдается линейная корреляция этого отношения с  $SiO_2$ , Rb/Sr,  $Sr^{-1}$ . Все это говорит о смешении в укурейском очаге глубинного, вероятно, мантийного вещества с коровым. Значительно менее дифференцированные (от базальтов до андезитов) сокутуйские вулканики имеют самые низкие отношения ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ )<sub>0</sub> - 0,705-0,706, что говорит о преобладании в их составе мантийного вещества. Малый диапазон ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ )<sub>0</sub> в совокупности с петрохимическими данными позволяет уверенно предполагать преимущественное развитие в очаге процессов магматической дифференциации.

4. Поскольку изотопные данные свидетельствуют о том, что источниками вулкаников различных составляющих явились различные магматические очаги, можно было надеяться на установление связи рудного вещества с одной из составляющих ассоциации. Для этого нами исследовались рудосопровождающие карбонаты из некоторых месторождений и рудопроявлений эпitherмального типа. Отношение ( $Sr^{87}/Sr^{86}$ )<sub>0</sub> в этих карбонатах оказалось 0,705-0,706. Это говорит о том, что

вопреки широко распространенному мнению о связи гидротермальных рудообразующих растворов в этом регионе с очагами кислого корового вулканизма, рудообразующие растворы, вероятно, связаны с более глубинным веществом очагов основной магмы.

Об этом же свидетельствуют и данные по изотопному составу серы в рудных сульфидах эпитермальных месторождений. Его близость к метеоритному стандарту и незначительные колебания (весь диапазон  $\delta S^{34} = \pm 4\%$ ), независимо от состава вмещающих оруденение пород, указывают на ювенильный источник рудообразующих растворов.

Б.М.Владимиров, С.И.Костровицкий, Л.В.Соловьева,  
С.Б.Брандт, М.Н.Масловская, В.С.Лепин  
Институт земной коры СО АН СССР

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ СТРОНЦИЯ В КИМБЕРЛИТАХ И В КСЕНОЛИТАХ МАНТИИ И КОРОВЫХ ПОРОД

На основании данных по величине  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношений в минералах из кимберлитов и глубинных ксенолитов предпринята попытка рассмотреть эволюцию изотопов стронция в кимберлитовых системах.

Был измерен изотопный состав стронция в карбонатных вытяжках кимберлитов, ильмените, магнетите, серпентине, целестине, стронцианите, кварце, гидротермальном кальците, а также в валовых пробах и клиноспироксене из глубинных включений. Диапазон измеренных значений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения из карбонатных вытяжек кимберлитов колеблется в пределах 0,7040-0,7115. Наиболее низкими значениями  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения характеризуется карбонатная составляющая порфировых кимберлитов базальтоидного типа, в которых отмечается сравнительно низкое содержание карбоната (3-10%) и высокие концентрации стронция в карбонате (0,4-1,0%). Подобные низкие величины  $^{87}Sr/^{86}Sr$  показали серпентин из псевдоморфов по вкрапленникам оливина, пикроильменит из протовкрапленника в кимберлите и одна валовая проба гранатового лерцолита. Вытяжки из разновидностей кимберлитов, обогащенных карбонатом, а также характеризующихся очень слабой засоренностью ксенолитами вмещающих пород и незагрязненных наложенными процессами, имеют устойчивое значение  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения в пределах 0,7056-0,7066 и более низкие концентрации стронция в карбонате (0,1-0,3%). Кимберлитовые брекчия с повышенным количеством обломочного материала, интенсивно проработанные поздними гидротермами, имеют более высокие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  отношения (0,709-0,711) и наиболее низкие содержания стронция в

карбонате (0,01-0,2%). Для поздних низкотемпературных кальцитов, магнетита, целестина, стронцианита и кварца, наложенных на кимберлит в виде гидротермальной минерализации, величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения устанавливаются равными 0,707-0,711. Карбонатные вытяжки из вмещающих палеозойских осадков дают значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения 0,709 - силикатная часть осадков имеет более высокое значение - 0,714-0,836.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в рассолах из кимберлитовых трубок колеблются в пределах 0,712-0,716.

Анализ приведенного материала и литературных данных позволяет предположить, что эволюция изотопов стронция в кимберлитовых системах от первичной компоненты ( $\frac{\text{Sr}^{87}}{\text{Sr}^{86}} = 0,704$ ) до более высоких значений происходила сложным путем. Величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения в кимберлитах равные 0,707-0,711 можно связать с наложением стронцевой компоненты в виде поздних гидротермалитов, испытавших существенное влияние морского палеозоя и отчасти наложенных рассолов.

Для объяснения устойчивой величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения - 0,706 в кимберлитах с повышенным содержанием карбоната привлекаются две модели: влияние корового материала с высокими отношениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и контаминация материалом мантии, обогащенной радиогенным стронцием.

Можно предположить, что основным источником стронция с низким отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,704) могли быть минеральные фазы, характеризующиеся наиболее высокими содержаниями стронция, низкими содержаниями рубидия, низким  $\text{Rb}/\text{Sr}$  отношением и низкой величиной  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  отношения (некоторые клинопироксены, гипотетический карбонат).

В.В. Ярмолик  
ИГЕМ АН СССР

#### ИСТОЧНИКИ МАГМАТИЧЕСКОЙ ВОДЫ И РУДНЫХ ФЛИДОВ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Природные воды различного генезиса характеризуются систематическими вариациями изотопного состава кислорода. Состав морской воды наиболее устойчив и принят за стандарт ( $\delta^{18}\text{O}=0\%$ ). Кислородный состав метеорных вод зависит от места отбора проб и изменяется от -60 до 0%  $\delta^{18}\text{O}$ . Озерные воды отличаются узким интервалом колебания  $\delta^{18}\text{O}$  (от +6 до +10 %).

Большинство магматических пород обладает сравнительно постоян-

ным изотопным составом кислорода (от +6 до +9‰  $\delta^{18}O$ ). При взаимодействии метеорных или морских вод с магматическими образованиями между ними происходит обмен изотопами кислорода. Интенсивность процесса растет с повышением температуры. В результате изотопного фракционирования метеорные воды обогащаются тяжелым изотопом кислорода, но тем не менее не достигают составов, свойственных ювенильным флюидам. В магматических образованиях должна при этом возрасти доля легкого изотопа кислорода. Постоянные значения изотопных составов магматических пород не зависимо от их возраста и географического положения свидетельствуют о малых масштабах подобного взаимодействия и указывают на маловероятность вхождения метеорных вод в магматические тела на магматической или высокотемпературной постмагматической стадии их развития.

Изотопный состав флюидных включений в минеральных высокотемпературных фазах гидротермальных полиметаллических и медно-порфировых месторождений характеризуется высокими и достаточно стабильными значениями  $\delta^{18}O$  (4-8‰). Такой состав флюидов формируется при участии летучих, которые отвечают неизменным ювенильным водам, отделившимся от магматического источника в интервале температур, превышающих  $450^{\circ}$  и эволюционировавших без существенного изотопного фракционирования до температуры среды минералообразования. Флюиды низкотемпературных стадий этих месторождений, а также эпитермальных месторождений золота отличаются значительными вариациями в содержании  $O^{18}$ , которые вызваны широким вовлечением метеорных вод в гидротермальный процесс. Температуры формирования этих стадий не превышают  $300-350^{\circ}$  и таким образом устанавливают температурный предел, выше которого существенного взаимодействия метеорных вод с горячими магматическими телами не происходит. Флюиды, отделившиеся от магматических расплавов или магматических пород при более высоких температурах, вероятнее всего имеют ювенильный источник.

И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина,

В.Е. Ветштейн, В.Г. Артемчук

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

Институт геохимии и экспериментальной минералогии АН УССР

ИЗОТОПНЫЕ ОТНОШЕНИЯ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА МАГМАТИЧЕСКИХ  
ВОД И ГАЗОВ БТИИ

Во время Большого трещинного Толбачинского извержения была

отобрана серия проб магматических газов и их конденсатов (магматические воды). В пробах были определены отношения  $D/H$  и  $^{18}O/^{16}O$ . Значения  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  для магматических вод колебались в пределах от  $-82$  до  $-65\%$  и от  $+3,5$  до  $+9,3\%$ , соответственно, что резко отличалось от значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$  местных метеорных вод. Для магматических газов были найдены следующие значения:  $\delta D$  молекулярного водорода - от  $-600$  до  $-125\%$  и  $\delta^{18}O$  молекулярного кислорода - от  $+61$  до  $+86,1\%$ .

Уменьшение содержания  $D$  в молекулярном водороде магматических газов, по сравнению с содержанием  $D$  магматической воды, предполагает фракционирование изотопов при переходе газ-жидкость, вероятно, во время выделения газов из магматического расплава. Корреляция значений  $\delta D$  и  $\delta^{18}O$ , с одной стороны, и pH, общей минерализацией, содержаниями хлора и фтора, с другой стороны, по-видимому, вызвана наличием слабого разбавления магматических вод метеорными водами. Вместе с тем, резкое отличие значений  $\delta^{18}O$  магматических газов от  $\delta^{18}O$  в современной атмосфере отрицает казалось бы неопровержимый факт примешивания кислорода воздуха к магматическим газам во время извержения или при отборе проб.

Расчет расхода eruptивных газов во время БТТИ, выполненный тремя независимыми методами, показал, что в атмосферу было выброшено  $1,78 \cdot 10^8$  т газов, в том числе ивентильных: воды  $-1,5 \cdot 10^8$  т, водорода  $-3 \cdot 10^5$  т и кислорода  $-3 \cdot 10^4$  т. Общее количество выброшенных во время БТТИ вод согласуется с ежегодным выбросом воды всеми активными вулканами мира.

Найденные значения изотопных отношений водорода и кислорода для газообразных продуктов БТТИ явились первыми экспериментальными прямыми определениями  $D/H$  и  $^{18}O/^{16}O$  реальных магматических вод, подтвердившими теоретически рассчитанный изотопный состав магматической ("ивентильной") воды. Эти данные имеют большое научное, практическое и методическое значение, т.к. магматические ("ивентильные") воды считаются источником формирования вод гидросферы и служат естественным репером наряду с океанической и метеорной водой.

Е.В. Библикова, Л.П. Вергазова, В.А. Макаров  
ГЕОХИ АН СССР, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

ГЕНЕЗИС ВОЗГОНОВ БТТИ ПО ДАННЫМ СВИНЦОВО-ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА

Изучен изотопный состав свинца возгонов; сопровождавших БТТИ

1975-1976 гг. Возгоны отбирались в районах фумарольных полей и лавовых потоков Северного и Южного прорывов и были представлены хлоридами и сульфатами меди, содержащими переменные количества соединений свинца. Изотопный состав свинца всех изученных возгонов оказался идентичным и в пределах ошибки анализа равным изотопному составу свинца магмезиальных и щелочных базальтов БТИ, изученному нами ранее. Изотопные характеристики говорят о глубинном источнике свинца и об отсутствии вовлечения свинца земной коры.

Полученные данные указывают на большую роль газовой формы переноса металлов в процессе извержения. Достаточно высокие содержания свинца в возгонах ( до 2-3% ) и его мантийные изотопные характеристики позволяют с уверенностью говорить о возможности отщепления рудных концентраций металлов от расплавов глубинного генезиса.

А.М. Рожков

Институт вулканологии ДНЦ АН СССР

#### ГЕЛИЕНОСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГАЗОВ

Исследована концентрация гелия в фумарольных газах активных вулканов и в спонтанных газах, ряд современных гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической зоны. Содержание гелия определялось с помощью полевого магнито-разрядного индикатора гелия "ИНТЕМ-1". Газ отбирался по методике с предварительным осаждением "кислых" газов.

Результаты исследований показали, что фумарольные газы вулканов, находящихся в постэруптивной стадии извержения, и спонтанные газы гидротерм обладают не высокой гелиеностью: концентрация гелия в них редко превышает  $n \cdot 10^{-3}\%$  об., при достаточно высоком изотопном отношении  $He^3/He^4$ , достигающем  $n \cdot 10^{-5}$ . В газах вулканов в период их эруптивной деятельности и в газах термальных источников, находящихся в районе извержения, содержание гелия значительно возрастает. Например, для газов Столбовских термальных источников острова Кунашир, во время извержения вулкана Тятя в 1973 году, общее содержание гелия достигает  $8,5 \cdot 10^{-1}\%$  об., а в газах Большого трещинного Толбачинского извержения -  $(5,45 \div 6,43) \cdot 10^{-2}\%$  об.

Анализ данных по режимным наблюдениям за колебаниями концентрации гелия в спонтанном газе термальных источников вулкана Карымский, в отличие от радона, не выявил четкой зависимости между

сейсмической активностью вулкана и этими изменениями. Однако отмечается, что повышение сейсмической активности по всей Курило-Камчатской вулканической зоне, как это было в 1973 году, сопровождалось повышением концентрации гелия на два-три порядка в газах вулканов и источников по всей зоне.

А.М. Рожков

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

О РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ДЕЙТЕРИЯ В ВОДАХ НЕКОТОРЫХ  
ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ И КУРИЛЬСКИХ  
ОСТРОВОВ

Известно, что содержание дейтерия в атмосферных осадках и в морских водах сохраняется в процессах их превращения в подземные воды и в дальнейшем при взаимодействии с породами.

Нами была изучена распространенность дейтерия в водах крупнейших гидротермальных районов Камчатки, в термальных источниках острова Кунашир (Курильские острова), в воде кратерного озера и в конденсате фумарольного газа вулкана Шивелуч на Камчатке с целью выявления условий их формирования. Исследовано свыше 130 проб. Содержание дейтерия определялось фотонейтронным методом в Томском отделении СНИИГТМС совместно с НИИ ядерной физики, электроники и автоматики при Томском политехническом институте. Точность определения - 0,5% (относительных). Результаты исследований показали, что воды современных гидротермальных систем вулканических областей формируются при участии вод с низким изотопным составом водорода, и в них практически отсутствуют воды морского происхождения. Ниже приведены средние значения  $D$  (относительно SMOW) для вод некоторых изученных районов активной гидротермальной деятельности:

кальдера вулкана Узон - 99,8‰ (из 38 определений); Долина Гейзеров - 92,5‰ (из 21 определения); Паужетский - 87,5‰ (из определений); остров Кунашир - 60,8‰ (из 7 определений). Близость изотопного состава водорода термальных и поверхностных вод исследуемого региона говорит об инфильтрационном происхождении большей части вод гидротерм, и зоны распределения их можно характеризовать как зоны активного водообмена. Кроме этого, низкие содержания дейтерия в термальных водах, по сравнению с метеорными осадками, предполагает участие в их формировании эндогенных флюидов с  $D$  равным (-57 ‰ - 164)‰. Содержание дейтерия в естественных и искусственных конденсатах вулкана Мутновского (-102,5 ‰,

среднее из 13 определений) близко к таковым для вышеперечисленных гидротермальных районов. Аномально высокое содержание дейтерия определено в воде кратерного озера вулкана Шивелуч, где D равно 5,1‰, близкое к D морской воды Тихоокеанского побережья. Такие же данные получены и для конденсата вулканического газа этого вулкана.

А.Г. Злотник-Хоткевич, Л.Н. Вярляш  
ЦНИГРИ, ИГЕМ АН СССР

## ОБ УЧАСТИИ МОРСКОЙ СУЛЬФАТНОЙ СЕРЫ В ОБРАЗОВАНИИ СУЛЬФИДНЫХ РУД НЕКОТОРЫХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. Данные многочисленных исследований изотопного состава серы сульфидов колчеданных месторождений определяют магматическое происхождение серы большинства из них. В некоторых месторождениях средний изотопный состав серы значительно отклоняется от метеоритного стандарта в сторону "утяжеления". Геологическое строение таких месторождений нередко исключает возможность проявления процессов бактериальной сульфатредукции, либо загрязнения рудоносных растворов сульфатной серой эвапоритов.

2. Примером подобных месторождений может быть стратиформное медноколчеданное месторождение Светлинское в Зауралье, сульфиды которого (pirit, широтия, калькоpirit) обнаруживают разброс значений  $\delta S^{34}$  от +1,6 до +18,5‰ при среднем значении +6,4‰. Подрудные девонские породы месторождения представляют собой типичный офколитовый комплекс, состоящий из гипербазитов, перекрываемых лавами базальтов и андезитов-базальтов, не содержащих прослоев осадочных пород и эвапоритов, которые могли быть источником изотопно тяжелой серы. Стандартный для колчеданных месторождений парагенезис минералов руд и подрудных гидротермальных метасоматитов не позволяет объяснить наблюдаемое отклонение изотопного состава значительными изменениями pH и Eh рудообразующего флюида, которые, по данным Х.Омото (Ohmoto, 1972), могут привести к утяжелению серы сульфидов, выпадающих из раствора с  $\delta S^{34} = 0\%$ .

3. Приведенные данные позволяют предполагать значительное отличие  $\delta S^{34}$  рудоносного флюида от метеоритного стандарта, которое может быть обусловлено смешиванием магматического сероводорода с изотопно тяжелой сульфатной серой морской воды, которую многие исследователи считают основным компонентом рудоносного флюида по данным химического, изотопного и физического изучения газовой-жидких включений в минералах колчеданных руд.

4. Количественная оценка роли морского сульфата в образовании руд была проведена путем сравнения с современной геотермальной системой Вайракей в Новой Зеландии. В геотермальной системе Вайракей, где образуются пириты со сходным изотопным составом  $+6,5\%$ ,  $\delta S_{\Sigma S}^{34}$  геотермальной воды по данным С. Уилсона (Wilson, 1966) составляет  $+12\%$  при мольном соотношении  $H_2S : SO_4^{2-}$ , равном 47:43 (48%  $SO_4^{2-}$  от общей серы), и величинах  $\delta S^{34}$   $H_2S$  и  $SO_4^{2-}$ , близких к таковым в вулканических газах и морской воде ( $+3,2$  и  $+22,1\%$  соответственно). Эти данные позволяют предполагать, что в рудном флюиде Светлинского месторождения 40-50% серы было связано в сульфате.

5. Повышенное содержание  $S^{34}$  характерно также для месторождения Рауль в Перу, где величины  $\delta S^{34}$  в сульфиде варьируют от 0 до  $+23\%$ . Е. Риплей и Х. Омото (Ripley and Ohmoto, 1977) считают, что минералы осажены из раствора с начальным  $\delta S_{\Sigma S}^{34}$ , равным  $+23$   $+3\%$ , т.е. из раствора изотопно соответствующего морской воде. Для месторождений Кипра с более узким интервалом разброса от  $+3$  до  $+7\%$  при среднем значении  $+4,8\%$  Н. Робертсон и А. Флит (Roberson and Flit, 1976) оценивают количественную роль сульфатной серы в 30% от суммарной серы флюида. Близкие значения от  $-2,3$  до  $+8,7\%$  свойственны сульфидам Хандизинского месторождения в Средней Азии, что ориентировочно соответствует 35% доле сульфатной серы.

6. Во всех рассмотренных случаях на месторождениях либо отсутствуют, либо пользуются резко ограниченным развитием синхронные с оруденением экстрезивные, лавовые и субвулканические фации кремнекислых вулканитов, при образовании которых происходит отделение летучих компонентов, в том числе и магматического сероводорода. Месторождения, ассоциирующие с кремнекислыми вулканитами, обнаруживают величины  $\delta S^{34}$  более близкие к метеоритному стандарту. Это может указывать на то, что при постоянной концентрации сульфатной серы в рудоносном флюиде (морской воде), роль ее в образовании сульфидов будет определяться соотношением с сероводородом магматического происхождения, количество которого зависит от геологических условий.

В.В. Кочегура

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЭФФУЗИВОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДЛИННОПЕРИОДНЫХ ПАЛЕОБЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ

Проведено палеомагнитное изучение серии параллельных разрезов плейстоценового вулкана Жупановские Востряки (Камчатка). По последовательным изменениям направления вектора остаточной намагниченности в этих разрезах выполнена их взаимная корреляция и составлен опорный палеомагнитный разрез для интервала активной эффузивной деятельности вулкана. В этом разрезе выделены длиннопериодные палеобековые вариации направления геомагнитного поля, по которым построена траектория перемещений виртуального геомагнитного полюса. Эта траектория оказалась подобной одному из участков аналогичной траектории, полученной В.Бука по осадочным породам Чехословакии, привязанным к геохронологической шкале оледенений Европы. На этом основании возраст изученных эффузивов вулкана Жупановские Востряки определен в 400 - 280 тыс. лет.

А.Г. Зубов, В.В. Кочегура

Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

## МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕФРЫ ВУЛКАНА МАЛЫЙ СЕМАЧИК (КАМЧАТКА)

Проведено изучение магнитных свойств мелкозернистой тефры, показавшее ее пригодность для палеомагнитных реконструкций. Лабораторным моделированием и экспериментальными исследованиями показано, что стабильная часть ее естественной остаточной намагниченности по всей вероятности возникает в первые месяцы или годы ее жизни за счет ориентации магнитных моментов частиц в процессе уплотнения и под воздействием протекающей через горизонты тефры влаги атмосферных осадков.

В изученном разрезе, датированном радиоуглеродным методом, выделены палеобековые вариации с периодами от 200 до 1500 лет. Сравнение полученных данных с результатами изучения параллельного разреза (Т.Б.Нечаева, ИФЗ) показало подобие изменений намагниченности в большей части синхронно сформировавшихся участков изученной толщи. Это служит доводом в пользу геофизической природы полученных палеовариаций и дает основание для их использования в целях стратиграфической корреляции разрезов.

О.Б. Селянтин, О.А. Брайцева  
Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНА ПО ДАННЫМ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ТЕФРОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Постановка комплекса детальных геологических и тефрохронологических исследований является практически единственным способом изучения закономерностей развития современных вулканов за все время их деятельности, начиная с момента возникновения. Исследования такого рода впервые в Союзе осуществлены на вулкане Мал.Семячик. В развитии этого многоканального сооружения, сложенного базальтами и андезитобазальтами и состоящего из трех близких по высоте конусов-стратовулканов, сочетался ряд общих закономерностей вулканического процесса, порознь или не в столь полном наборе проявляющихся и в эволюции многих других эруптивных центров.

Основой комплекса является взаимная увязка тефростратиграфических данных с геологическим строением вулканической постройки. Методика исследований включает: 1. детальное геологическое картирование вулкана; 2. составление сводного разреза тефры, отражающего всю историю его эксплозивной активности; 3. датирование отложений тефры  $C^{14}$  методом по захороненным в ней углям, древесине и почвам; 4. датирование лавовых потоков вулкана путем привязки разрезов перекрывающей их тефры к сводному разрезу; 5. составление полной хроностратиграфической колонки вулкана и общая корреляция ее с деталями строения и состава постройки.

Проведенные на Мал.Семячике исследования позволили восстановить историю его активности более чем за 12 тыс. лет. Установлено, что она имела четко выраженный циклический характер, с чередованием периодов усиления (накопление вулканитов) и периодов ослабления (формирование погребенных почв). В развитии вулкана выделяются четыре главных длиннопериодных цикла активности, которые нашли непосредственное выражение в структурных, морфологических и вещественных преобразованиях в ходе формирования вулканического сооружения. Радиоуглеродным датированием установлена длительность последних трех циклов, имеющая одинаковый порядок 3500-4000 лет. Первые три цикла соответствуют этапам формирования трех конусов вулканического массива. Завершение формирования каждого из этих конусов, достигавших оходной абсолютной высоты, сопровождалось побочными прорывами на склонах, изменением состава магмы, ослаблением и прекращением вулканической активности. Продолжение вулка-

низма оказывалось возможным лишь после смещения и стабилизации эруптивного центра на более низком гипсометрическом уровне, после чего следующий цикл активности реализовался формированием нового конуса рядом с предыдущим. Эти данные показывают, что вулканизм Мал.Семячика развивался как: прерывисто-непрерывный процесс периодического достижения вулканом определенных пределов роста и развития, преодолеваемых путем вещественных и структурных преобразований в системе магматического питания.

После образования третьего конуса вулкана очередного смещения канала не произошло. Четвертый цикл активности в условиях предельной высоты конуса и фиксированного положения центра эрупции также начался снижением уровня разгрузки магмы на поверхность — за счет эксплозивной деструкции вулканического конуса. На протяжении этого цикла вулканизм развивался как чередование деструктивных и конструктивных процессов с попеременным разрушением вершины вулкана и восстановлением постройки до прежней высоты.

Таким образом, устанавливается причинная зависимость циклического режима вулканизма от наличия пределов роста вулканических конусов. Устойчивое во времени сходство их абсолютных высот и факты длительного существования лавовых озер в кратерах зрелых построек позволяют полагать, что рост их ограничивается уровнем гидростатического равновесия магматических колонн. Достижение пределов роста с необходимостью вызывает перестройку системы питания вулкана либо путем латерального смещения канала, либо снижением его высоты путем эксплозивной (или вулкано-тектонической — образование кальдеры) деструкции постройки.

Физический смысл этих преобразований, сопровождаемых закономерными изменениями кинетики вулканизма, состава магмы и морфологии построек, заключается в обеспечении возможностей дальнейшего развития вулканического процесса. Анализ различных явлений вулканизма именно с точки зрения влияния их на долговременное развитие вулканического процесса предлагается в качестве общей методологической основы его исследования.

Печатается по постановлению Государственного комитета  
Совета министров ГССР по делам издательств, полиграфии и  
книжной торговли

V საკავშირო ეკლავნილოთური ლაბორი

" ეკლავნიბში რა სასარგებლო წიარისკეულის ჭრწინრება რეკავინის  
მიძრავ არეებში!"

II ს ი ბ ა მ ბ ი უ ბ ი

" ლანიეროვე ეკლავნიბში რა მასალა რაკავშირებულო გეოლოთური,  
გეოჭიბიკური რა გეოქიბიური მიკვლეებში!"

(მისსენებლალა ლებისებში)

Редактор издательства

Н.Н.Тогиберидзе

Сдано в набор 27.VIII.1980; Подписано к печати 20.8.1980;  
формат 60x90<sup>I</sup>/16; Бумага № I; Печати.л. II,5; Уч.-издат.л. 9,5

УЗ 09272

Тираж 500;

Заказ № 2365

Цена 90 коп.

---

Издательство "Мециереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19  
Отпечатано на Тбилисской книжной фабрике Госкомиздата ГССР  
проспект Дружбы, 7

3327