

Академия наук  
СССР



С. И. Набоко, С. Ф. Главатских

ПОСТЭРУПТИВНЫЙ  
МЕТАСОМАТОЗ  
И РУДООБРАЗОВАНИЕ



Издательство «Наука»



Академия наук СССР

Дальневосточный научный центр

Ордена Трудового Красного Знамени  
Институт вулканологии

С. И. Набоко, С. Ф. Главатских

# ПОСТЭРУПТИВНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

(Большое трещинное Толбачинское извержение  
1975—1976 гг. на Камчатке)

3969



Издательство

"Наука"

Москва

1983





Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983.

На примере Большого трещинного Толбачинского извержения рассматриваются вопросы рудообразования и метасоматоза. В книге дается представление о режиме процесса перераспределения элементов во времени и пространстве.

В работе использованы современные методы геохимических и минералогических исследований.

Табл. 41. Ил. 71. Библиогр. 75 назв.

Ответственный редактор

Е.К. МАРХИНИН

## ВВЕДЕНИЕ

Последние десятилетия ознаменовались признанием рудоносной перспективности вулканогенных формаций и определением ведущей роли вулканизма в формировании рудных месторождений. Работы, посвященные вулканогенному рудообразованию, и в первую очередь В.И. Смирнова [1963, 1968], Г.С. Дзоценидзе [1960, 1965], В.Н. Котляра [1968, 1970]. Л.Н. Овчинникова [1959, 1981] приобрели большое практическое значение в вопросах увеличения рудносырьевых ресурсов. Однако до настоящего времени отношение исследователей к генезису вулканогенных рудных месторождений остается неоднозначным и формальным вследствие различного понимания самого вулканизма и поствулканического процесса. Ряд авторов рассматривает вулканизм как процесс зарождения магмы в глубинах планеты, ее миграцию к поверхности Земли и проявление на поверхности в наземных и подводных условиях, т.е. вулканизм приравнивается к магматизму. В этом смысле вулканизм охватывает интрузивный, субвулканический и вулканический процессы, и в том числе вулканоплутонические ассоциации. Поэтому к вулканогенным рудным месторождениям эти авторы относят и вулканогенные и плутоногенные руды.

Другая группа исследователей сужает понятие вулканизма, считая, что это магматизм, проявившийся на поверхности Земли в виде эффузивно-эксплозивной формы. На основании этого к вулканогенным рудным месторождениям они относят такие, которые формируются на вулканах в связи с их собственно эруптивным и постэруптивным процессами в наземных и подводных условиях. Видимо, в отличие от вулканогенных-магматогенных эти месторождения следует называть вулканическими. В то же время необходимо иметь в виду, что вулканические явления и рудообразование знаменуют приповерхностный этап единого рудообразующего процесса, проходящего через этапы: мантия — кора — поверхность континента и дна океана [Василевский и др., 1974; Набоко, 1974]. Класс магматогенных-вулканогенных рудных месторождений, включающий магматические, пневматолитовые, гидротермальные, гидротермально-осадочные месторождения, повторяется и в собственно вулканических: магматические, эксгаляционные (пневматолитические), эксгаляционно- и гидротермально-метасоматические, эксгаляционно- и гидротермально-осадочные. Вулканические и вулканогенные различаются рудоносной перспективностью: несравненно большей у вулканогенных месторождений и меньшей — у собственно вулканических. Последнее определяется рассеянием большей части халькофильных элементов в среде, окружающей эруптивный центр. В случаях подводных эруптив-

ного и постэруптивного актов создаются благоприятные условия концентрирования металлов и формирования эксгальционнo-гидротермально-осадочных рудных месторождений собственно вулканического класса. Безусловным для вулканогенного и вулканического типов месторождений остается эндогенный — магматический источник металлов, перенос их в изначально флюидной фазе.

В природе среди наземных древних и новейших рудных месторождений, эксгальционные месторождения представляют редкость, но возможно, что еще есть нераспознанные рудопроявления такого типа. В связи с этим, на наш взгляд, целесообразно детальное описание безусловных эксгальционных медного, ванадиевого и гематитового рудопроявлений, формирующихся при постэруптивном процессе Большого трещинного Толбачинского извержения. В силу нестационарного режима минералогического рудообразования, неустойчивости к воздействию атмосферных агентов большей части рудных и сопутствующих им нерудных минералов непосредственное детальное описание динамики геохимических сред пневматолитового минералообразования очень важно, так как является основой для разработки критериев собственно эксгальционных месторождений и реставрирования их условий становления.

В настоящей монографии масштабы и характер пневматолитического метасоматоза и рудообразования рассматриваются только на примере постэруптивного процесса Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ), поскольку такие явления в природе очень редки. Авторы надеются, что изложенные в монографии данные будут иметь общее значение в учении о собственно эксгальционном рудообразовании.

Постэруптивный период БТТИ, как и само извержение, отличался исключительно высокой активностью. На шлаковых конусах происходило интенсивное выделение металлоносных магматических и фумарольных газов, на площадях в сотни квадратных метров под их воздействием шло перерождение базальтовых шлаков (пневматолитический метасоматоз), массовое развитие широкой гаммы пневматолитовых минералов (возгонов) и эксгальционного медного, ванадиевого и гематитового рудообразования.

Извержение началось 6.VII 1975 г. в 18 км от вершины вулкана Плоский Толбачик Северным Прорывом (СП) с последовательным формированием трех крупных шлаковых конусов (Первого, Второго и Третьего), сложно построенного лавового и пепло-шлакового покрова высокомагнезиального базальта умеренной щелочности. После короткого перерыва, 18.IX 1975 г. извержение БТТИ продолжилось в 10 км к югу от Северного Прорыва. Эруптивная деятельность на Южном Прорыве в основном сосредоточилась в одном жерле, вокруг которого образовались шлаковый конус (Восьмой) и обширный лавовый покров субщелочных высокоглиноземистых базальтов [Вольнец и др., 1976].

Динамика БТТИ и связанные с ним геологические, геофизические и геохимические процессы нашли широкое освещение в многочисленных статьях [Федотов, Горельчик, Степанов, 1976; Федотов, Хренов, Чирков, 1976; Федотов и др., 1977<sub>1</sub>, 1977<sub>2</sub>; Федотов и др., 1978; Меняйлов и др., 1978, 1981], в сводной работе под редакцией С.А. Федотова [1980] "Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толба-

чинском извержении 1975–1976 гг.” и в монографии И.А. Меняйлова, Л.П. Никитиной, В.Н. Шапаря “Геохимические особенности эксгаляций Большого трещинного Толбачинского извержения” [Меняйлов и др., 1980]. В последней большое внимание уделено и эксгаляциям на постэруптивном этапе деятельности конусов БТТИ, особенно металлоносности газов, их конденсатов и аэрозолей.

БТТИ вошло в геологическую литературу не только как одно из сильнейших в наше столетие, но и как всесторонне изученное на современном методическом уровне. Геохимический аспект исследований эксгаляций БТТИ не составляет исключения. Благоприятная геологическая обстановка — быстрый подъем базальтового расплава из-под коровых глубин [Федотов и др., 1978], жидкость лавы, способствующая интенсивной дегазации летучих, позволили отобрать их и определить элементный состав магматических и фумарольных газов [Меняйлов и др., 1980]. Длительная миграция магматических газов — высокая насыщенность их металлами, хорошая проницаемость шлаковых масс конусов, наличие зон разломов и полостей в надканальных шлаковых нагромождениях способствовали формированию эксгаляционного рудопроявления [Набоко, Главатских, 1980], околотрещинного и локально-площадного пневматолитического метасоматоза [Набоко, Главатских, Байцаева, 1980], появилась возможность дать оценку масштабов геологического эффекта постэруптивного процесса.

Одновременное изучение и сопоставление состава магматических и фумарольных газов, аэрозолей, солей на пеплах, атмосферных осадков, рудопроявлений, метасоматитов и минеральных ассоциаций возгонов вскрыло особенности дифференцированного перераспределения элементов между силикатным расплавом — магматическими газами — рудопроявлением — окружающей средой, т.е. степень концентрирования и рассеяния элементов, в том числе халькофильных, в постэруптивный период деятельности вулкана с мантийным источником его толеитового базальта и с менее глубинным — его субщелочного базальта.

В учении о рудных месторождениях учитываются представления о генерации из магмы металлоносного флюида. При этом отдается предпочтение переносу металлов то в виде галоидов (Феннер и др.), то в перегретых парах воды (Ингерсон, Кеннеди и др.); последнее представление подкрепляется лабораторными экспериментами Н.И. Хитарова и др. Обращают внимание и на возможность переноса металлов в виде аэрозолей [Бетехтин, 1955; Набоко, 1959; Чухров, 1953]. Эруптивный и постэруптивный циклы БТТИ однозначно подтверждают факт отделения металлоносного флюида от силикатного расплава магмы и лавы. Однако в силу того, что даже при грандиозных извержениях вулканов в эруптивную и постэруптивную стадию их активности на наземных аппаратах вулканов не происходит существенного эксгаляционного рудообразования, интерес геологов-рудников к активному наземному вулканизму оказался ограниченным, хотя многие исследователи успешно используют данные по металлоносности вулканических эксгаляций. Мы уверены, что БТТИ войдет в рудную геологию как модель отделения рудоносного флюида от базальтового расплава, имеющего мантийный источник питания, только в малой степени реализованного на рудообразование

в условиях наземного активного вулканизма и в то же время являющегося огромным резервом для формирования рудных месторождений в благоприятных, в том числе подводных, условиях.

В главе I по литературным источникам охарактеризованы те особенности БТТИ, которые необходимы для понимания постэруптивного процесса. Наши данные о перерождении вулканитов под действием летучих и эксгаляционного минерало- и рудообразования основаны на систематических наблюдениях, охватывающих период 1977–1980 гг. включительно. Объектами исследований были преимущественно Первый, Второй и Третий шлаковые конусы Северного Прорыва и Восьмой конус Южного Прорыва. Для оценки особенностей постэруптивного процесса БТТИ были также обследованы старые конусы в районе Северного Прорыва и конус, образовавшийся на склоне вулкана Плоский Толбачик в 1941 г. Наряду с этим были изучены изменения базальта в кратере Плоского Толбачика, где во время БТТИ произошел провал и образовалось теплое озеро. Все данные по петрографии, минералогии и геохимии поствулканических процессов на перечисленных объектах привлечены для оценки особенностей метасоматоза и эксгаляционного минерало- и рудообразования.

Петрографическая и минералогическая характеристики пневматолитического метасоматоза и эксгаляционного рудообразования даны С.Ф. Главатских, геохимическая — С.И. Набоко.

Для химической характеристики продуктов постэруптивной активности широко привлекалась мокрая химия, а для определения рассеяния элементов — нейтронно-активационный, атомно-абсорбционный, полярографический анализы.

Для диагностики минералов основным методом явился рентгеновский, максимально были использованы оптические методы, в том числе электронная микроскопия, а также термический, изотопный анализ и микронзондирование. Большая часть аналитических работ выполнена в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР: мокрая химия — Л.Н. Байцаевой, спектральные анализы — О.А. Шаниной, термические — А.В. Мясниковым, картографические — под руководством Л.Л. Зубаревой, другие работы были проведены в различных институтах.

ПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКИЙ МЕТАСОМАТОЗ  
И МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ  
В ПОСТЭРУПТИВНУЮ СТАДИЮ  
БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО  
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

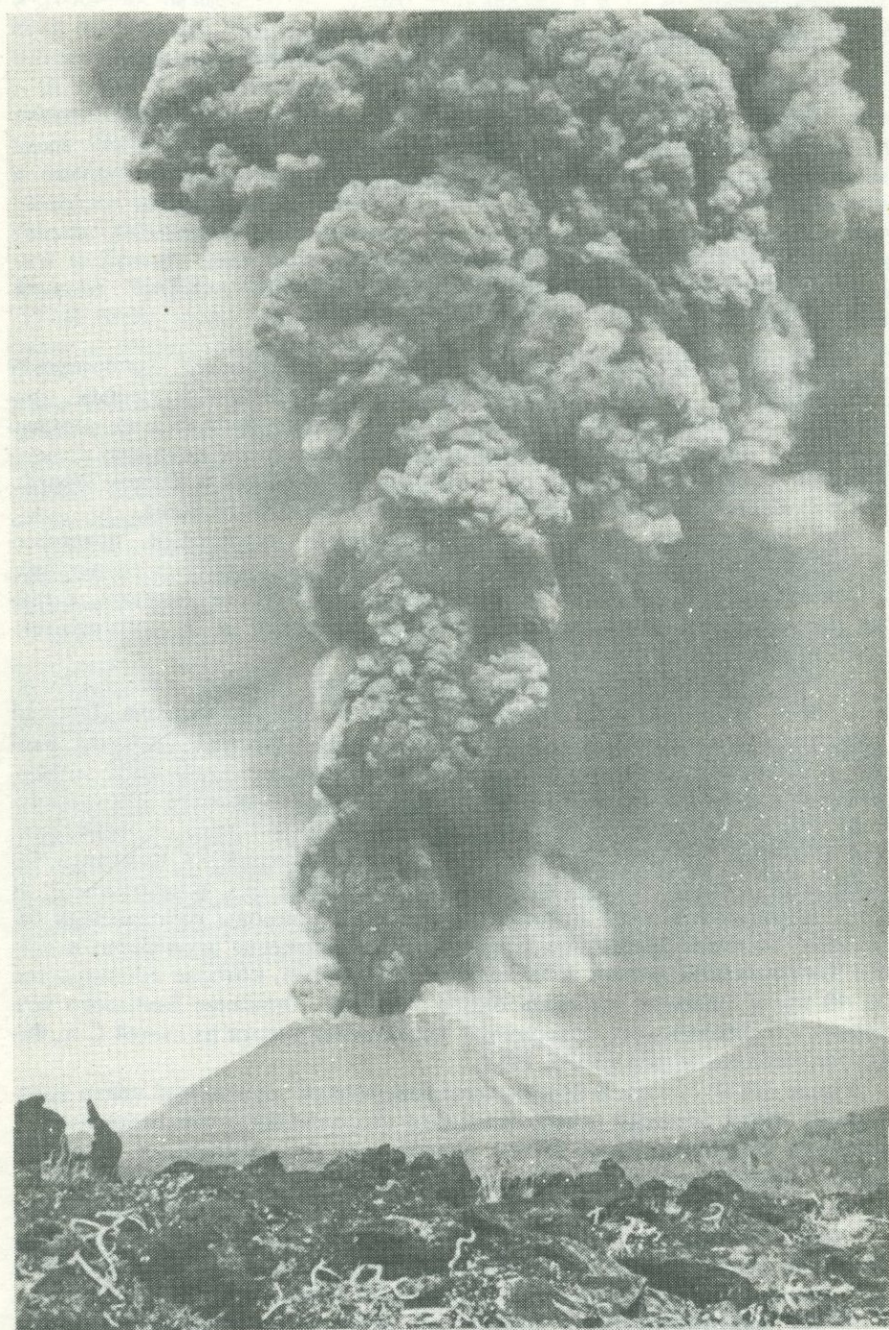
ОСОБЕННОСТИ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО  
ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ, ОПРЕДЕЛИВШИЕ МАСШТАБ  
И ХАРАКТЕР ПОСТЭРУПТИВНОГО ПРОЦЕССА

В кратком обзоре, посвященном Большому трещинному Толбачинскому извержению (БТТИ) и составленному по литературным данным, приведена в основном та информация, которая в некоторой степени раскрывает особенности постэруптивного процесса. Как будет показано в дальнейшем изложении, характер его различен на Северном и Южном Прорывах и на Первом, Втором и Третьем конусах Северного Прорыва.

Эти особенности определяются глубинными процессами, предшествующими извержению, массой и составом магмы, особенно ее летучих, вовлеченных в эруптивный цикл, динамикой БТТИ, тектоникой, а также морфологией, микротектоникой, размерностью и структурно-текстурными особенностями материала конусов.

Большое трещинное Толбачинское извержение началось в июле 1975 г. Северным Прорывом в 18 км к юго-западу от кратера вулкана Плоский Толбачик на высоте 880 м над уровнем моря. Плоский Толбачик входит в Ключевскую группу вулканов, его высота достигает 3085 м. Вершинный кратер Плоского Толбачика до БТТИ имел диаметр 300 м и глубину 150 м. На дне кратера периодически возникало лавовое озеро. Вулкан Плоский Толбачик — единственный действующий на Камчатке базальтовый вулкан гавайского типа. К северо-востоку и юго-западу от него расположены ряды шлаковых конусов и покровы голоценовых базальтов. Большое трещинное Толбачинское извержение произошло в районе Толбачинской южной зоны шлаковых конусов, которая простирается на 40 км и занимает площадь около 800 км<sup>2</sup>. Описание Большого трещинного Толбачинского извержения заимствовано нами из статей С.А. Федотова и его соавторов [1976, 1977<sub>1</sub>].

Утром 6.VII 1975 г. в первые часы извержения эруптивный центр представлял собой трещину северо-западного направления с четырьмя эксплозивными жерлами. Через сутки извержение сосредоточилось в одном жерле, вокруг которого образовался конус, названный Первым. В течение трех дней сила извержения нарастала, после чего в продолжение 17 дней наблюдалось струйное фонтанирование раскаленной пирокластики на высоту 1–2,5 км. Высота пеплово-газовой колонны достигала 5–6 км, а облако извержения поднималось вверх на 8–12 км (рис. 1). С 27.VII извержение стало приобретать эксплозивно-эффузивный характер, излился большой поток шлаковой лавы. В течение 12 дней из двух бокк вытекала лава. Деятельность Первого конуса закончилась гранди-



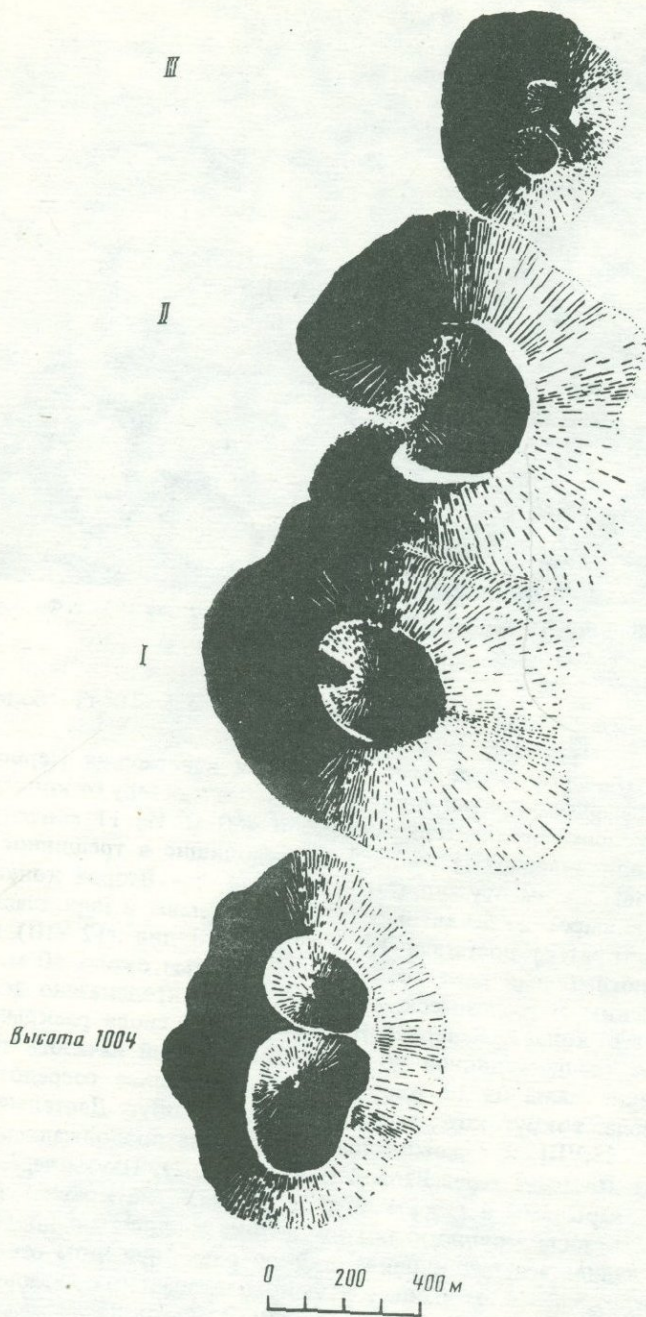
Р и с. 1. Извержение Первого конуса Большого трещинного Толбачинского извержения (БТИ) 1975 г. Фото Н. Смелова



Р и с. 2. Первый, Второй и Третий конусы во время извержения 1975 г. Фото. Н. Смелова

озным выбросом тонкого белого пепла (не менее  $5 \cdot 10^6$  т) более кислого состава.

2.VIII, почти через месяц после окончания извержения Первого конуса, рой землетрясений возобновился, и в 350 м к северу от конуса 9.VIII вскрылась трещина протяженностью около 400 м. Из 11 мигрирующих жерл происходили пепловые выбросы, переходящие в трещинное фонтанирование лавы на высоту 50–150 м. Образовался Второй конус, который за сутки вырос на 50 м. Высота фонтанов лавы и пирокластики из центрального кратера достигала 1,5 км. Через 3 дня (12.VIII) из него вытек крупноглыбовый лавовый поток мощностью около 40 м. 16.VIII по сейсмическим и геодезическим данным было предсказано возникновение Третьего конуса. Севернее Второго конуса снова раскрылась меридиональная трещина длиной до 250 м, из которой началось струйное фонтанирование лавы из 13 жерл. Вскоре извержение сосредоточилось в одном жерле, вокруг которого вырос Третий конус. Деятельность его прекратилась 25.VIII, и в дальнейшем извержение продолжалось в центре Северного Прорыва через Второй конус (рис. 2). Паузы чередовались с мощными взрывами и газовыми продувками, а из кратера вытекала вязкая лава в виде крупноглыбового потока мощностью до 50–60 м. 7.IX начал изливаться поток более жидкой лавы, при этом состав лавы существенно отличался от ранних высокомагнезиальных базальтов умеренной щелочности и был близок к составу базальтов последующего Южного Прорыва. Извержение Северного Прорыва продолжалось 72 дня и прекратилось 15.IX (рис. 3).



Р и с. 3. Конусы Северного Прорыва 1975 г. и конус Высота 1004

После новой сейсмической подготовки в 10 км к юго-западу от Северного Прорыва образовался Южный Прорыв. Здесь также вскрылась трещина протяженностью до 600 м, по всей длине которой действовало более 30 фонтанов жидкой субщелочной лавы высотой 20–40 м. В дальнейшем извержение сосредоточилось в одном — Южном — жерле, над которым вырос Восьмой шлаковый конус (рис. 4) высотой более 100 м. В отличие от Северного Прорыва, Южный Прорыв характеризовался преимущественно эффузивной деятельностью. Суточный расход лавы оценивался в  $2 \cdot 10^6$  м<sup>3</sup>, лава была жидкостной, образовывала речки и ручьи. Южный Прорыв по характеру излияния жидких лав был близок к гавайскому типу. Динамика извержения и масштабы Южного Прорыва описаны нами также по данным С.А. Федотова и его соавторов [1968]. Извержение Южного Прорыва было более длительным, чем извержение Северного Прорыва, и продолжалось 450 дней. Из Восьмого конуса непрерывно изливалась жидкая лава. Его взрывная деятельность была устойчивой и выражалась маломощными газопепловыми выбросами на высоту 150–200 м. Вязкость изливающейся лавы была небольшой и составляла  $10^4$ – $10^5$  пуаз; форма поверхности потоков соответствовала типу пахозхоз. С 6.IV 1976 г. взрывная деятельность усилилась, расход изливающейся лавы уменьшился, вязкость увеличилась и лавовые потоки приобрели поверхность, близкую к типу *aa*. В ходе извержения несколько менялась динамика, однако непрерывно наращивался объем медленно расползающегося, примыкающего к конусу лавово-шлакового покрова. Лавовое плато формировалось наложением многочисленных единичных потоков.

В конце извержения Северного Прорыва и во время Южного Прорыва происходило обрушение вершинного кратера Плоского Толбачика, сопровождавшееся незначительными выбросами пирокластики. Диаметр возникшего провала составлял около 1700 м, глубина более 400 м. На дне провала появилось озеро с теплой водой.

С.А. Федотов и др. [1977<sub>2</sub>] дали оценку БТТИ, как крупнейшему базальтовому извержению в Курило-Камчатском поясе за историческое время. Геологический результат БТТИ весьма внушителен. Зона, захваченная извержением, была линейно вытянута на 30 км. При Северном Прорыве объем трех конусов составил 0,33 км<sup>3</sup>, за пределы конусов было выброшено 0,8 км<sup>3</sup> пепла и шлака, объем лавы был равен 0,2 км<sup>3</sup>. Общий вес продуктов извержения был близок к  $1,6 \cdot 10^9$  т; средняя тепловая мощность извержения была эквивалентна 350 млн.кВт. В результате извержения Южного Прорыва конечная высота конуса достигла 160 м, объем — 0,018 км<sup>3</sup>; на поверхности лавовых потоков сосредоточилось 0,022 км<sup>3</sup> пирокластического материала, а 0,025 км<sup>3</sup> было выброшено за пределы конуса. Площадь лавового поля составила  $34,3 \pm 0,6$  км<sup>2</sup>, его объем — 0,5–0,7 км<sup>3</sup>, коэффициент взрывности оказался равен 4. Тепловая мощность извержения была оценена в 3,310 кВт. Объем провального кратера, возникшего на вершине Плоского Толбачика, приближался к 0,5 км<sup>3</sup>, вес обрушившегося базальтового материала и льда — 10 тыс.т. С.А. Федотов обращает внимание на близость объемов и весов лав провала в вершинном кратере Плоского Толбачика и Южного Прорыва БТТИ.



Р и с. 4. Извержение Южного конуса БТТИ 1976 г. Фото Н. Смелова

Наравне с уникальными динамикой извержения и его масштабами не менее уникальным оказался состав продуктов извержения — лав и летучих, детально охарактеризованных петрографами и геохимиками. Характеристика петрохимических особенностей лавы приведена по данным О.Н. Волынца и его соавторов [1976]. Все породы извержения отвечают по составу базальтам. Базальты Северного и Южного Прорывов резко отличаются по содержанию всех, кроме Si и Fe, породообразующих элементов, при этом содержание MgO и CaO выше в базальтах Северного Прорыва, а щелочей и алюминия — в базальтах Южного Прорыва. Поэтому базальты Северного Прорыва отнесены к магнезиальному типу с умеренной щелочностью, а базальты Южного Прорыва — к глиноземистому субщелочному типу. По соотношению  $MgO$  с величиной  $Al_2O_3/SiO_2$  базальты Северного Прорыва близки к гавайским толеитам, а базальты Южного Прорыва — к гавайским щелочным базальтам. Содержание редких и рассеянных элементов в базальтах Северного и Южного Прорывов, по О.Н. Волынцу и другим авторам, существенно различается. Общим для них, как и для других вулканитов Камчатки, является повышенное по сравнению с кларком содержание В, As, Sb и пониженное — Nb, Ti. Базальты Южного Прорыва в отличие от базальтов Северного Прорыва содержат больше редких и рассеянных элементов; исключение составляют Cr, Ni, Co, Sc, V и Zn, которые сконцентрированы вместе с Ca и Mg в базальтах Северного Прорыва, что вообще характерно для высокомагнезиальных базальтов.

Базальты промежуточного типа, появившиеся в конце извержения Северного Прорыва, по содержанию редких и рассеянных элементов, а также породообразующих элементов закономерно занимают промежуточное положение между базальтами Северного и Южного Прорывов. Порядок поступления на поверхность базальтов разного состава — сначала магнезиальных умеренной щелочности, потом промежуточных и, наконец, субщелочных высокоглиноземистых — не позволил О.Н. Вольнцу и его соавторам однозначно объяснить образование всего разнообразия пород БТТИ с позиций гравитационной или кристаллизационной дифференциации магмы в единой магматической колонне. Они также исключили возможность влияния ассимиляции пород коры на образование различных типов базальтов. Позднее О.Н. Вольнец и его соавторы критически пересмотрели свои ранние представления о влиянии на разнообразие пород Северного и Южного Прорывов эманационной дифференциации, т.е. выноса в атмосферу газами во время БТТИ ряда петрогенных и редких элементов. Основываясь на детальных петрохимических исследованиях продуктов БТТИ и критическом анализе различных концепций, О.Н. Вольнец и его соавторы пришли к выводу о существовании самостоятельных расплавов, исходных для базальтов Северного и Южного Прорывов и об образовании пород промежуточного состава за счет смешения этих расплавов.

Характеристика объемов и состава летучих приведена нами по монографии И.А. Меняйлова и его соавторов [1980]. Эти данные широко использованы нами, поскольку летучие в основном определяют поструптивный пневматолитический метасоматоз, минерало- и рудообразование. По данным этих авторов, основная масса газов была выброшена в первые 2,5 месяца при Северном Прорыве, когда извержение носило ярко выраженный эксплозивный характер. В этот период выделилось около  $0,17 \cdot 10^9$  т газов, что составило 9 вес.% от их содержания в магме. В течение последующего 1,4 г. извержение происходило в пределах Южного Прорыва и было преимущественно эффузивным; во время него выделилось  $0,008 \cdot 10^9$  т газов, что составило 0,5 вес.% от содержания в магме. Вынос летучих и халькофильных элементов в составе газовой фазы извержения значительно превышал содержание этих элементов в базальтах Северного Прорыва. Это позволило авторам монографии [Меняйлов и др., 1980] говорить об обособлении флюидной фазы в процессе эволюции магмы и ее подъема в верхние горизонты земной коры. Флюидная фаза при этом обогащалась летучими и халькофильными элементами. Обособление ее наблюдалось на первых этапах извержения в пределах Северного Прорыва, когда оно имело ярко выраженный эксплозивный характер. В целом в процессе Большого трещинного Толбачинского извержения на поверхность земли поступило около  $3,2 \cdot 10^9$  т изверженного материала, в том числе  $0,178 \cdot 10^9$  т газа [Меняйлов и др., 1980].

Большое трещинное Толбачинское извержение, по данным геофизиков, имело глубинную подготовку и соответственно предварялось вулканическими землетрясениями и вулканическим дрожанием. Наиболее сильное землетрясение с глубиной очага 10–20 или 15–30 км было зарегистрировано 2.VII 1975 г. Эпицентр находился на оси старых шлако-

вых конусов Плоского Толбачика и совпадал с местом последующего образования Первого конуса (Северного Прорыва), т.е. извержение было предсказано. Прорыв сопровождался интенсивными подвижками, захватившими нижние горизонты земной коры. Продвижение магмы происходило со скоростью 50–100 или 100–500 м/ч. Главные последующие явления БТТИ тоже предварялись сейсмической подготовкой [Федотов и др., 1976].

Вулкан Плоский Толбачик обладает характерными чертами базальтовых вулканов гавайского типа: провальной вершинной кальдерой с лавовым озером, отходящими от нее "рифтовыми зонами", в которых происходят многочисленные побочные извержения. Все это свидетельствует о существовании под подобными вулканами неглубоких периферических магматических резервуаров, соединяющихся с крупными очагами в нижних слоях коры. Там накапливается базальтовая магма, поступающая из зоны генерации. Это доказывается, в частности, тем, что объем изверженных продуктов Второго и Третьего конусов в два с лишним раза превышает объем одновременно развивающейся провальной кальдеры Плоского Толбачика, т.е. основным источником магмы Северного Прорыва являются очаги в нижних слоях коры или слое, переходном от коры к мантии [Федотов и др., 1976].

Представления С.А. Федотова о механизме БТТИ, основанные на сейсмологических данных, сводятся к следующему. 27.VI–6.VII 1978 г. в 18 км юго-западнее вершины Плоского Толбачика из нижних слоев коры или из переходного между корой и мантией слоя происходил подъем высокомагнезиальных базальтов со средней скоростью 100–150 м/ч, что привело к образованию Первого конуса Северного Прорыва. В августе наблюдалось отмирание питающих каналов Первого конуса и образование питающих каналов Второго и Третьего конусов Северного Прорыва, сопровождавшихся обрушением вершинного кратера Плоского Толбачика, оживлением сейсмической деятельности в его районе, а также к востоку и юго-востоку от него. Очевидная зависимость этих событий позволила С.А. Федотову предположить существование связей между магматическим источником БТТИ и Плоским Толбачиком, а также перемещением в августе 1975 г. базальтов из неглубокого очага под Плоским Толбачиком в район Северного Прорыва. 1–17.IX возникли подвижки и трещины на глубине 0–5 км южнее Северного Прорыва, и извержение сосредоточилось на Южном Прорыве. Там до декабря 1976 г. изливалась жидкая высокоглиноземистая базальтовая лава, характерная для вершинных извержений Плоского Толбачика. Характер БТТИ – питание разноглубинными магматическими очагами и соответственно различный состав магм при Северном и Южном Прорывах, быстрый подъем магмы к поверхности земли, своеобразие физико-химических параметров летучих при Северном и Южном Прорывах, мощность этих извержений – определил различную интенсивность постэруптивных процессов и их специфику на двух прорывах, а также на отдельных конусах Северного Прорыва.

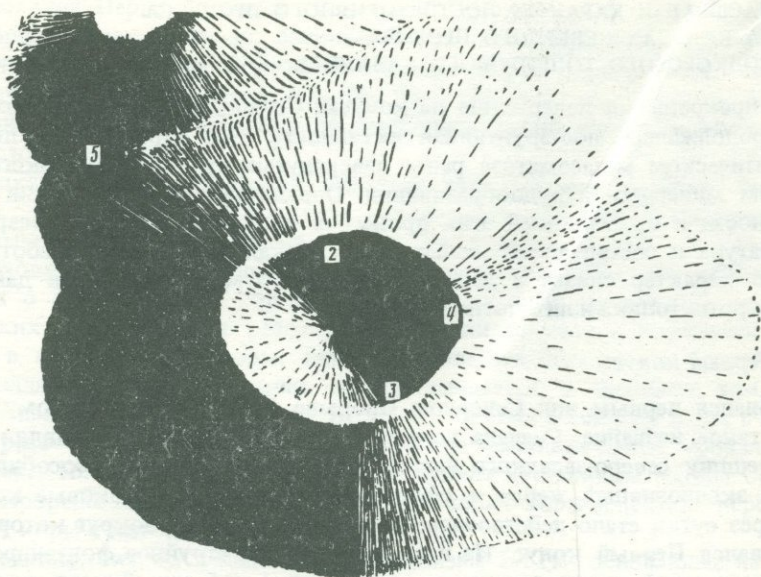
МАСШТАБ И ХАРАКТЕР ПОСТЭРУПТИВНОГО ПРОЦЕССА  
НА КОНУСАХ СЕВЕРНОГО ПРОРЫВА  
ПОДКОРОВОГО ТОЛЕИТОВОГО БАЗАЛЬТА

После прекращения извержения на конусах Северного и Южного Прорывов продолжалась постэруптивная активность. Она отразилась в пневматолитическом метасоматозе ранее извергнутых вулканитов, в эксгаляционном минерало- и рудообразовании. Определяющими факторами интенсивности и особенностей этих процессов являются, в первую очередь температура и состав фумарольных газов, локализация полей и соответственно характер связей с действовавшими магмоподводящими дайками, микротектоника и литология конусов.

*Первый конус*

Образовался первым при Северном Прорыве 6.VI 1975 г. и поэтому получил такое название. Сначала новый эруптивный центр представлял собой трещину северо-западного направления, вдоль которой обособились четыре эксплозивных жерла и сформировались малые шлаковые конусы. Через сутки стало действовать одно жерло (рис. 5), вокруг которого образовался Первый конус. Из него происходило струйное фонтанирование раскаленной пироклаستيку на высоту до 1–2,5 км. Высота газопепловой колонны достигала 5 км. По мере роста конуса увеличивался диаметр кратера. Устье подводящего канала, т.е. дно кратера, находилось на уровне поверхности земли. Диаметр канала был равен 12 м, движение магмы в канале приближалось к 0,5 м/с [Токарев, 1978]. Особенностью этого периода извержения явилась своеобразная газовая продувка с выбросом огромной массы шлака и вулканических бомб. В первые три дня сформировался конус высотой около 150 м с диаметром кратера 100 м, диаметром основания 500 м [Будников и др., 1978]. С 27.VII извержение приобрело эксплозивно-эффузивный характер. Западный склон конуса стал оползать, на северном и южном склонах появились трещины и проседание, позже слившиеся в одну большую меридиональную трещину, которая отсекла 2/5 конуса с его западной стороны (позднее к северу от Первого конуса на этой главной трещине возникли Второй и Третий конусы). В трещине на Первом конусе 27.VII появилась лава и 29.VII вытек первый поток глыбового высокомагнезиального базальта. Излияние лавы продолжалось 10 дней. В конце его деятельности было выброшено не менее  $5 \cdot 10^6$  т тонкого пепла, имевшего состав более кислый, чем раньше, после этого 9.VII Первый конус прекратил свою деятельность. В результате 35-дневного извержения Первого конуса высота его достигла 332 м, объем — 0,165 м<sup>3</sup>. Извержение Первого конуса дало 0,8 км<sup>3</sup> пироклаستيку и 0,2 км<sup>3</sup> лавы.

После окончания извержения Первого конуса появилась возможность изучения его постэруптивной деятельности. В это время происходило извержение Второго конуса и на склоны Первого конуса и в его кратер падали бомбы и шлак. По данным И.А. Меняйлова и его соавторов [1980], концентрированных газовых выходов на вершине Первого конуса тогда не наблюдалось, но на внутренних склонах кратера по парению можно было уже тогда устанавливать концентрические трещины, в которых в



Р и с. 5. Распределение фумарольных полей на Первом конусе Северного прорыва БТИ

1 – Западное; 2 – Северное; 3 – Южное; 4 – Восточное; 5 – перемычка между Первым и Вторым конусами

дальнейшем сосредоточилась фумарольная деятельность. Спустя 10 дней после прекращения извержения температура на конусе на глубине 30 см была около  $400^{\circ}\text{C}$ . В газах было относительно мало  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ . Конденсат газа [Меняйлов и др., 1980] из струй с температурой  $440^{\circ}\text{C}$  имел рН 1,15; его минерализация достигла 5484 мг/л, состав был преимущественно галоидный аммонийный. Определено большое количество элементов (табл. 1, 2) с отношением  $(\text{Cl}^- + \text{F}^- + \text{SO}_4^{2-}) / (\text{H}^+ + \text{NH}_4^+) / (\text{породообразующие элементы}) / \text{металлы} = 4000/1000/500/5$ . На внутреннем привершинном склоне конуса обособились Южная и Северная фумарольные площадки, которые появились в процессе извержения.

Ниже нами дана характеристика состояния фумарольных полей в 1976–1980 гг. В это время активными были четыре фумарольных поля, расположенных на кольцевой трещине проседания, примыкающей к околожерловой зоне, различающиеся по характеру, интенсивности изменения вулканитов и минералообразованию.

Западное фумарольное поле приурочено к западной стенке кратера, выделяется светло-желтыми и белесыми тонами. Оно тяготеет к небольшому уступу агглютинатов, видимо, к периферической части околожерловой зоны. С уступом стыкуется главная кольцевая трещина, которую вблизи него пересекает несколько радиальных трещин. Изменение шлаков и возгонообразование отмечаются главным образом с северной стороны уступа, обращенной ко Второму конусу. Шлаки вокруг уступа в местах выхода газов окрашены в желтовато-белый цвет, содер-

Таблица 1

Состав конденсатов фумарольных газов (мг/л)

Северный Прорыв, Первый конус, 1975 г.

(по И.А.Меняйлову и др. [1980, из табл. 1.9])

Компо- ненты				Компо- ненты			
	1	2	3		1	2	3
$\Sigma F^-$	880	1050	750	Co	0,004	—	0,003
$Cl^-$	3200	6851	5883	Ni	0,058	—	0,028
$\Sigma SO_4^{2-}$	48,4	574,9	43,5	Cu	0,10	—	1,52
$H^+$	38,1	14,4	96,8	Zn	< 0,015	—	0,35
$NH_4^+$	877	3417	1194	Pb	0,04	—	0,10
$Na^+$	16,1	28,3	15,2	As	0,025	—	0,015
$K^+$	14,1	13,7	11,0	Ag	< 0,002	—	0,006
$Mg^{2+}$	6,7	4,5	3,2	Sn	0,11	—	0,13
$Ca^{2+}$	13,6	5,0	7,5	Sb	3,88	—	0,206
$\Sigma Fe^{2+}$	—	—	2,5	$H_2SiO_4$	379,3	—	380,3
$Al^{3+}$	16,2	9,4	9,6	Минера- лизация	5483,72	12056,60	8508,96

Примечание. 1 — вершина конуса, 19.VIII ( $T = 440^\circ C$ ;  $pH = 1,51$ ;  $\mu = 0,09$ ); 2 — южная бокка, лавовый поток, 17.VIII ( $T = 930^\circ C$ ;  $pH = 1,95$ ;  $\mu = 0,22$ ); 3 — северная бокка, лавовый поток, 14.VIII ( $T = 485^\circ C$ ,  $pH = 1,11$ ,  $\mu = 0,17$ ).

3969  
жат налеты и инкрустации фторидов. У поверхности, в участках пере-  
ечения трещин, температура достигла в 1980 г. 450–500°C; в этих участ-  
ках трещины перекрыты корками желтовато-белых и желтовато-бурых  
возгонов, содержащих сыпь гематита, а также агрегаты нашатыря и скоп-  
ления сильвинита. Кроме того, там развиты кристаллы сульфатов меди —  
халькантита и халькоцианита, среди которых встречаются золотистые  
иглочки щербинаита ( $V_2O_5$ ). В целом поле характеризуется развити-  
ем фторметасоматоза преимущественно по периферии уступа агглютина-  
тов, тогда как в трещинах и вблизи них развиты гематит и сульфаты  
меди, главным образом халькантит.

Характер химического изменения базальтового шлака определяется  
активностью серы и галоидов. Из табл. 3 (ан. 32-4, 34-1, 88) следует, что  
в метасоматитах сохранилась большая часть  $SiO_2$  (т.е. активность фтора  
здесь занижена). Наравне с  $SiO_2$  сохранились все породообразующие  
элементы, при этом отношения  $SiO_2/TiO_2$ ;  $CaO/MgO$  и  $Na_2O/K_2O$  близ-  
ки к породным. Базальтовый шлак максимально изменен вблизи тре-  
щин, в удалении от которых он частично разложен и окислен. Микроком-  
понентный состав метасоматитов Первого конуса показан в табл. 4. Об-  
разование гипса не характерно, присутствуют эксгаляционные сульфа-  
ты железа и меди.

Северное фумарольное поле расположено на северном  
склоне кратера, в 25–30 м ниже его кромки. В 1977–1978 гг. значитель-  
ная часть поля была покрыта светло-желтыми плитами новообразовав-  
ших минералов. Здесь, в привершинной части кратера проходит концент-

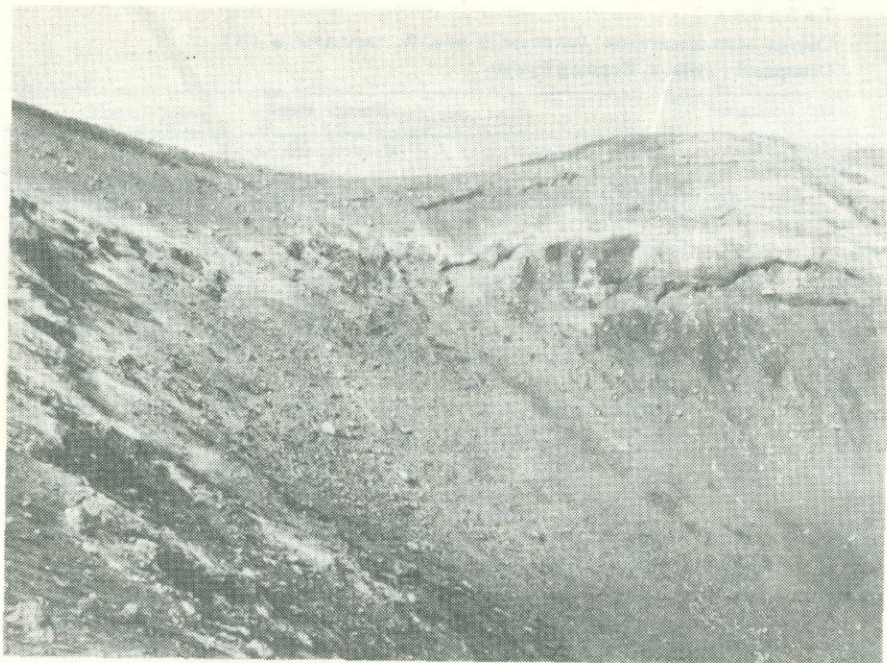
Т а б л и ц а 2

Микроэлементный состав фумарольных газов ( $\text{мг/м}^3$ ) в 1976–1977 г.  
Северный Прорыв, Первый конус  
(по И.А.Меняйлову и др. [1980, табл. 3.9 и 3.18])

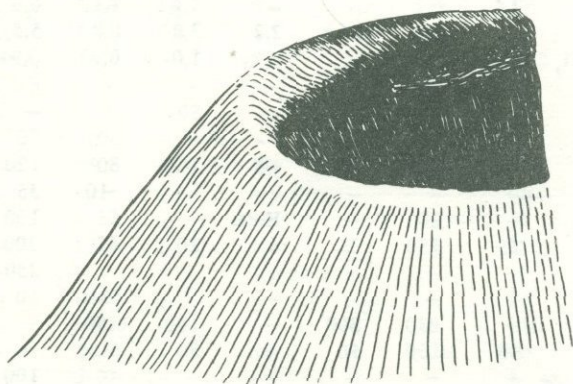
Элементы	Северное поле		Южное поле		
	$T = 630^\circ \text{C}$ 12.VIII 1976	$T = 500^\circ \text{C}$ 1.VIII 1977	$T = 358^\circ \text{C}$ , 12.VIII 1976	$T = 360^\circ \text{C}$ 16.VIII 1976	$T = 260^\circ \text{C}$ 7.VII 1977
F	830	60	1374	6240	39,8
Cl	4836	412	6780	10648	4255
Br	—	1,72	17	—	13,4
S	1560	125	259	1152	172
Li	0,02	—	0,02	0,05	—
Rb	0,14	—	0,13	0,35	—
Cs	154	$7,2 \cdot 10^{-3}$	125	239	—
Na	132	46,5	192	604	471
K	29	5,9	78	80	40,8
Sc	—	0,016	0,22	—	0,082
Fe	12	1,8	132	12	3,8
Cr	5,8	0,02	1,3	3,0	0,13
Mn	3,0	0,046	1,9	6,9	—
Co	0,12	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,04	0,08	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ni	2,8	—	0,6	1,8	—
Cu	90	1,37	37	86	0,264
Zn	123	26,2	194	241	62,4
Pb	13	1,53	12	11	1,14
Cd	—	2,0	3,8	—	0,096
Ga	—	0,018	0,02	—	0,029
As	—	0,042	5,2	—	0,58
Sb	—	—	2,1	—	—
Se	—	—	$3 \cdot 10^{-3}$	—	—
La	—	$5,2 \cdot 10^{-3}$	1,02	—	0,023
Pt	—	—	136	—	0,013
Au	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$< 1 \cdot 10^{-4}$	—	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Ag	—	—	$6 \cdot 10^{-3}$	—	—
Hg	—	0,015	0,72	—	0,026
Mo	—	0,06	—	—	$< 0,05$

рическая трещина, которая примыкает к околожерловой зоне, расположенной непосредственно на оси прорыва БТТИ. Участки пересечений этой трещины радиальными трещинами характеризуются активным выделением фумарольных газов с температурой  $400\text{--}550^\circ \text{C}$ .

Так, один из участков с максимальными и постоянными в течение 1977–1980 гг. температурами приурочен к северной части кратера, наиболее близкой к магмоводу. Здесь наблюдается ступенчатая зона проседания площадью  $2 \times 25$  м со стенкой отрыва высотой до 3 м (рис. 6, 7). Над стенкой поднимается слегка пологий северный склон кратера, неравномерно покрытый плитами возгонов мощностью до 15 см. На охлажденных участках экранирующие возгоны отделились от подстилаю-



Р и с. 6. Северное фумарольное поле



Р и с. 7. Фрагмент северной стенки кратера Первого конуса

щих их шлаков, растрескались и сползли в кратер. Часть возгонов в виде чехлов, состоящих из наплывов, перекрыла вытянутую стенку отрыва, образовав на ее кромке минеральный экран мощностью 30 см, тогда как другая часть задержалась на неровностях ступенчатой зоны проседания. В выделенной зоне через рыхлые, относительно сортированные шлаки происходит непрерывная фильтрация вулканических газов. Состав га-

Таблица 3

Состав метасоматитов (окислы в вес. %, металлы в г/т)  
Северный Провыв, Первый конус

Компоненты и их отношения	Южное поле							
	Метасоматиты							
	3/77	3-1/77	3а/77	3б/77	4-1	85/78	87-4/78	87-4/78
SiO <sub>2</sub>	78,02	33,86	8,18	47,76	41,84	18,26	2,48	34,30
TiO <sub>2</sub>	1,03	1,05	0,15	1,25	0,85	0,84	0,98	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	6,56	4,61	1,77	6,83	8,15	2,42	12,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	2,18	—	0,70	0,40	5,44	11,28	5,92
FeO	0,17	0,17	0,20	0,28	—	0,43	0,71	1,14
MnO	—	0,05	0,02	—	Сл.	0,15	0,35	0,17
MgO	0,64	2,67	—	—	1,95	7,57	1,52	8,35
CaO	1,57	16,70	30,18	11,20	9,95	8,35	9,11	13,70
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,63	0,83	0,27	1,02	3,20	3,29	3,26
K <sub>2</sub> O	0,06	0,27	0,06	0,12	0,34	3,95	0,60	1,28
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	6,32	11,25	0,74	17,51	21,16	21,87	25,5	11,78
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,47		11,03					
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,14	Сл.	0,14	0,22	0,41	0,43	0,30
Cl <sup>-</sup>	2,12	19,3	1,02	1,60	6,68	—	—	—
F <sup>-</sup>	0,22	5,14	10,0	2,2	11,9	1,57	0,61	0,82
SO <sub>3</sub>	—	—	37,29	14,96	—	19,50	39,72	—
Собщ.	—	6,32	—	—	2,53	—	—	4,05
SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	76	32	54	38	49	22	2,5	42
CaO/MgO	2,4	6,2	—	—	5,1	1,1	6,0	1,6
Na <sub>2</sub> O/k <sub>2</sub> O	2,5	2,3	13,8	2,2	3,0	0,8	5,5	2,5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,85	0,93	—	0,71	1,0	0,92	0,94	0,84
Be	—	—	—	—	—	—	Сл.	—
Sc	—	—	—	—	80	—	—	—
V	—	100	—	—	—	50	70	—
Cr	80	300	25	40	100	80	120	—
Co	—	—	—	—	—	~10	35	30
Ni	—	20	—	Н.сл.	—	15	100	30
Cu	25	150	35	6	20	45	300	150
Zn	—	—	—	—	—	—	250	30
Ga	—	—	—	—	—	Н.сл.	10	—
Sr	—	250	300	—	100	150	—	—
Zr	50	100	50	—	50	50	—	—
Mo	—	—	—	—	—	40	100	—
Pb	—	—	—	—	—	—	Н.сл.	30
Bi	—	—	50	—	—	—	—	—
Ba	—	500	900	350	500	100	—	—

Примечание. Здесь и далее знаменатель в номере образца означает год отбора образца; Сл. — следы, Н. сл. — ничтожные следы, " — " — не обнаружено; для F и Cl не введены поправки на окислы.

Южное поле			Восточное поле				Западное поле		
Возгоны			Метасоматиты						
Н-5/80	Н-6/80	Н-7/80	13-2/80	13-4/80	13-5/80	13-6/80	32-4/77	34-1/77	88/78
1,24	0,80	0,50	59,29	77,54	48,82	65,06	53,86	38,40	18,84
Сл.	Сл.	Сл.	1,1	1,3	0,84	1,1	1,0	0,84	0,65
3,25	3,30	1,27	0,89	1,40	1,0	1,0	8,10	10,39	10,76
5,22	7,30	5,22	0,60	0,24	0,88	0,64	4,13	7,53	6,66
—	Сл.	Сл.	—	—	—	—	2,58	0,43	0,28
5,25	4,81	8,32	0,40	1,76	1,26	0,65	0,09	0,15	0,18
8,83	3,05	3,96	7,49	1,05	1,75	7,0	5,12	8,76	—
9,18	7,37	2,02	0,09	0,04	0,06	0,09	8,10	7,93	6,40
8,40	5,49	2,47	0,14	0	0,14	0,18	1,04	3,40	3,48
39,0	36,0	30,0	9,62	8,88	5,86	8,14	0,69	2,48	1,28
—	—	—	5,38	1,32	5,04	4,76	10,65	6,25	15,78
—	—	—	0,13	0,18	0,09	0,16	0,40	0,29	0,47
30,0	36,5	35,7	—	3,76	—	—	—	—	—
0,13	—	0,62	0,07	0,12	0,03	—	5	0,14	2,0
—	—	—	12,55	2,32	4,55	11,10	0,5	12,29	27,27
—	—	—	2,56	0,64	26,56	—	—	—	5,9 (Cu)
—	—	—	54	60	58	60	53	46	29
1,7	0,63	0,46	18	0,6	1,3	11,0	1,6	0,9	—
1,1	1,3	0,8	0,6	—	0,4	0,5	1,5	1,4	2,7
—	—	—	—	—	—	—	0,62	0,94	0,94
—	—	—	—	—	—	—	1	1	1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	20	—	—	—	—	100	170	1000
—	—	25	10	20	10	15	120	250	100
—	—	—	—	—	—	—	Сл.	10	10
—	—	—	—	—	—	—	15	35	40
—	—	15	1	1	1	1	25	800	~30000
—	—	—	—	—	—	—	—	100	600
—	—	—	—	—	—	—	10	—	Сл.
—	—	~100	—	—	—	—	150	150	150
—	—	50	—	50	—	Сл.	Сл.	Сл.	—
—	—	3	—	—	—	—	То же	—	30
—	—	—	—	—	—	—	350	200	900
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	500	—	Сл.	—	Сл.	100	150	100

Таблица 4

Микрокомпонентный состав метасоматитов (г/г), приближенно-количественный спектральный анализ.

Северный Прорыв, Первый конус

Компоненты	3-3/77	3-5/77	31-1/77	85-1/78	85-1a/78	86/78
Be	—	1	4	—	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—
V	100	150	180	15	15	250
Cr	300	400	350	50	70	100
Co	20	50	20	—	—	—
Ni	100	80	30	—	—	—
Cu	200	300	70	8	6	10
Zn	—	—	—	—	—	—
Ga	< 8	30	35	—	—	—
Sr	—	—	150	~100	—	—
Zr	< 8	—	50	—	—	80
Mo	< 8	—	—	—	—	—
Ag	< 8	—	—	—	—	—
Ba	100	150	200	150	100	100
Tl	—	—	—	—	—	—
Pb	30	—	—	—	—	—
Bi	30	—	—	—	—	—

Примечание. Аналитик О.А. Шанина, Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР.

зов фумаролы Северной в 1977 г., по И.А. Меняйлову и его соавторам [1980] (мол.%):  $H_2O$  — 12,75000;  $HF$  — 0,0900;  $HCl$  — 0,03200;  $SO_2$  — 0,0060;  $CO_2$  — 0,73200;  $CH_4$  + т.у. — 0,00400;  $O_2$  — 9,24300;  $N_2$  — 77,22400.

Шлаки базальтов подверглись здесь слабому фторметасоматозу, влияние которого выразилось в растворении рудных выделений, а также в частичном окислении зерен темноцветных минералов, особенно оливина, и развитии в трещинах и порах пленочного ральстонита. Вдоль главной концентрической трещины и в нижней части стенки отрыва происходит массовая кристаллизация щербинаита ( $V_2O_5$ ). Его игольчатые и тонкопластинчатые агрегаты нарастают на обломках и выполняют пустоты, образуя "рудное" тело жилообразной формы длиной 20 м и шириной около 2 м. При этом максимальные концентрации щербинаита определяются наибольшей обогащенностью участков минералообразования кислородом воздуха; температурой 500–550°C; трещинами, расположенными на оси прорыва, стыкующимися с магмоводом; хорошо проницаемыми рыхлыми и пористыми породами; экранами, представленными горизонтами возгонов.

Вверх по разрезу (на вертикальной стенке отрыва) на игольчатых кристаллах щербинаита появляются шарики халькоцианита, которые выше сменяются его мелкозернистыми и таблитчатыми формами в виде скоплений и налетов на обломках шлака, ассоциирующих с точечными выделениями гематита. Постепенно щербинаит вытесняется халькоцианитом, который приобретает в разрезе доминирующее значение. В тесном пара-

86a/78	86-2/78	86-4/78	87/78	87	86-3
—	8	8	—	—	—
—	—	1	8	—	—
75	60	200	< 8	—	—
150	100	200	300	—	—
—	30	60	< 8	20	30
—	40	60	< 8	30	30
6	100	1000	30	20	150
—	100	300	—	< 40	30
—	8	8	—	—	—
—	100	200	100	—	—
50	30	60	1—	—	—
—	< 8	< 8	8	—	—
—	8	< 8	—	—	—
100	100	200	100	—	—
—	60	30	—	—	—
—	—	8	—	—	30
—	10	10	—	—	—

генезисе с халькоцианитом находится халькантит, который образует совместно с ним зеленовато-голубые зернистые корки. Вверх по разрезу количество халькоцианита заметно уменьшается, а халькантита — увеличивается, причем ведущим сопутствующим минералом последнего становится мелантерит.

В верхней части разреза (под экраном) наиболее распространен гематит точечного, чешуйчатого и пластинчатого габитуса, количество его резко возрастает с приближением к горизонту возгонов, отделившемуся от шлака.

Основание экранярующего горизонта возгонов представлено обломками шлака, сцементированного гипсом с примесью галотрихита и сыпью гематита. Кровля горизонта состоит из мономинерального массивного гипса, интерстиции и трещины в котором выполнены бассанитом (рис. 8).

В участках с низкой температурой фумарольных газов, а также на периферии зон фильтрации высокотемпературного газа сквозь вулканыты, пятиокись ванадия и сульфаты меди постепенно растворяются в образующемся кислом конденсате газа и под гипсовым экраном формируется гематитовая "залежь" типа "железной шляпы".

Таким образом, в разрезе ярко выражена вертикальная зональность (снизу вверх): щербинаит → халькоцианит → халькантит + мелантерит → гематит → гипс + галотрихит + бассанит. Зона развития таких вторичных минералов, как медный, железный купорос и галотрихит, сходна с зонами окисления медно-колчеданных руд.

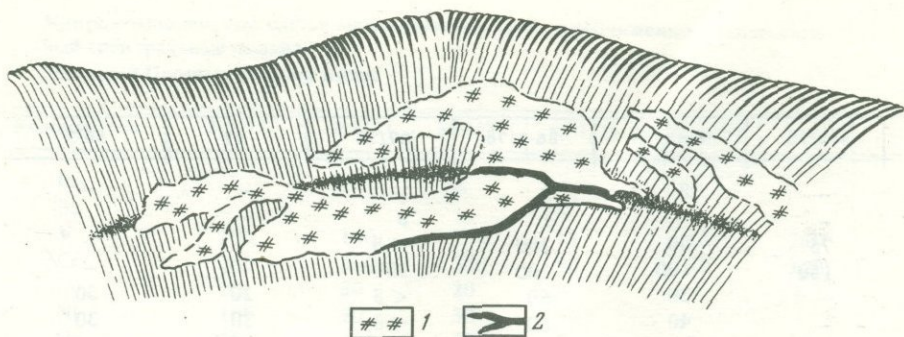
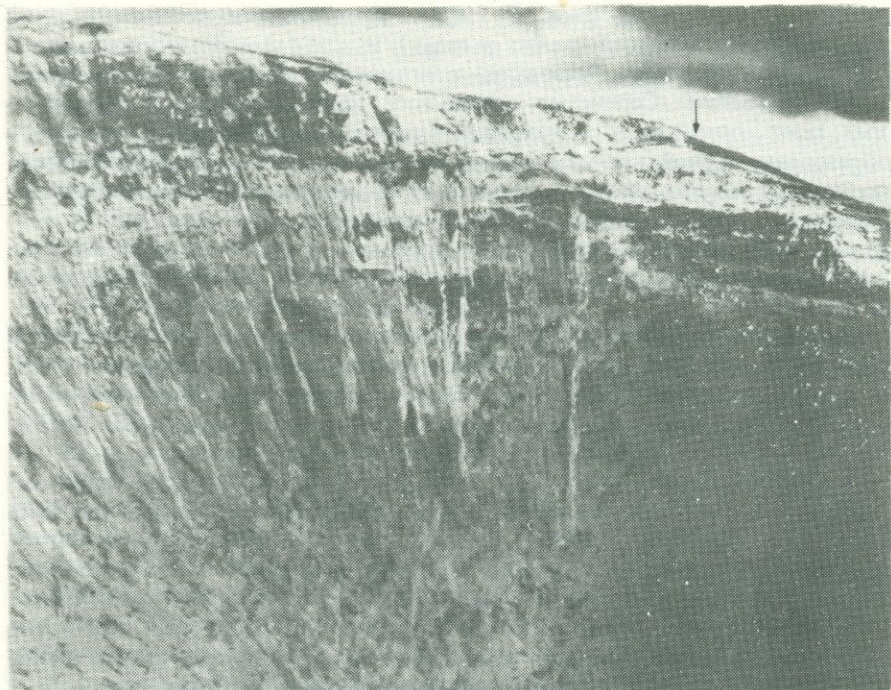


Рис. 8. Северное фумарольное поле  
1 — пласты возгонов; 2 — трещины

В 1980 г. большая часть участка поля, прежде покрытая минеральными плитами, была разрушена. Оставшиеся участки плит, разбитые трещинами, частично скатились в кратер и приняли тусклый буровато-желтый оттенок. Хорошо видно, что на охлажденных участках склона минеральные плиты отделились от шлака, остыли, приобрели массивность. В течение четырехгодичной постэруптивной деятельности сохранились локальные высокотемпературные участки с Fe—Cu—V-минерализацией, расположенные близко к оси прорыва, наряду с этим к периферии увеличилась низкотемпературная фумарольная деятельность "сульфатарного" типа с интенсивным сернокислотным процессом.

Южное фумарольное поле приурочено к зоне ступенчатого проседания. Здесь наблюдаются фрагменты пяти кольцевых трещин, три из которых отражены зонами проседания (рис. 9). Самая крупная из "ступеней" имеет длину около 20 м и ширину 15—20 м. Борт ступени совпадает с обрывистой стенкой кратера, а ее пологая часть перекрыта плитами (толщиной 10—15 см), состоящими из обломков шлака, сцементированных возгонами. Под плитами до глубины 70 см наблюдается рыхлый шлак, нагретый до 350—400°С. Здесь ярко проявлены процессы фторметасоматоза; в порах, трещинах и на обломках шлака развита масса чешуек и шариков гематита, ассоциирующих с халькантитом. Борт следующей — средней — ступени проседания полого спускается к нижней ступени и почти весь покрыт плитами возгонов; температура в трещинах достигает 400°С. Изменения в шлаках и минералообразование аналогичны таковым в нижней зоне проседания, но отличаются более интенсивной гематитизацией; скопления гематита нередко образуют бурую корочку на краях и выступах шлаков. В основании ступени проходит кольцевая трещина, которая прослеживается по всей южной кромке кратера. Она фиксирована белым налетом фторидов на обломках шлаков, иногда ассоциирующих с галитом и обильной сыпью мельчайших шариков гематита. Площадка на поверхности второй ступени неровная и местами покрыта обломками плит, сложенных возгонами, среди которых выделяются участки желтовато-белых фторидов и бурых шлаков: их поры и трещины покрыты налетом белого мучнистого опала. На обе-



Р и с. 9. Южное фумарольное поле (показано стрелкой)

ленным шлаке третьей ступени narocла корка толщиной до 10 см, почти полностью состоящая из гипса, опала с рассеянными включениями кристаллов серы и обильной массы шариков гематита. На уступе, над основанием третьей (верхней) ступени, наблюдаются натечные ярко-оранжевые возгоны хлоридов в виде плотных корок трехслойного строения. Нижняя поверхность корки бугристая и почковидная: почки имеют концентрическое строение, часто внутри полые. Цвет корки желтый, с пятнами розоватой сыпи гематита. Внутри корка плотная, белого цвета, участками ноздреватая, состоит из опала и гипса. Верхняя поверхность корки неровная и участками дырчатая вследствие газовых проколов, пестро окрашена в желтые, зеленоватые и буроватые тона.

Таким образом, отмечается смена ассоциаций минералов и наложение на фторметасоматоз процессов сернокислого выщелачивания, интенсивность которых резко увеличивается к верхам разреза. При общей зараженности метасоматитов гематитом, снизу вверх последовательно возрастает содержание сульфатов меди, гематита, гипса, серы.

На Южном фумарольном поле наблюдается интенсивное химическое изменение базальтового шлака сложного характера. В нем отражена одновременная активность газов F, Cl и S. Возможно, что фторметасоматоз в основном относится к более раннему постэруптивному периоду, так как фтор почти полностью отсутствует в фумарольных газах в 1980 г.; однако фторидные минералы, слабо растворимые в воде атмосферных

осадков, могли сохраниться. В 1980 г. продолжается активность хлора (он определен непосредственно в газах) и над fumarольной площадкой происходит обильное образование возгонов из хлоридов породообразующих элементов. Сернистые соединения, присутствующие в fumarольных газах, определяют в условиях влажности и умеренных температур образование серной кислоты вблизи самой поверхности. Под ее влиянием происходит сернокислотное разложение вулканита и обильное образование гипса (опал-гипсовых корок); самородная сера здесь не типична. Углекислый газ, присутствующий в избытке в условиях высокой температуры и кислой галоидно-сульфатной среды, в минералообразовании не участвует.

Многокомпонентный состав газов, повышенная влажность, вариации температуры в пределах 400–100°С и одновременная активность F, Cl, S определяют сложный парагенезис минералов: совместно присутствуют ральстонит, флюорит, селлаит, гипс, опал, сера, хлориды Fe, Mg, Ca, Na, K. В табл. 2 приведены химические составы метасоматитов из разреза Южного поля и отложения возгонов на стенках уступа. Здесь, на глубине 0,5 м обнаружена белая сыпучая масса, обогащенная SiO<sub>2</sub> (78%) (обр. 3). Породообразующие окислы, кроме SiO<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub>, находятся в резко подчиненном количестве, при этом отношения SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub>; CaO/MgO; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O остаются приблизительно такими же, как в исходной породе. Кремнезем и титан являются элементами, оставшимися после выщелачивания вулканита, остальные элементы входят в состав возгонов и в неполностью разложенный базальтовый шлак; SO<sub>3</sub> отсутствует, Cl — до 2%.

Рядом с кремнистыми накоплениями обнаружен измененный шлак (обр. 3-1), сцементированный возгонами хлоридов (Cl — 19,3%) и в меньшей степени фторидов (F до 5%), замещающих вещество шлака. Сульфат на этой глубине в измененном шлаке не встречен. Обогащение сульфатом, с массовым развитием гипса, наблюдается еще ближе к поверхности, в более низкотемпературной и влажной обстановке. В образцах определены Ca до 30%, SO<sub>3</sub> до 37% (см. табл. 2, обр. 3а). Наравне с сульфатом установлен фтор, который входит в состав ральстонита, развитого по породе. Образцы, взятые с поверхности, состоят в основном из гипса и опала (SiO<sub>2</sub>, CaO, SO<sub>3</sub> и H<sub>2</sub>O); F и Cl присутствуют уже в меньших количествах, чем в других образцах. Отношение SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> и здесь приближается к существовавшему в исходной породе; CaO/MgO; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O резко варьируют, что определяется различными соотношениями активностей F, Cl, S. Для сернокислотной обстановки благоприятны только поверхностные условия при повышенных парциальном давлении кислорода и влажности и пониженной температуре.

Породообразующие элементы, вынесенные газами из базальтового шлака, осадились зонально над fumarольной площадкой. Здесь ближе к основанию уступа из ниши энергично выделяются газы и со стенок свисают бурые гигроскопические сталактиты (см. табл. 2, обр. Н-7). Согласно пересчету химического состава в них содержится: MgCl<sub>2</sub> · nH<sub>2</sub>O — 46,5%; FeCl<sub>3</sub> · nH<sub>2</sub>O — 19,4%; CaCl<sub>2</sub> · nH<sub>2</sub>O — 16%; AlCl<sub>3</sub> · nH<sub>2</sub>O — 7,5%; NaCl — 4,1%, KCl — 3,3%. Выше ниши возгоны имеют грязно-желтый цвет и тоже состоят из водных хлоридов породообразующих элементов, но в иной

пропорции: в них уменьшается роль хлоридов магния и увеличивается роль хлоридов Fe, Al, Na, K (см. табл. 2, обр. Н-6). В отдаленной зоне (Н-5) в возгонах еще больше увеличивается роль хлоридов Na и K (рис. 10).

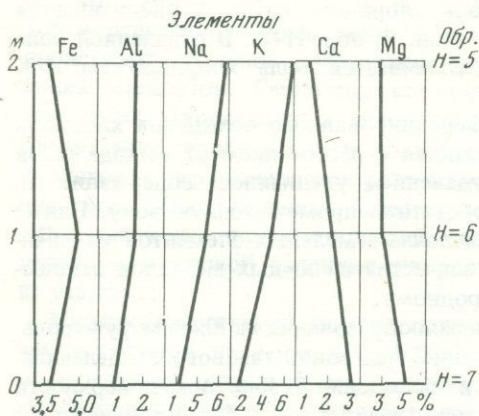
Ярко проявлена тенденция дифференцированного осаждения хлоридов породообразующих элементов, связанная с расстоянием от выхода газов и снижением их температуры. С удалением увеличилось содержание Al, Na, K; хлориды Fe максимально обогатили промежуточную зону. Ближе к выходу газовой струи в слоях щелочно-земельных элементов увеличивается роль Mg; при увеличении количества щелочных металлов отношение Na/K сохраняется близким к породному.

Таким образом, разрез зоны минералообразования на Южном фумарольном поле имеет двухъярусное строение: над зоной газового выщелачивания компонентов расположена зона их осаждения. В зоне ниже поверхности земли происходит реакция газ — конденсат газа — базальтовый шлак с рядом увеличения подвижности: (Si, Ti — инертные компоненты) — Ca—Mg—Al—Fe—Na—K. При осаждении хлоридов над зоной выщелачивания сохраняется тот же ряд подвижности: Ca—Mg—Al—Fe—Na—K. Зональность при осаждении повторяет в общем случае зональность при выносе газами породообразующих элементов; последний происходил с некоторой глубины из более высокотемпературной обстановки в более низкотемпературную.

В приповерхностной зоне повышенной влажности и пониженной температуры наравне с хлором активен сульфат-ион.

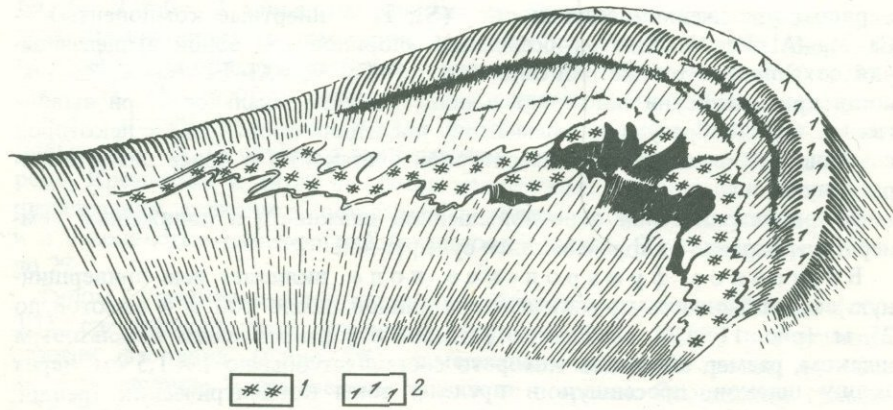
Восточное фумарольное поле включает всю привершинную восточную часть кромки кратера длиной около 100 м и высотой до 25 м (рис. 11, 12), сложенную рыхлым отсортированным базальтовым шлаком, размер обломков которого составляет обычно  $1 \times 1,5$  см. Через толщу шлаков, просевшую в пределы зоны концентрических трещин, происходит "фильтрация" газов, в то время как крутая стенка кратера "омывается" газами. Под их воздействием шлаки приобрели здесь ярко-желтый цвет, который сменяется выше по стенке белесым и светло-желтым. Шурф, пройденный в 1,5 м ниже самой высокой точки гребня кратера на глубину 2 м, вскрыл нацело измененный шлак, превращенный в сыпучку (рис. 13, 14). Между сохранившимися обломками шлака, реже в его порах, видны кристаллы серы и агрегаты гипса. Количество гипса заметно увеличивается к верхам разреза, серы — к подошве шурфа; здесь рыхлый материал приобретает светло-желтый цвет (количество серы достигает 50%). В стенке шурфа выступают тонкие темные полоски, отмечающие пути миграции газов; температура вблизи них всего  $25^{\circ}\text{C}$ . Темная масса полосок состоит из гелеобразного кремнезема, содержащего тонкодисперсный пирит. В зальбандах трещинок развиты агрегаты кристаллов серы, количество которых увеличивается в местах пересечения трещин. Ниже по склону, в закопушках, прослеживаются аналогичные обеленные шлаки, превращенные в еще более рыхлую и сыпучую массу с серой и гипсом. Изучение хрупких белых обломков показало, что они целиком состоят из опала с сохранившимися реликтовыми текстурами и структурными особенностями шлака.

Пригребневая часть склона кратера покрыта коркой гипса мощностью



Р и с. 10. Переотложение элементов при пневматолитовом метасоматозе и образовании возгонов на Первом конусе Северного Прорыва

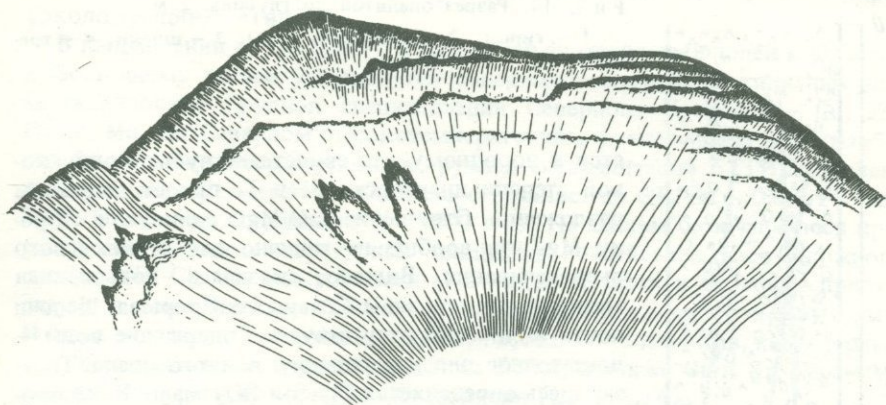
Р и с. 11. Горизонт сползших возгонов и плиты гипса на гребне восточного борта кратера Первого конуса  
1 — плиты возгонов; 2 — плиты гипса



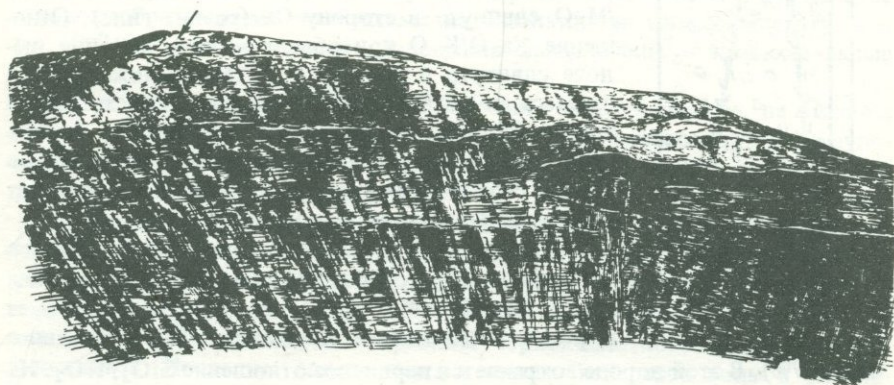
до 40 см. Основание корки состоит из мелких обломков опалитов (измененный шлак), сцементированных гипсом, сменяющимся вверх мономинеральными образованиями гипса с прожилками белого сноповидного бассонита мощностью 1 см. Вблизи поверхности гипсовая корка иногда окрашена в розовый цвет рассеянным в ней гематитом. В 1980 г. мощность корки была более значительной на теплых и пологих участках склона, чем на горячих и крутых. Для последних характерны многочисленные прожилки бассонита мощностью до 2 см, развитые в гипсе.

Таким образом, на Восточном фумарольном поле образован мощный опаловый горизонт, обогащенный в отдельных участках серой (до 50%) или гипсом (до 80%), ассоциирующий с небольшим количеством бассонита и еще меньшим — пирита и гематита.

Такой характер изменения определяется тем, что на фумарольном поле в поверхностных условиях пониженной температуры (ниже 100°С в 1980 г.) и повышенной влажности в поровых пространствах образовывалась обильная серная кислота и под ее воздействием происходило интенсивное сернокислотное выщелачивание базальтового шлака. Как было указано выше, раскопками установлено, что шлаки в зоне длиной 100 м, шириной до 3 м, до глубины 1,5 м превращены в бело-желтую



Р и с. 12. Фрагменты кольцевых трещин проседания. Восточная стенка кратера Первого конуса

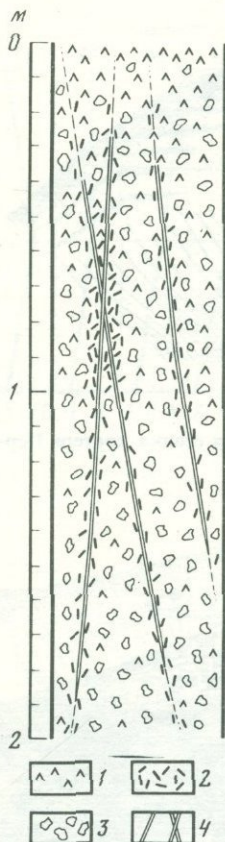


Р и с. 13. Общий вид Восточного фумарольного поля  
Стрелкой показан шурф

сыпучую массу, не сохранившую текстуры исходной породы, состоящую в различных пропорциях из опала, гипса и серы. Все окислы, кроме  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CaO}$ , находятся в измененной породе в резко уменьшенных количествах; в породе привнесены  $\text{SO}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$ . Какой-либо строгой закономерности в изменении химического и минералогического состава шлака в этом разрезе не проявляется. Видимо, это объясняется неоднородной проницаемостью толщи. По породе развиты опал и гипс, в трещинах — самородная сера и пирит. В табл. 2 представлены химические анализы четырех образцов, взятых в интервале 0—1,5 м. Каждый образец имеет специфический химический состав, однако можно выделить высококремнистую, высокосульфатную и высокосерную разновидности. Первая (обр. 13-4) содержит все породообразующие элементы (кроме  $\text{SiO}_2$  и  $\text{TiO}_2$ ) в резко пониженных значениях; отношение  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  приближа-

Р и с. 14. Разрез опалитов до глубины 2 м

1 — гипсы; 2 — кристаллы серы; 3 — шлаки; 4 — трещины



ется к породному, что свидетельствует об одинаковой степени инертности Si и Ti при сернокислом разложении. Отношение CaO/MgO сдвинуто в сторону Mg, что вообще не типично для сернокислого выщелачивания. Видимо, сказалась повышенная магнизиальность лавы Северного Прорыва. Щелочи почти полностью отсутствуют. Содержание воды — достаточное для нормального водного опала. Только здесь определяется Cl; S и SO<sub>3</sub> мало. В высокосульфатной (опал-гипсовой) разности все породообразующие элементы, кроме Si, Ti, Ca, также содержатся в резко пониженных количествах (обр. 13-2, 13-6). Отношение SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub> — породное, CaO/MgO сдвинуто в сторону Ca (развит гипс). Отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O при общем малом значении щелоче сдвинуто в сторону K<sub>2</sub>O (возможна малая примесь алунита, в таких условиях — часто калиевого). Пересчет на минералы показывает, что порода содержит до 30% гипса и до 60% опала. Самородная сера в опал-гипсовой ассоциации отсутствует или составляет малую долю (2,5%).

В высокосерной разности (опал-серная ассоциация минералов) содержание элементарной серы достигает 26,5% (обр. 13-5); сульфат присутствует в резко подчиненном количестве (примесь гипса

около 7%). В этой породе сохраняется первичное отношение SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub>. Наравне с Ca здесь определяется и Mg (видимо, сульфат). Щелочей мало, но и здесь K<sub>2</sub>O > Na<sub>2</sub>O (видимо, за счет алунита).

Таким образом, фумарольные поля на Первом конусе приурочены к отдельным участкам главной привершинной концентрической трещины, где в продолжение 5 лет сохраняются высокие температуры (300–500°С). Интенсивный фторметасоматоз фиксирует высокотемпературные зоны, он приурочен к контакту околоканальной части карьера, расположенного на оси прорыва, особенно к тому ее участку, который приближен ко Второму конусу. Зоны сернокислотного воздействия развиты на периферии осевой зоны, на участках с более высоким гипсометрическим уровнем. Здесь наблюдаются более низкие температуры, повышенная влажность и благоприятная литология (мелкообломочный шлак). Для промежуточной зоны характерна галоидно-сульфатная обстановка. Следовательно, в кольцевой прикратерной зоне Первого конуса, по мере удаления от участка, наиболее близкого ко Второму конусу, фторметасоматоз сменяется фтор-хлор-сульфатным и, наконец, чисто сульфатным метасоматозом.

В совмещенном разрезе в минералообразовании наблюдается вертикаль-

ная зональность (снизу вверх): сульфаты меди гематит → сера → пирит (около трещин) → гипс.

В направлении от Северного и Западного фумарольных полей к Южному и Восточному полям уменьшается содержание элементов, типичных для эксгальционной: рудной специализации Северного Прорыва — Cu, Zn, Pb, V, Mo. На Северном высокотемпературном фумарольном поле, наиболее близком ко Второму конусу, рудная специализация БТТИ проявлена наиболее резко, содержание Cu здесь составляет до 6%, Zn — 0,6%, Pb — до 0,9%. Повышено содержание V (1000 г/т). На южном окончании оси прорыва, на высокотемпературной площадке воздействия газов сложного состава (F, Cl, S), микроэлементы в метасоматитах и возгонах присутствуют в концентрациях, близких к породным, или также в более высоких. И здесь повышено содержание Cu, Zn, Pb, Mo, V — элементов, характерных для эксгальционного рудообразования БТТИ, а также Ba и Sr, характерных для сульфатного минералообразования (см. табл. 4).

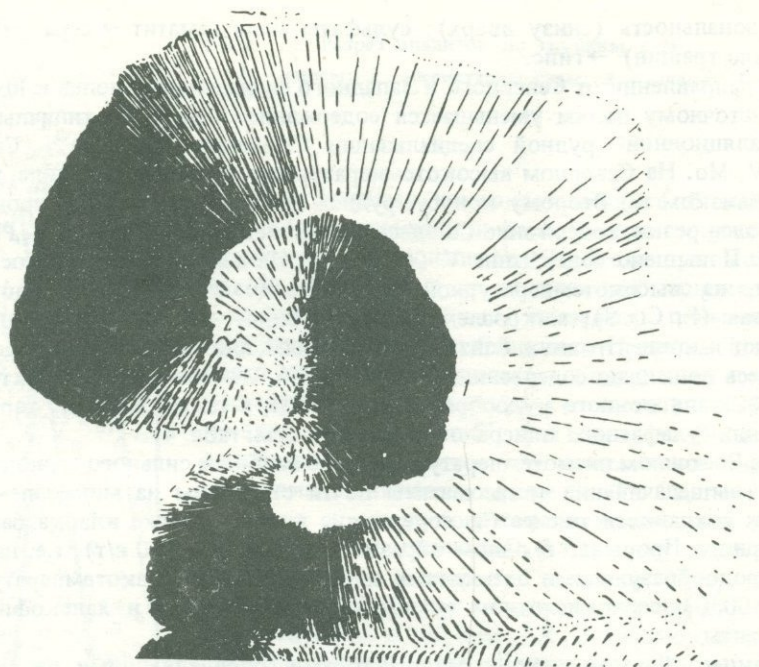
На Восточном низкотемпературном поле наиболее сильного серноокислотного выщелачивания метасоматиты почти стерильны на микроэлементы. В них сохранился только Sr, содержание которого ниже кларка базальта Северного Прорыва; в одном образце определен Zr (50 г/т), т.е. наравне с породообразующими элементами из базальта при низкотемпературном (< 100°C) серноокислотном разложении выщелочены и халькофильные элементы.

Таким образом, основными факторами, определяющими на Первом конусе разнообразие синхронно развивающихся метасоматитов и рудообразования, являются размещение фумарольных полей относительно оси прорыва и, конечно, температура.

На высокотемпературных фумарольных полях, расположенных непосредственно на оси прорыва, развивается гематит-медно-ванадиевая минерализация с ореолом фторметасоматитов. На флангах оси прорыва, в низкотемпературных полях формируется опал-гипс-серная без медно-ванадиевой минерализация с ореолом серноокислотного выщелачивания вулканитов. Последнее определяется конденсацией паров воды и окислением серусодержащих компонентов фумарольных газов в условиях снижения температуры. Серноокислотная обстановка реакций "конденсат—вулканит" приводит к выщелачиванию породообразующих элементов с формированием метасоматитов и эксгальционных минералов, "стерильных" по отношению к халькофильным элементам.

### *Второй конус*

После роя землетрясений 9.VIII 1975 г. в 350 м к северу от подножия Первого конуса вскрылась трещина протяженностью около 400 м, из которой происходили пепловые выбросы, перешедшие в трещинное фонтанирование лавы из 11 мигрирующих жерл на высоту 50—150 м. Из южного и северного краев трещины были выжаты вязкие лавовые потоки. К 11.VIII обособились два кратера. Высота фонтанов лавы и пирокластики из центрального кратера достигала 1,5 км. К 12.VIII из него вытек крупно-глыбовый лавовый поток мощностью около 40 м. Деятельность Второго конуса постоянно менялась — паузы чередовались с мощными взрывами



Р и с. 15. Второй конус

1 — Центральное фумарольное поле; 2 — ступенчатая зона проседания

и газовыми продувками, выносившими бомбы на высоту 2–2,5 км. Из кратера вытекала вязкая крупноглыбовая лава. К 7.IX на склоне Второго конуса образовались бокки и из них начала изливаться жидкая лава более щелочного состава, приближающегося к составу лавы будущего Южного Прорыва. Извержение Второго конуса продолжалось 72 дня, высота его после извержения равнялась 291 м, объем составлял 0,142 км<sup>3</sup>. Уже через полгода было отмечено проседание конуса на 5 м. По сравнению с Первым конусом Второй конус был активнее, а его извержение — мощнее. Соответственно и постэруптивный период на Втором конусе был более интенсивным (рис. 15).

Непосредственно после окончания извержения Второго конуса на его вершине обособились фумарольные площадки. При описании фумарольной активности этого конуса И.А. Меняйлов, Л.П. Никитина и В.Н. Шапарь [1980] указывают, что площадки были приурочены к концентрическим трещинам, которые образовались вдоль кромки полукольцевого вершинного кратера. Такие же трещины с фумаролами прослеживались на перемычке между Первым и Вторым конусами; здесь они располагались линейно. Общая протяженность зоны фумарольных площадок была около 200 м, ширина 50 м. Таким образом, площадь, занятая активно действующими фумаролами, составляла 10 000 м<sup>2</sup>. Было определено, что на каждый квадратный метр разогретых площадок приходилось в среднем по одному сравнительно сильному газовому выходу со средним дебитом в 1 л/с,

т.е. общий расход газов из фумарол Второго конуса в 1976 г. оценивался в  $10 \text{ м}^3/\text{с}$  [Меняйлов и др., 1980]. Пирокластический материал в районе деятельности высокотемпературных фумарол был разогрет до красного каления. Температура газов фумарол, действовавших на разогретых площадках между трещинами, была на выходе несколько ниже  $300\text{--}400^\circ\text{C}$ . Материал внешних склонов конуса на глубине около 30 см был нагрет всего до  $70\text{--}80^\circ\text{C}$ . Поверхность конуса, где действовали фумаролы, была инкрустирована возгонами. В устьях фумарол и на поверхностях площадок внутренних трещин происходило отложение медистых минералов, цвет которых менялся от почти черного до зеленого и бирюзового. В пределах площадок и на внешних трещинах образовывались возгоны хлоридов белого цвета. Низкотемпературные фумаролы выделялись возгонами хлоридов и фторидов бледно-зеленого, бледно-желтого и бледно-оранжевого цвета. В шлаках и обломках лавы, лежащих под налетом возгонов, не наблюдалось видимых следов фумарольного перерождения.

Уже 16.VII 1976 г. действовала фумарола Медная 1, которая располагалась на внутренней трещине вершины Второго конуса, заполненной разогретыми (до цвета красного каления) обломками бомб и шлака. Белесоватые газы с температурой около  $700^\circ\text{C}$  выделялись сквозь шлак, покрытый медистыми возгонами всевозможных оттенков зеленого цвета. Давление газов было ниже атмосферного. Газы были "сухие", состоящие из  $\text{O}_2$  и  $\text{N}_2$ , в отношении (несколько ниже воздушных) определено незначительное содержание  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{SO}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$  при доминировании  $\text{CO}_2$ .

5.VIII 1976 г. была отмечена фумарола Ядовитая, которая располагалась в 2,5 м к северу от фумаролы Медная 1 на продолжении внутренней трещины. В этом месте трещина не была заполнена обломочным материалом, глубина ее составляла около 2 м, ширина 1–1,5 м. Газы, находившиеся под давлением, превышающим атмосферное, выделялись из отверстия на внутренней стенке трещины; их температура на выходе была около  $400^\circ\text{C}$ . Газовые выделения имели буро-оранжевый цвет и были насыщены мельчайшими твердыми частицами солей, оседавшими на дне и стенках трещины, и рассеивавшимися в воздухе.

Газы Второго конуса в августе 1976 г. состояли из  $\text{N}_2$ , а также  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$ , содержали следы воды. В конденсатах газов были определены достаточно высокие концентрации ряда компонентов (табл. 5). 6.IV 1977 г. на внешней трещине была обнаружена высокотемпературная фумарола Новая. Возле ее устья происходило отложение хлоридов. Газы содержали главным образом  $\text{N}_2$  и  $\text{O}_2$  в пропорциях, близких к воздушным. Среди "вулканических" газов доминировал  $\text{CO}_2$ . Температура газов была около  $700^\circ\text{C}$ . В конденсатах газов были определены в увеличенных содержаниях P, Na, K, Fe, Zn, Cu, Co, Ni и Li; особо отмечено обогащение цинком.

7.VII 1976 г. были отобаны пробы газа в фумароле Медная 2, расположенной на внутренней трещине рядом с фумаролой Медная 1. Температура газов была выше  $600^\circ\text{C}$ , мелкие обломки бомб были накалены до красного цвета. В устье фумаролы происходило отложение медистых возгонов темно-зеленого цвета. В составе газов по сравнению с фумаролой Медная 1 обнаружено повышенное содержание  $\text{HF}$ ,  $\text{CO}_2$  ( $\text{CH}_4 + \text{г.у.}$ );

Таблица 5

Микроэлементный состав фумарольных газов (мг/м<sup>3</sup>)

Северный Прорыв, Второй конус

По И.А.Меняйлову и др. [1980] табл. 3. 4 и 3. 18

Элементы	Фумарола							
	Медная 1			Ядовитая	Медная 2		Новая	
	5. VIII 1976 T = 650° C	20. VIII 1976 T = 710° C	7. VII 1977 T = 500° C		7. VII 1977	30. VII 1977		
						T = 600° C		30. VII 1977
F	44	150	228	<0,3	60	5,8	18,1	50,4
Cl	511	3617	1773	254	7380	271	29,4	1400
Br	—	—	3,8	0,15	—	1,48	0,6	0,46
J	—	—	—	66	—	100	—	—
S	1848	122	43	20,3	650	172	21,1	118
Li	0,02	0,02	8·10 <sup>-3</sup>	—	0,02	—	—	—
Rb	0,25	0,54	0,19	—	1,60	0,151	—	0,4
Cs	54	27	0,50	—	80	0,047	—	0,14
Na	37	184	75	20,4	596	42,7	13,2	20,2
K	50	23	46	13,5	115	23,4	4,0	10,6
Sc	—	—	1,6·10 <sup>-3</sup>	—	—	0,011	—	—
Fe	9	10	9	7,8	14	0,615	0,3	3,8
Cr	3,5	5,8	1,5	0,15	8,3	0,025	—	0,02
Mn	1,3	0,9	0,2	—	0,7	—	0,02	—
Co	0,06	0,04	0,01	—	0,27	0,0014	—	3·10 <sup>-3</sup>
Ni	2,6	1,7	1,5	—	13	—	—	—
Cu	30	46	8	0,19	115	13,5	1,1	35,6
Zn	22	16	5	772	214	564	6,2	50
Pb	9	10	3	0,27	17	4,65	1,0	3,9
Cd	—	—	—	1,35	—	0,715	4,7	3,7
Ga	—	—	—	<3·10 <sup>-3</sup>	—	9·10 <sup>-3</sup>	2,7·10 <sup>-5</sup>	<6·10 <sup>-3</sup>
Ca	—	—	8·10 <sup>-3</sup>	—	—	—	—	—
As	—	—	1,1	<0,02	—	0,094	1,1·10 <sup>-4</sup>	0,22
Sb	—	—	0,7	—	—	0,345	—	—
Se	—	—	2·10 <sup>-3</sup>	63	—	195	—	—
La	—	—	0,12	2,7·10 <sup>-3</sup>	—	3,6·10 <sup>-3</sup>	—	0,02
Ce	—	—	0,9	—	—	—	—	—
Sn	—	—	0,1	—	—	—	—	—
Pt	—	0,2	<11	≤2,5·10 <sup>-3</sup>	389	<0,022	3,8·10 <sup>-4</sup>	<0,2
Au	—	0,09	<1·10 <sup>-4</sup>	1,5·10 <sup>-4</sup>	<0,1	<2,2·10 <sup>-4</sup>	2,7·10 <sup>-5</sup>	0,1
Ag	0,04	0,12	8·10 <sup>-3</sup>	—	0,06	0,9	—	—
Hg	—	—	0,2	0,1062	—	0,04	0,04	0,07
Mo	—	—	—	<0,02	—	0,09	4,8·10 <sup>-4</sup>	<0,08

величина O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub> несколько понижена по сравнению с воздушной. По составу и металлической нагрузке газы фумарол Медная 1 и Медная 2 различались незначительно.

В октябре 1975 г. были собраны и изучены первые возгоны, которые в то время оседали на фумарольных площадках в виде тонкого налета, а уже в мае—сентябре 1976 г. они здесь же фиксировались в виде мощных (до 10 см) минеральных корок. Часто возгоны образовывали цемент

шлакового материала, уже затронутого изменениями под действием газов. Возгонообразование на Втором конусе по сравнению с Первым было более интенсивным. Сразу после образования Второго конуса констатировались хлориды меди. Е.К. Серафимова и ее соавторы [1979] описали зональное отложение возгонов на южной части вершины Второго конуса у кромки кратера. Фумарольная площадка была покрыта массивной коркой медных возгонов голубовато-зеленого цвета. Центр площадки представлял собой конусообразное возвышение, сложенное хлоридами и сульфатами меди темно-зеленого цвета. Температура газов на выходе была  $> 500^{\circ}\text{C}$ , скорость выделения газа 5–50 м/с. По периферии фумарольного поля были развиты только галоидные соединения. Среди медных минералов были определены тенорит, куприт, меланоталлит, митчерлихит, эриохальцит, эвхлорин [Серафимова и др., 1978].

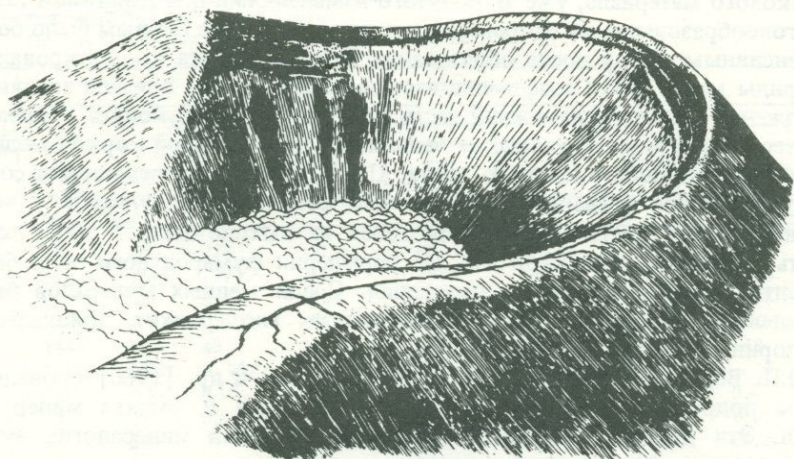
Л.П. Вергасовой [1979] и И.А. Меняйловым и др. [1980] проведены более подробные описания условий образования и состава минералов меди. Эти данные привлечены нами при описании минералогии эксгальационного медного рудообразования.

В августе 1977 г., к началу наших исследований, на Втором конусе продолжалась активная фумарольная деятельность, наблюдалось переобразование вулканитов, возгонообразование и эксгальационное рудообразование.

В 1977–1980 гг. в привершинной западной части кратера было зафиксировано пять ступенчато просевших зон (рис. 16), приуроченных к фрагментам кольцевых трещин проседания с ярко выраженной тенденцией оползания пластов шлаков в сторону кратера. Здесь развиты крупнообломочные шлаки базальта, нагретые до  $400\text{--}550^{\circ}\text{C}$ . Протяженность "ступеней" по склону кратера последовательно уменьшается, тогда как ширина, наоборот, увеличивается; высота их колеблется от 2 до 2,5 м. Каждая "ступень" отделена от другой открытыми трещинами, которые резко сужаются на нижних ступенях. Поверхность "ступеней" покрыта желтовато-бурыми возгонами, а стенки их — бурым налетом и еле различимыми в глубине темными пятнами возгонов тенорита.

Верхняя кольцевая зона проседания проходит вблизи гребня конуса и на крутых участках склона соединяется с ним, при этом ее зеркальным отражением является трещина, которая обрамляет внешний склон конуса.

Следующая (вторая) зона проседания прослеживается слабее в центральной части склона кратера и снова становится хорошо выраженной на южном фланге конуса. Третья зона проседания обрывается на западном склоне и продолжается дальше в виде трещины, ограничивающей с внутренней стороны основную зону проседания и простирающейся до перемычки между Первым и Вторым конусами. Эта трещина стыкуется с околожерловой частью конуса, т.е. с осью прорыва. Короткие звенья четвертой зоны проседания обрываются на западном фланге конуса и фиксируются в обрыве стенки удлиненной площадки южного склона кратера. От последней — пятой зоны проседания — сохранился только участок полого спускающейся ступеньки, совершенно не просматривающейся по склону. Под ступенчатой зоной проседания (ближе к центру кратера), в отвесной



Р и с. 16. Главная зона проседания шлаков вдоль кромки кратера Второго конуса (схема)

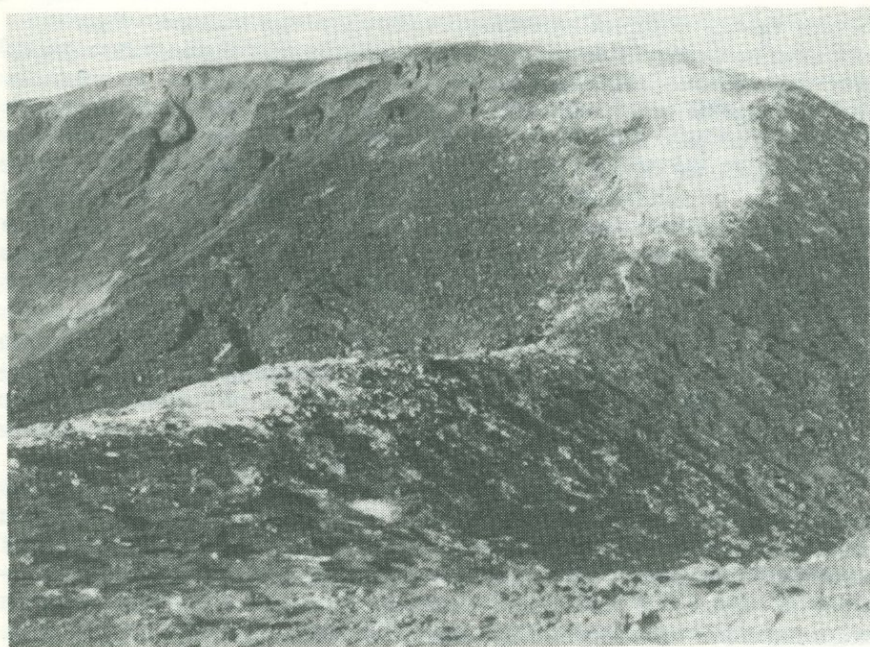
стенке у радиальной трещины, наблюдается небольшой участок неправильной формы кремовато-белых измененных шлаков (рис. 17).

Вдоль западной части конуса от вершины и почти до середины склона протягивается открытая радиальная трещина, сливающаяся в пригребневой части кратера с кольцевыми трещинами проседания. В участках пересечения открытых трещин в 1978 г. отмечалось красное каление, а вблизи этих трещин наблюдались блестящие скопления сильвинита. Массовые скопления сильвинита обычно развиты в местах перекрытия открытых трещин глыбами или осыпью шлака. На охлажденных шлаках сильвинит приобретает сахаровидный облик и легко отпадает от них. Сильвинит и тенорит прослеживаются совместно на стенках всех внешних трещин, обрамляющих привершинную часть конуса, а также вблизи кромки его южного склона. В участках с температурой  $400^{\circ}\text{C}$  и выше стенки открытых трещин покрыты сплошным налетом чешуйчатого тенорита, обрастающего своей пластинчатой разновидностью (с пластинками размером 1 см). В участках, где подобные трещины или локальные зоны трещиноватости частично засыпаны шлаком, тенорит развивается на плоскостях обломков и в промежутках между ними, образуя нередко цемент обрастания и выполнения. В кратере, под зоной многоярусного ступенчатого проседания, наблюдаются останцы осыпи уплотненных шлаков.

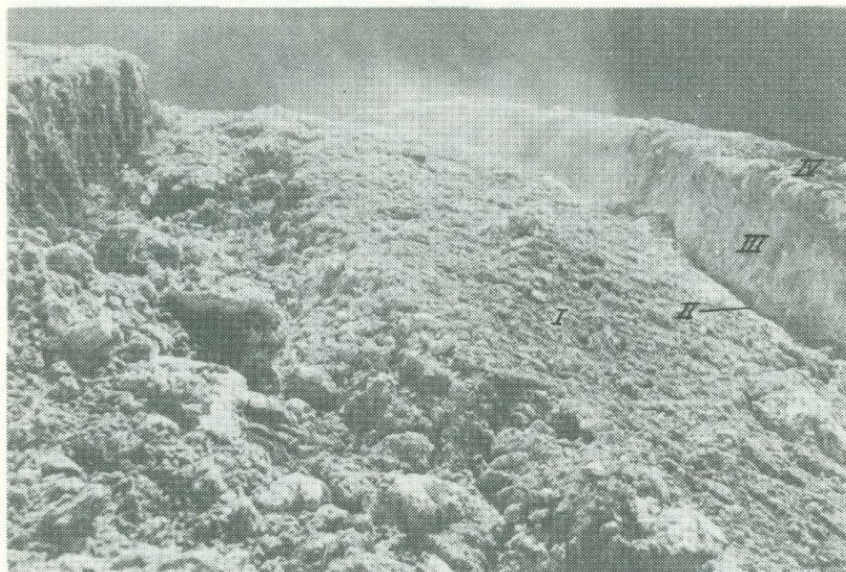
Самый активный участок на Втором конусе заключен между двумя кольцевыми трещинами проседания и вытянут по гребню конуса на 300 м при ширине до 50–60 м (рис. 18, 19). Здесь проходит основная рудообразующая зона, которая совпадает с третьей кольцевой трещиной, отчетливо выраженной на южном склоне конуса. Она пересечена несколькими радиальными трещинами и дополнительно осложнена мелкими, преимущественно неглубокими, оперяющимися трещинами. Рудообразующая трещина непосредственно соединена с прежним "магмоводом". На отрезке этой трещины длиной не менее 15 м в виде цепочки сосредоточены три



Р и с. 17. Многоярусная зона проседания на западном склоне Второго конуса



Р и с. 18. Основная обеленная зона Второго конуса (показана стрелкой)



Р и с. 19. Центральное фумарольное поле Второго конуса

*I* — основная зона проседания с развитым фформетасоматозом (светлое), *II* — главная кольцевая трещина (с рудными камерами); *III* — уступ, образованный при проседании основной зоны, заключенной между кольцевыми трещинами; *IV* — удлиненная площадка с Нишеобразной камерой

выхода газа, в которых интенсивность поступления постепенно уменьшается вниз по склону. Последовательное расположение выходов газа фиксирует направление рудообразующей трещины. Наблюдения показывают, что эти выходы газа приурочены к различным по форме и размерам камерам, в которых происходит эксгалляционное рудообразование. В 1977–1978 гг. наиболее мощная газовая струя, до 50 см в поперечнике, с шумом вырывалась из привершинной части рудообразующей трещины и вокруг нее была сформирована грушевидная камера, состоящая из минералов меди (в 1980 г. на ее месте наблюдалось неправильной формы отверстие величиной 40 × 15 см, с активно поступающим из него газом). Внутренняя полость камеры была покрыта сплошным черным слоем рудных минералов с наростами на нем крупных пластинок тенорита, движущихся под действием струи газа. Налет толщиной до 1 см был представлен главным образом меланоталлитом, количество которого резко уменьшалось по направлению к выходу газа, уступая место тенориту. В глубине камеры и в 1980 г. была видна красная раскаленная лава ( $t > 600^\circ$ ).

На расстоянии 8–9 м от грушевидной камеры в 1980 г. находилась камера щелевидной формы (0,5 × 0,15 м), которая была обрамлена с поверхности мощной коркой (до 15 см) бирюзовых и зеленых возгонов меди с налетом темно-бурого цвета. Плотные крепкие минеральные образования с трудом можно было отделить от шлака. Штуфные образцы эксгалляционных медных минералов, оставленные около камеры, через сутки приобрели лазурно-голубую и синюю окраску. Вся внутренняя

часть камеры, так же как и глыбы базальта на ее дне, была покрыта теноритом и меланоталлитом. С потолка камеры свисали сосульки медных минералов травянисто-зеленого и черного, а ближе к выходу газа — желтовато-бурого и бирюзового цвета. В горловине камеры среди черного возгона были видны кристаллы темно-зеленого сульфата меди, столбчатые агрегаты которого нарастали вблизи стелющегося газа на поверхности обломков пористой лавы. Отверстие в нижней боковой стенке камеры размером в несколько сантиметров, из которого интенсивно выделялся газ, было обрамлено тонкой каймой слившихся мелких зерен гематита. В участках, непосредственно омываемых газовой струей, наблюдались сростки гематита с теноритом.

В 3 м вниз по склону от щелевидной камеры расположено отверстие круглой формы размером 10 × 10 см, из которого в 1980 г. происходило выделение газа пульсирующего характера. Здесь небольшая камера вытянута в одном направлении с основной рудообразующей трещиной. Стенки камеры покрыты коркой тенорита, который в глубине камеры сменяется меланоталлитом. На последнем в виде ежиков росли темно-зеленые игольчатые кристаллы основного сульфата меди и калия.

Расчистка камеры дала нам возможность увидеть, что газ поступает по узкой трещине, проходящей в шлаках. Перед выходом газа на поверхность образована небольшая камера, стенки которой покрыты возгонами меди, цементирующими обломки шлака. Округлый свод камеры сложен над выходом газа толщиной шлака мощностью почти 1,5 м, имеющей также дугообразную форму размером 1 × 0,8 м. На 50–60% шлаки состоят из тенорита, образующего цемент базального типа, причем мощность и ширина зоны, обогащенной теноритом, увеличиваются с приближением к горловине камеры.

Трещина на участке развития камер перекрыта обеленными шлаками базальта, покрытыми на поверхности корочками фторидов. В шлаках наблюдается несколько слабо парящих зон, их разрушение вызывает интенсивное выделение газа и вскрывает новообразования обильного тенорита. Около подобных рассредоточенных, иногда скрытых, выходов газа отмечаются отдельные темные участки с массовыми скоплениями тенорита, которые, сливаясь, образуют "рудный" горизонт.

Размер рудообразующих камер определяется дебитом и диаметром газовой струи. Самая большая грушевидная камера создана главной газовой струей, тогда как остальные — ее ответвлениями. Установлено, что такое распределение камер повлияло на состав медных возгонов. Так, в округлой камере, расположенной в 15 м от грушевидной, происходит концентрация преимущественно тенорита; долерофанит и эвхлорин отсутствуют, другие медные минералы развиты в подчиненном количестве.

Интенсивность газовыделения в рудообразующей зоне и во всей зоне проседания к 1980 г. заметно уменьшилась, особенно на удлиненной площадке, примыкающей к зоне проседания. Там, где в 1978 г. в нишевидной камере происходило интенсивное медное рудообразование, в 1980 г. не сохранилось даже признаков рудопроявления, стенки ниши покрылись пятнистым налетом желтовато-бурых возгонов. Исчезли и микровулканички фторидов; вместо них в 1980 г. были видны разрозненные куски

кремово-бурых и шлакоподобных возгонов мощностью 6–7 см. Почти полное прекращение газовой активности на удлиненной площадке, по-видимому, было связано не только с общим понижением интенсивности газовыделения на Втором конусе, но и с частичным оползанием этой площадки и отделением ее от основной зоны проседания: ширина кольцевой трещины, ограничивающей площадку с внешней стороны, увеличилась в 1,5 раза по сравнению с 1978 г.

В трещинах, проходящих по южному склону конуса по направлению к перемычке, в 1980 г. заметно понизилась температура. На перемычке, в участках пересечений трещин, прекратилось красное свечение лавы и ослабело медное возгонообразование; на стенках открытых трещин выступили рыжие землистые возгоны, глубже переходящие в ярко-бурые. Возгоны, покрывавшие перемычку в 1977–1978 гг., приобрели рыхлый землистый характер вследствие их частичного растворения и окисления.

Перемычка между Первым и Вторым конусами расположена непосредственно на оси прорыва, причем набор рудных минералов ограничен лишь теноритом и гематитом. От возгонов фторидов кремовато-белого цвета, которые в виде четкой выдержанной полосы поднимались почти до середины склона Первого конуса, на перемычке сохранились лишь изолированные белесые пятна, представленные главным образом мучнистым опалом и тридимитом.

Характеристику петрографического изменения базальта мы приводим по описанию наиболее типичных образцов, взятых из основной зоны проседания Второго конуса.

Пористый базальтовый шлак неравномерно изменен. Изменение его начинается с растворения рудных минералов в оливине, затем в зернах оливина около трещин отдельности образуются бурые полосы, граничащие с совершенно свежими участками оливиновых зерен. Зерна оливина и пироксена, расположенные вблизи пор, превращены в мутное вещество. Лейсты плагиоклазов приобрели землистый облик, а более крупные из них несколько "катаклазированы": в них развиты тонкие нити ральстонита, приуроченные к трещинам.

Основная масса свежего базальтового шлака обычно темная вследствие обильных рудных выделений; у измененного шлака она светлее из-за выноса железа, а вблизи пор — изотропная. По трещинам отдельности, по спайности реликтов темноцветных минералов, а также в порах шлака наблюдается прозрачное изотропное вещество — ральстонит.

В случае полного изменения зерен оливина и превращения их в слабо-желтоватый ральстонит основная стекловатая масса вокруг них приобретает землистый характер, а вблизи пор становится однородной и прозрачной.

Резко выражен локальный и неравномерный характер перерождения базальта. Вначале изменяются рудные выделения, затем оливин, пироксены, основная масса породы и в последнюю очередь плагиоклазы. При таком типе пневматолитического изменения базальтового шлака главным и преобладающим вторичным минералом является ральстонит, который встречается и в порах вместе с флюоритом.

Химическое изменение базальтового шлака весьма существенное; оно определяется воздействием фтора. На начальном этапе это изменение выражается в потере железа и соответственно в обесцвечивании шлака.

В табл. 6 приведены химические анализы измененного шлака. Четко выступают широкие вариации содержаний всех породообразующих элементов, что свидетельствует о нестационарном режиме реакций газ—порода, обусловленном в первую очередь вариациями температуры. Для слабоизмененного базальта, сохранившего реликтовую текстуру и первичные минералы, характерно незначительное химическое изменение. В анализированных образцах присутствуют все породообразующие элементы, содержание которых значительно варьирует. При этом только приблизительно сохраняются породные отношения —  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{CaO}/\text{MgO}$ . Химической особенностью реакции фтор газ — порода является привнос в основном  $\text{H}_2\text{O}$  и вынос Si и Fe. Вариации содержаний в базальтах Al, Ca, Mg, Na и K определяются развитием в различных пропорциях ральстонита, флюорита и селлаита.

Более активная роль фтора в химическом перерождении базальтового шлака отмечается в привершинной кольцевой зоне проседания, где от поверхности до глубины первых десятков сантиметров базальтовый шлак полностью обелен и покрыт корочками возгонов фторидов.

Среди обеленных пород отчетливо выделяются два крайних химических типа изменения: бескремнистый — маложелезистый и высококремнистый. При бескремнистом изменении (табл. 6, обр. 16, 16а, Т/34, 80, 92, Н-67, Н-9)  $\text{SiO}_2$  или полностью отсутствует, или определяется в очень малом количестве. В базальтовом шлаке сохраняется лишь малая доля железа, при этом оно не полностью окислено. Содержания остальных породообразующих элементов существенно варьируют, поэтому их отношения также могут отклоняться от породных. Наиболее постоянным и всегда высоким остается содержание Al (18—29%). Количества Ca и Mg варьируют, однако отношение  $\text{CaO}/\text{MgO}$  остается приблизительно породным (~1). Высокая магнезиальность базальта Северного Прорыва все же отразилась на составе фторметасоматитов, местами обогащенных магнием ( $\text{MgO}$  до 22%). При почти постоянном значении Na содержание K меняется ( $\text{K}_2\text{O}$  от 0,51 до 8,70%); соответственно отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  часто отличается от породного. Видимо, K так же, как и F, привносится в породу при воздействии на нее летучих, богатых фтором. Таким образом, при воздействии газов с активной ролью фтора из базальтового шлака выносятся Si, Fe, привносятся F,  $\text{H}_2\text{O}$ , K, относительно инертными остаются Al, Ca, Mg, Na, P, Mn, Ti. При таком химическом изменении породы текстура и структура базальтового шлака сохраняются, несмотря на полное замещение фторидами (ральстонитом, флюоритом и селлаитом) исходных породообразующих минералов и вулканического стекла.

Среди бескремнистых фтор-метасоматитов каждый анализируемый образец при общей тенденции потери Si и Fe имеет свои химические особенности: или это высококальциево-магниевый метасоматит с малым содержанием алюминия (состоящий из флюорита и селлаита), или это высококальциевый безмагниевый метасоматит. Наиболее распространен химический тип с высоким содержанием Al, Ca, Mg, Na (смесь ральстонита, флюорита и селлаита).

При полной или почти полной потере Si в метасоматите зачастую сохраняется Ti и его количество может даже превышать исходное породное (до 2,8%  $\text{TiO}_2$  при 3,38%  $\text{SiO}_2$ ).

Таблица 6

Состав метасоматитов и их металлоносность (окислы в вес. %, металлы в г/т)  
Северный Прорыв, Второй конус

Компоненты и их отношения	16/17	16а/77	Т/34	80/78	92/78	Н-67/80	Н-9/80
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	0,88	—	1,84	3,58
TiO <sub>2</sub>	1,60	0,62	0,2	0,70	Сл.	1,25	2,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,83	17,83	19,53	24,23	3,25	28,78	24,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,62	1,04	—	1,0	1,93	1,20	1,44
FeO	0,37	0,17	0,28	0,31	0,24		
MnO	0,12	0,04	—	0,06	0,14	0,02	0,04
MgO	8,06	14,30	—	8,52	22,25	3,52	6,80
CaO	7,93	7,02	7,91	9,92	28,0	2,80	4,20
Na <sub>2</sub> O	4,37	4,44	4,10	4,15	1,04	4,36	3,73
K <sub>2</sub> O	1,96	1,76	8,70	1,13	0,51	1,20	1,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	22,30	2,6	30,0	0,10	0,10	1,52	2,60
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>		19,42		22,54	4,45	23,38	19,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	—	0,07	—	—	0,03	0,11
Cl <sup>-</sup>	—	—	—	—	—	—	—
F <sup>-</sup>	47,0	—	—	31,4	33	16,6	12,4
SO <sub>3</sub>	0,85	—	3,32	7,80	—	0,12	2,45
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	—
п.п.п.	—	—	—	—	—	3,5	4,6
SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	—	—	—	1,26	—	1,5	1,23
CaO/MgO	0,98	0,49	—	1,16	1,26	0,8	0,6
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,23	2,52	0,47	3,67	2,08	3,6	3,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,63	0,86	—	0,76	0,63	—	—
Be	2	—	—	—	8	—	—
Sc	—	—	—	—	—	—	—
V	3	—	—	20 (15)	—	20	15
Cr	500	—	—	300 (700)	30	—	45
Co	—	—	—	8	Сл.	—	—
Ni	—	—	—	8	40	—	—
Cu	30	—	—	60 (80)	300	15	15
Zn	100	—	—	100 (300)	—	—	—
Ga	Сл.	—	—	8	—	—	—
Sr	100	—	—	100	800	100	150
Yt	—	—	—	—	—	—	—
Zr	400	—	—	10 (90)	—	50	—
Mo	100	—	—	8 (15)	—	3	—
Sn	200	—	—	8 (40)	—	—	—
Tl	—	—	—	100	—	—	—
Pb	—	—	—	10 (60)	Сл.	—	—
Bi	—	—	—	200 (50)	—	—	—
Ba	3000	—	—	100	350	500	450
Ag	—	—	—	—	—	—	—
Vt	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 16/77 — нацело измененный базальтовый шлак. Все породообразующие минералы и стекло замещены ральстонитом, селлаитом и флюоритом; 16а/77 — то же; Т/34 — базальтовый шлак, полностью замещенный фторидами; 80/78 — обеленный шлак около выхода газа, основной минерал, развитой в породе, — ральстонит; 92/78 — интенсивно измененный шлак, с ральстонитом, селлаитом, гематитом и атакамитом; Н-67/80 — обеленный шлак, замещенный фторидами, встречен вблизи рудных камер; Н-9/80 — то же, текстура шлакоподобная; Н-8/80 — корочка желтовато-белого цвета на шлаке, измененном фторметасоматозом; Т/78 — сахаровидная корочка светло-кремового цвета на базальтовом шлаке, измененном под

	H-8/80	T/78	89-2/78	89-1/78	89-4/78	122/77	120/77	H-1a/80	Лавы С.П.
	76,58	88,13	76,3	59,14	44,80	23,02	57,56	1,84	49,76
	1,58	—	0,10	1,14	1,28	0,61	1,03	—	1,02
	1,40	2,33	4,02	11,21	13,82	18,70	7,89	—	13,48
}	1,04	0,71	2,30	2,17	6,97	10,01	0,57	—	3,08
		0,71	1,43	2,87	3,17	1,29	—	—	6,99
	—	Сл.	0,04	0,13	0,21	0,21	Сл.	0,001	0,16
	—	1,02	1,86	4,20	10,29	10,79	3,34	1,45	9,88
	1,40	1,75	3,20	6,16	9,45	13,33	3,86	0,61	11,60
	0,09	0,52	0,54	1,75	2,70	0,15	1,26	46,24	2,44
	0,14	0,24	0,59	1,06	1,28	0,06	0,24	2,40	1,03
	3,68	—	0,10	—	} 2,34	} 9,80	} 19,0	} 0,21	0,23
	11,82	3,59	6,05	5,7					—
	0,23	—	0,18	0,33	0,56	0,38	0,27	—	0,25
	—	—	0,76	0,63	—	—	—	48,8	0,005
	2,1	—	2,2	6,7	3,78	9,4	7,5	—	—
	—	0,26	—	—	—	0,28	—	0,80	0,0300
	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	48,5	—	7,63	59,1	35	37,7	55,8	—	4,9
	—	1,7	1,72	1,47	0,9	1,2	1,15	1,3	1,2
	0,6	2,2	0,91	1,65	2,1	2,5	5,25	19	2,3
	—	0,5	0,61	0,42	0,68	0,9	—	—	0,3
	—	—	—	Сл.	—	3	—	—	—
	—	—	50	50	—	—	—	—	25
	Сл.	5	30	100	80	200	10	—	2,50
	10	Сл.	400	400	100	500	100	—	265
	—	—	Сл.	10	1	45	—	—	42
	—	—	10	10	7	150	—	—	120
	15	6	60	90	52	2500	15	45	145
	—	—	—	—	30	—	—	—	—
	—	Сл.	Сл.	10	1	30	—	—	12
	—	”	”	100	—	300	—	—	—
	—	—	—	10	—	—	—	—	—
	—	Сл.	200	200	—	—	100	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5
	—	—	—	—	4	—	—	—	3,3
	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	3	—	—	—	2,7
	—	—	—	—	—	—	100	—	—
	—	—	50	300	—	900	100	—	—
	—	—	—	—	—	—	—	30	0,1
	—	—	10	—	—	—	—	—	—

действием фтора; 89-3/78 — перемычка между Вторым и Первым конусами. Пылевидная масса тридимита на измененном под действием фтора базальтовом шлаке; 89-1/78 — то же, частично измененный базальтовый шлак; 89-4/78 — то же, слабо измененный базальтовый шлак, частично замещенный фторидами (ральстонит, селлаит, флюорит); 122/77 — базальт из лавового потока, изменен под действием галоидных газов; 120/77 — то же; H-1a/80 — белый возгон, цементирующий шлак под краевой высокотемпературной трещиной.

В знаменателе номера образца указан год его отбора.

Бескремнистые фторметасоматиты сопровождаются высококремнистыми образованиями (см. табл. 6; обр. Н-8, Т/78, 89-3) обычно в виде пористой белой сыпучей массы. Содержание  $\text{SiO}_2$  достигает 88%, содержание воды варьирует. Сыпучая кремнистая масса с перемычки между Первым и Вторым конусами, сопутствующая фторметасоматитам, при 88%  $\text{SiO}_2$  содержит всего 3,6%  $\text{H}_2\text{O}$  (определен тридимитом). Высокремнистая корочка на фторметасоматите из осевой зоны Второго конуса при 76%  $\text{SiO}_2$  содержит 15,4%  $\text{H}_2\text{O}$  (определен опал). Все остальные породообразующие элементы присутствуют в упомянутых образованиях в малых количествах и, видимо, определяются примесью фторидов (F до 2%). Обращает на себя внимание и колебание содержания Ti (от 0 до 1,58%  $\text{TiO}_2$ ). Наличие  $\text{TiO}_2$  в таких образованиях нельзя объяснить простым загрязнением частичками слабо измененного базальта, поскольку при высоком содержании  $\text{TiO}_2$  остальные породообразующие элементы находятся в весьма малых концентрациях. Видимо, Ti наравне с Si извлекается газами из породы и вместе с Si в благоприятных условиях осаждается на поверхности обломков метасоматита. Таким образом, Ti, так же как и Si, и Fe, выступает при фторметасоматозе и как подвижный элемент.

В 1980 г. по периферии осевой зоны фторметасоматитов, над засыпанной рыхлым шлаком высокотемпературной трещиной, образовались обильные белые возгоны, на 95% состоящие из NaCl (галита). Они сцементировали мелкий шлак и образовали плотную корку — минеральный экран. Содержание K в таких возгонах невысокое ( $\text{K}_2\text{O}$  — 2,4%) и отношение Na/K резко сдвинуто от породного в сторону Na. Содержание F весьма низкое (0,8%), хотя возгон образовался непосредственно в поле более раннего фторметасоматоза. Зато в нем определен (в общем экзотически) карбонат ( $\text{CO}_2$  — 1,7%), что указывает на фумарольный процесс, значительно продвинутый по периферии зоны проседания.

Из халькофильных элементов во всех образцах фторметасоматитов и возгонах фторидов Cu определяется в количествах, часто меньших, чем в свежем базальте, в то время как фторметасоматиты вмещают медное эксгальционное рудопроявление. Медь не концентрируется ни в бескремнистых фторметасоматитах, ни в сопровождающих их высококремнистых образованиях. Исключение составила измененная лава из лавового потока, излившегося на ранней стадии постэруптивного процесса. Другими словами, во фторметасоматите слабо отражены геохимические особенности эксгальционного рудопроявления. В то же время в них наблюдаются повышенные концентрации Bi (до 200 г/т), Tl (до 100 г/т), Sn (до 200 г/т), Ba (до 3000 г/т) и Sr (до 800 г/т).

Таким образом, на Втором конусе в продолжение 5 лет после прекращения извержения происходит неуклонное снижение фумарольной активности и соответственно интенсивности метасоматоза и возгонообразования, хотя эти процессы все еще остаются довольно значительными. При этом вершинная часть осевой зоны проседания в фокусе эксгальционного медного минералообразования характеризуется унаследованностью параметров начальной стадии постэруптивного процесса: в 1980 г. в грушевидной камере на глубине 1,3 м все еще наблюдалось красное каление лавы и выделялся газ (табл. 7), по составу близкий к магматическому.

Таблица 7

Содержание Cl, F, SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, Cu, Pb в газах (в мг/л)  
Северный Прорыв, август 1980 г.

Место взятия пробы	pH	Cl	F	SO <sub>4</sub>	CO <sub>2</sub>	Cu	Pb	T°
Второй конус, грушевидная камера	5,3	3372,0	9,0	31,7	23760	—	—	Красное каление
Второй конус, рядом с грушевидной камерой	—	7455,0	6,2	—	1936	720	130	400°С
Первый конус, Южная площадка	6,85	10,65	4,8	—	26977	70	65	400°С
То же	6,15	195,2	1,6	—	28864	—	—	400°С

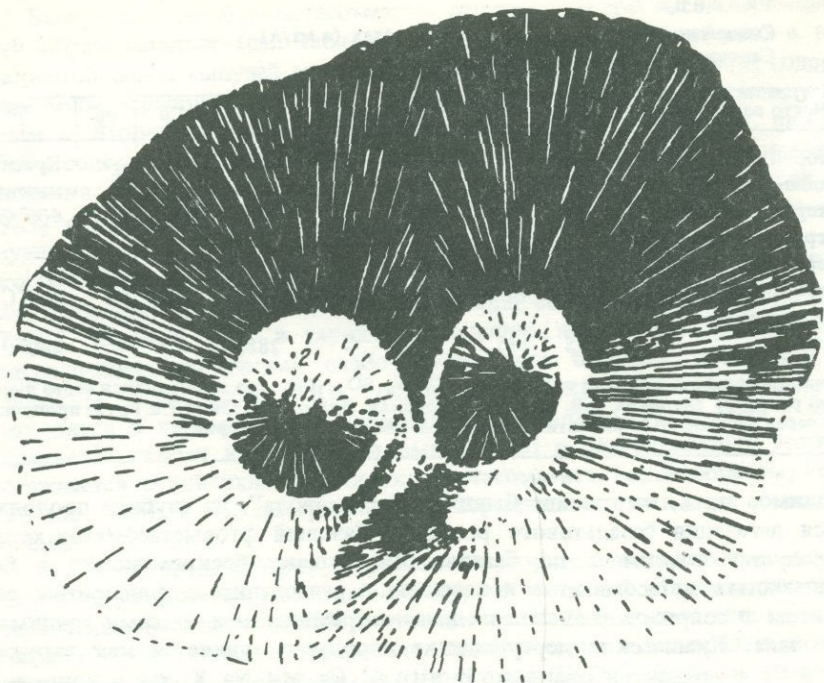
Примечание. Для определения Cl, F, SO<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub> газ пропускался через щелочной раствор; аналитик В.В. Дунин-Барковская. Для определения Cu, Pb газ пропускался через раствор HCl; аналитик Л. Гарцева (метод полярографии).

Видимо, здесь, на границе бывшего "магмовода"; на глубине продолжается дегазация базальтового расплава. Газовый фторметасоматоз характеризуется развитием по базальтовому шлаку бескремнистых — безжелезистых метасоматитов и возгонов с ральстонитом, флюоритом, селлаитом и сопровождающими их высококремнистыми массами тридимита и опала. Химическое перерождение породы проявляется как выносом Si и Fe с концентрированием *in situ* Al, Ca, Mg, Na, K, так и концентрированием Si, F, K, H<sub>2</sub>O: Микроэлементный состав фторметасоматита слабо отражает состав эксгаляционного медного рудопроявления.

### Третий конус

По сейсмическим и геодезическим данным были предсказаны время и место возникновения Третьего конуса. Он образовался во время активности Второго конуса, и его извержение было кратковременным. 16.VIII 1975 г. севернее Второго конуса стали раскрываться трещины меридионального направления, а 17.VIII у восточного края зоны трещин на поверхности прорвалась лава. Через несколько минут после пепловых выбросов вдоль трещины длиной 250 м началось струйное фонтанирование лавы из 13 жерл, которое впоследствии сосредоточилось в одном из них. Образование Третьего конуса шло интенсивно. На концах трещины образовались два кратера, из которых вытекли вязкие лавовые потоки (рис. 20) длиной 300 и 500 м и мощностью 3—5 м. Извержение Третьего конуса, длившееся 10 дней, сменилось 25.VIII более слабой, по сравнению с Первым и Вторым конусами, поствулканической деятельностью. Специфический характер постэруптивного процесса на Третьем конусе был выражен интенсивным окислением шлаков [Трухин и др., 1980]. Большое трещинное Толбачинское извержение продолжалось в центре Северного Прорыва, на Втором конусе.

Газовый метасоматоз и возгонообразование в 1977—1980 гг. были приурочены к кольцевым и пересекающим их радиальным трещинам в Большом и Малом кратерах. Наиболее постоянная и высокая температу-



Р и с. 20. Третий конус

1 – фумарольное поле Большого кратера; 2 – фумарольное поле Малого кратера

ра (до  $500^{\circ}\text{C}$ ) наблюдалась на конусе там, где кольцевые трещины пересекали окологанальными участками.

В Большом кратере изменение шлаков и возгонообразование приурочены к аггломератовому выступу, находящемуся в его северо-западной стенке. К нему примыкает кольцевая трещина с  $t \sim 400^{\circ}\text{C}$ , которая хорошо выделяется на склоне кратера слабым парением и белыми налетами возгонов, развитыми вдоль нее. Трещина шириной до 3 м прослеживается вблизи гребня склона кратера на расстоянии 45 м. В 2 м от трещины температура шлаков снизилась в 1980 г. до  $160^{\circ}\text{C}$ .

С внешней стороны конус обрамлен экраном – плитообразной коркой толщиной до 12 см, которая состоит из обломков шлака, сцементированных возгонами галита, сильвина, фторида. С поверхности корка белая, а в основании ярко-желтая. Обычно такая плитообразная корка примыкает к склону конуса в виде козырька, который, как правило, отделен от нижележащих шлаков воздушной прослойкой (до 15 см). Температура шлаков всегда значительно выше, чем температура подошвы. Поэтому в результате резкой разницы температур (и воздействия других факторов) происходит "отслаивание" плитообразной корки и создаются условия для образования в шлаке слившихся скоплений чешуек и шариков гематита. На поверхности корки возникает пленка буровато-красного цвета, а в ее центральной части – серая с металлическим блеском; в нижней части корки скопления гематита постепенно приобретают рассеянный характер.

Петрографическое изучение обеленных пород, отобранных вблизи трещины, показало, что даже в одном шлифе отмечается разная степень изменения породы и в первую очередь ее фемических составляющих. Например, в шлифе базальтового шлака, взятого из стенки указанной выше трещины, наблюдаются участки с разными типами изменения: 1) оливины нацело замещены ральстонитом и селлаитом, при этом псевдоморфозы фтористых минералов сохраняют контуры зерен оливина; они также выполняют пустоты.

Флюорит развит главным образом в порах, центральная часть которых обычно сложена рудным минералом; 2) бесцветная окраска зерен оливина меняется на ярко-бурую; 3) оливины разбиты сериями взаимно параллельных трещинок, нередко совпадающих с трещинками отдельности; по ним развиты гидроокислы железа, среди которых видны небольшие "островки" — реликты незамещенного оливина; 4) зерна оливина с "опацитовой" каймой ярко-бурого цвета; 5) оливины с бурыми пятнышками на месте включений магнетита. Зерна моноклинного пироксена (авгита) во всех случаях почти свежие, только в некоторых крупных вкраплениях по трещинам спайности и по периферии зерен наблюдается буроватый оттенок. Плаггиоклазы свежие, но в трещинках некоторых фенокристов развит ральстонит. Основная масса окрашена в темный цвет пылевидными и точечными выделениями рудного минерала, но в участках мелких скоплений зернышек магнетита, приуроченных к измененным зернам оливина, она приобретает бурую и пятнисто-мутную окраску.

Следовательно, воздействие галоидных газов на базальтовый шлак проявилось на Третьем конусе в различной степени изменения слагающих его минералов, которые можно расположить в виде ряда (по убыванию изменений): магнетит — оливин — пироксен (ромбический и моноклинный) — основная масса — плаггиоклаз. Процесс окисления шлаков начинается с рудных минералов, образующих включения в темноцветных минералах и в основной массе.

В шлифах видно, что изменение базальта и развитие ральстонита и селлаита происходят по трещинам и порам породы, а также путем образования псевдоморфоз по пороодообразующим минералам. В случае, если между крупными обломками шлака имеется цемент, представленный измельченным материалом того же состава, то максимальное количество фтористых минералов возникает именно в этом заполнителе с образованием цемента обростания.

В Малом кратере Третьего конуса изменение базальтового шлака и возгонообразование наблюдаются главным образом вокруг небольшого уступа, расположенного в западной стенке кратера, где температура до 1980 г. была около 470°С. Уступ, сложенный агглютинатами, видимо, представляет собой остаток краевой околержеловой фации. Вблизи уступа возгоны обладают белым и желтовато-белым цветом, по мере удаления от него они становятся от темно-желтых до буровато-желтых. В 1—5 м к северу от уступа залегает тело агглютинатов (3 × 1 м), линзообразные очертания которого связаны с формированием вокруг него корочек возгонов. Для них характерен розовато-белый цвет, нередко поверхность возгонов покрыта охристо-желтым налетом; в них присутствует карбонатный материал, представленный марганеокальцитом.

Таблица 8

Состав метасоматитов и возгонов (вес. %)  
Северный Прорыв, Третий конус

Компоненты и их отношения	9-4/77	7/77	Н-2/80	3-9/80
SiO <sub>2</sub>	28,78	29,48	6,90*	5,36*
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,80	—	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,48	12,19	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,32	8,57	—	—
FeO	1,48	0,43	—	—
MnO	0,22	0,23	—	—
MgO	12,74	8,76	3,17	0,35
CaO	12,50	7,93	3,78	0,48
Na <sub>2</sub> O	3,48	13,04	14,12	44,72
K <sub>2</sub> O	2,31	2,23	5,62	0,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,50	} 0,78	} 36,00	} 0,53
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,90			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,56	—	—
Cl	—	—	32,30	48,80
F	1,85	4,04	0,59	—
SO <sub>3</sub>	4,00	—	0,23	—
CO <sub>2</sub>	3,50	—	—	1,9
SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	41	37	—	—
CaO/MgO	1	0,9	1,2	1,3
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,5	6,0	2,5	9,3
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,80	0,95	—	—

\* — нерастворимый остаток.

Таблица 9

Микрокомпонентный состав метасоматитов (г/т)  
Северный Прорыв, Третий конус

Компоненты	7	9-4	9-5	15	19-4
Be	~3	—	~3	—	—
Se	—	60	50	—	—
V	150	100	350	—	35
Cr	400	150	300	250	120
Co	20	30	60	10	—
Ni	80	60	200	30	—
Cu	200	100	1500	50	25
Zn	—	—	—	100	—
Ga	40	20	80	20	—
Zr	~50	50	100	90	200
Ba	50	100	350	150	70
Tl	—	50	50	—	—
Pb	100	—	150	—	—

Примечание. Образцы отобраны в 1977 г.

Более низкие температуры отмечаются у дугообразной трещины, обрамляющей юго-западную стенку Малого кратера. Она проходит почти у гребня кратера и частично совпадает с верхней кольцевой трещиной Большого кратера. Здесь, в участке их сочленения, расположенном, видимо, непосредственно над краевой частью канала Малого кратера, наблюдается массовое развитие возгонов, создающих минеральный экран.

Химическое изменение базальтового шлака связано с его площадным окислением [Трухин и др., 1980] и чрезвычайно локальным фторметасоматозом. В анализированных образцах измененного шлака при сохранении высокого содержания железа отмечается его окисленность —  $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) = 0,95$ . Сохраняется высокое содержание щелочно-земельных элементов при несколько повышенном содержании магния (табл. 8, 9). Содержание щелочей увеличено по сравнению с таковым в исходном базальте, наблюдается резкий сдвиг в сторону натрия (в результате наложения возгонов галита).

Изменение базальта, судя по его характеру, определяется в основном активностью галоидных газов. Уже в 1977 г. отмечалось одновременное образование карбонатов (на Втором конусе карбонаты обнаружены в возгонах только в 1980 г.).

В 1980 г. в Большом кратере Третьего конуса активность привершинной кольцевой трещины, как было сказано выше, проявлялась массовым образованием белых гигроскопичных возгонов, заполняющих пустоты в шлаке и образующих на их поверхности корочки. По данным пересчета химического анализа на нормативные минералы возгон состоит из  $MgCl_2 \cdot nH_2O$  (33%),  $CaCl_2 \cdot nH_2O$  (32%),  $NaCl$  (25%),  $KCl$  (7%). Температура в трещине, где происходило образование возгонов, не превышала  $200^\circ C$ . Возгоны создавались в основном за счет породообразующих элементов, извлеченных из базальтового шлака при воздействии на него фумарольных газов. Массового образования возгонов, содержащих железо, как это имело место на Первом конусе, на Третьем конусе не наблюдалось, и при окислении породы основная масса железа в ней сохранялась. Возгоны, образовавшиеся в 1980 г. в придонной части западной стенки Малого кратера (табл. 8, anal. 3-9-80), негигроскопичны и состоят из  $NaCl$ , (94%),  $KCl$  (0,7%). Там, где в 1977 г. на измененном базальтовом шлаке в корочке был обнаружен манганокальцит, в 1980 г. с галитом ассоциировал  $Na_2CO_3$ .

Таким образом, для кольцевых трещин по кромкам обоих кратеров и околоканальных зон Третьего конуса характерно развитие высоких температур, фторметасоматоза и максимального возгонообразования. Локализация фумарольных полей унаследована от участков ранней постэруптивной активности. Метасоматоз базальтового шлака определяется в основном активностью галоидных газов. Для фторметасоматоза характерны локальность и стабильность в перерождении вулканита. Метасоматоз сопровождается формированием минеральных экранов, состоящих из возгонов. Появление в возгонах Третьего конуса карбонатов свидетельствует о более раннем и ускоренном, по сравнению с Первым и Вторым конусами, снижении фумарольной активности. Наиболее характерно для Третьего конуса массовое окисление базальтового шлака.

МАСШТАБ И ХАРАКТЕР ПОСТЭРУПТИВНОГО ПРОЦЕССА  
НА ЮЖНОМ ПРОРЫВЕ ПОСЛЕ ИЗВЕРЖЕНИЙ СУБШЕЛОЧНОГО  
ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОГО БАЗАЛТА

*Восьмой конус*

Извержение на Южном Прорыве началось после короткого перерыва вслед за прекращением извержения Второго конуса Северного Прорыва, в 10 км к югу от него. Этому прорыву также предшествовала сейсмическая подготовка. 18.IX вскрылась трещина северо-западного направления длиной около 200 м, которая через день увеличилась до 600 м. В течение первых суток по всей длине трещины действовало 30 лавовых фонтанов, начала изливаться жидкая лава. В дальнейшем эруптивная деятельность на Южном Прорыве сосредоточилась в южном жерле, вокруг которого стал формироваться Восьмой конус и начали изливаться потоки субщелочного высокоглиноземистого базальта. Извержение в пределах Южного Прорыва носило эффузивный характер и продолжалось 450 дней (с сентября 1975 г. по декабрь 1976 г.); суточный объем излитой лавы приближался к  $2 \times 10^6 \text{ м}^3$ . В результате извержения конус достиг высоты 160 м, его объем составил  $0,018 \text{ км}^3$ . Было рассеяно  $0,022 \text{ км}^3$  пирокластики, излилось 0,4 км лавы. Площадь лавового покрова достигла  $34 \text{ км}^2$  [Федотов и др., 1977<sub>1</sub>]. Отбор газов на Южном Прорыве был более благоприятным, была собрана уникальная коллекция магматических газов, изучен их элементный состав [Меняйлов и др., 1980]. Отбор проб газа проводился в основном непосредственно из вытекающего базальтового расплава; в результате был оценен состав магматической газовой фазы и прослежен порядок дегазации магмы при ее излиянии из центрального жерла. По данным И.А. Меняйлова и др. [1980], колебания состава газов в течение коротких промежутков времени зависели от окислительных процессов.

По мере развития извержения в газовой фазе постепенно снижалось содержание  $(\text{SO}_2 + \text{H}_2\text{S})$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и увеличивалось содержание  $\text{HCl}$  и  $\text{HF}$ ; величины  $\text{CO}_2/\text{S}$ ,  $\text{S}/\text{Cl}$ ,  $\text{Cl}/\text{F}$  уменьшались, т.е. в газах со временем падало содержание плохо растворимых компонентов. Конденсаты газов были ультракислые хлоридно-калиево-натриевые с высоким содержанием  $\text{F}$ ,  $\text{Pt}$ ,  $\text{Al}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Au}$  и других металлов (табл. 10). Концентрация их в ходе излияния лавы менялась мало. Металлы переносились в форме летучих хлоридов [Меняйлов и др., 1980].

После окончания извержения в апреле 1977 г. в привершинной части конуса возникло несколько фумарольных площадок, расположенных по кромке вершинного кратера, и эксплозивных воронок на северном склоне конуса. С самого начала наблюдений постэруптивная активность на Восьмом конусе протекала крайне вяло. Четко выраженных фумарол не было видно: газы белесоватого цвета просачивались сквозь влажные пеплы и шлаки. Возгонов тоже было мало, процессы околофумарольного изменения шлаков были незначительны. Фумарола Вершина располагалась на разогретой площадке в северо-восточной части конуса. Газы просачивались сквозь мелкий шлак и лавовые обломки, которыми были заполнены концентрические трещины. Температура газов приближалась к  $280^\circ\text{C}$ . В них определялось мало воды и вулканических компонентов,  $\text{H}_2$  — отсут-

Т а б л и ц а 10

Состав конденсатов газов, взятых из жидкой лавы (мг/л)

Южный Прорыв

(по И.А. Меняйлову и др. [1980, табл. 2.8])

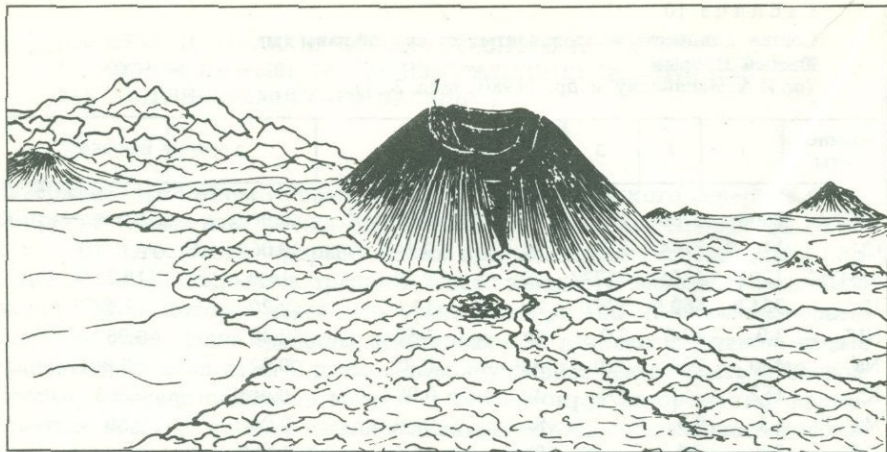
Компо- ненты				Компо- ненты			
	1	2	3		1	2	3
$\Sigma F^-$	2800	2700	1591	Co	0,003	0,005	0,042
$Cl^-$	14609	21347	5594	Ni	0,143	0,068	—
$\Sigma SO_4^{2-}$	1201	1705	25277	Cu	2,17	14,0	18,2
$H^+$	351,8	562,9	329,7	Zn	15,6	9,26	12,9
$NH_4^+$	3,0	10,0	2,0	Pb	1,58	0,30	0,08
$Na^+$	420	700	720	As	0,05	0,02	<0,001
$K^+$	182	241	875	Ag	0,003	0,003	0,003
$Mg^{2+}$	6,1	9,3	—	Sn	0,09	0,03	0,30
$Ca^{2+}$	3,0	3,4	—	Sb	16,5	120,7	—
$\Sigma Fe^{2+}$	33,5	9,0	35,0	Минера- лизация	19935,84	27634,49	34705,63
$Al^{3+}$	290,3	202,5	250,4				

Примечание. 1 — Северо-западная верхняя бокка, 16.XII 1975 ( $T = 980^\circ C$ ; pH 0,56); 2 — Западная нижняя бокка, 21.XII 1975 ( $T = 1020^\circ C$ ; pH 0,33); 3 — Южная бокка, II 1976 ( $T = 1000^\circ C$ , pH 0,61).

ствовал, доминировали  $O_2$  и  $N_2$ . На лавовой площадке, разбитой трещинами, у подножия пирокластического холма, в 100 м к северу от подножия конуса, сквозь трещины выделялись газы с температурой  $700^\circ C$ . В них отмечалось также незначительное количество воды и собственно вулканических газов ( $CO_2$ ,  $H_2$ ,  $HCl$ ). Судя по составу газов, лава была в сильной степени дегазирована [Меняйлов и др., 1980].

6.VII 1977 г. на фумароле Вершина наблюдалось некоторое увеличение температуры газов и уменьшение содержания  $H_2O$ . Величина  $O_2/N_2$  понизилась. Высокие содержания микроэлементов, сопоставимые с содержанием их в газах южной площадки Первого конуса Северного Прорыва, предопределили процессы изменения шлаков и выноса из них в газовой фазе металлов. В июле 1978 г. И.А. Меняйлов и его сотрудники [1980] произвели отбор газов на фумароле Вершина, где наблюдалось рассредоточенное слабое парение. Поверхность шлаков была покрыта коркой слабо измененного шлака, сцементированного возгонами. Корка была разбита серией трещин, из которых выделялся газ с температурой на выходе  $300^\circ C$ . На расстоянии 200–250 м к северу от подножия конуса в лавовом покрове находился крупный провал. По его периферии сохранились массы раскаленной лавы и в течение полутора лет наблюдались светящиеся трещины, из которых выделялся газ с температурой до  $700^\circ C$  и образовались возгоны хлоридов натрия. Мощностю отложенный возгонов вокруг раскаленных трещин в лаве составляла около 5 см. В составе газа были определены  $H_2O$ ,  $HF$ ,  $HCl$ ,  $SO_2$  [Меняйлов и др., 1980].

Мы провели исследования на Восьмом конусе в августе 1977 г. и в августе 1978 г. В это время расположение фумарол и характер фумарольной деятельности были следующими (рис. 21).



Р и с. 21. Восьмой конус Южного Прорыва  
1 — Южное фумарольное поле

Верхняя часть конуса была ступенчато обрамлена тремя кольцевыми трещинами, которые прерывались на северном склоне конуса V-образным выходом, образовавшимся, видимо, в результате излияния из кратера лавы; это определило значительную пониженность северной части конуса. Здесь же наблюдались две воронки, расположенные на одной линии с кратером. Отвесные стенки кратера были расцелены серией трещин, обрамленных возгонами фторидов и в меньшем количестве — ярко-оранжевыми хлоридами.

Первая кольцевая зона проседания проходила вблизи гребня кратера, участками сливаясь с ним. Ширина зоны проседания не превышала 1,5 м. Шлаки у трещины обычно имели налет белых фторидов, а на глубине 20—25 см, где температура достигала  $400^{\circ}\text{C}$ , в них наблюдались скопления кристаллов галита.

Следующая кольцевая зона проседания представляла собой узкую прерывистую полосу и в наиболее пониженных местах, главным образом на северо-восточном склоне кратера, примыкала к нижней (третьей) зоне проседания. Она характеризовалась меньшим количеством участков с температурой  $400^{\circ}\text{C}$ , хотя и здесь на шлаках видны были налеты фторидов и корочки хлоридов.

Третья кольцевая зона проседания в виде воротника обрамляла конус и расширялась от 2 до 50 м в его северо-восточной оконечности. Гребень третьей трещины с севера, как каймой, был оторочен скоплениями белых розетковидных агрегатов гипса, количество которого по направлению к южной части склона конуса постепенно уменьшалось вплоть до полного исчезновения. На внутренней стенке гребня в наиболее горячих участках шлаки были покрыты желтовато-зеленоватыми кристаллами серы.

В седловине между второй и третьей кольцевыми трещинами проседания, особенно в северо-восточной части ее, наблюдалось широкое развитие гипса и серы. Здесь на довольно пологой площадке размером 50 X 30 м

Таблица 11

Состав метасоматитов и их металлоносность (окислы в вес. %, металлы в г/т)  
Южный Прорыв, Восьмой конус

Компоненты и их отношения	13-3а/77	13-3б/77	13-3/77	13-4/77	13-5/77	13-5а/77	Свежая лава*
SiO <sub>2</sub>	37,78	37,18	3,0	31,06	51,52	44,48	50,69
TiO <sub>2</sub>	1,05	1,20	1,0	1,44	1,40	1,54	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,56	20,07	1,19	6,69	11,61	12,05	17,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,51	6,49	—	0,91	3,85	6,77	3,56
FeO	2,58	4,10	0,28	2,04	3,49	—	6,99
MnO	0,10	0,13	—	0,07	0,13	0,11	0,17
MgO	1,74	3,13	—	0,82	2,57	2,21	4,87
CaO	13,05	8,21	38,96	20,77	7,72	7,51	8,65
Na <sub>2</sub> O	2,07	3,35	0,58	1,45	2,67	2,65	3,60
K <sub>2</sub> O	1,43	1,87	0,27	1,04	1,77	1,77	2,10
H <sub>2</sub> O	8,80	9,50	2,44	4,94	4,86	8,30	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,44	0,13	0,32	0,50	0,48	0,53
Cl <sup>-</sup>	11,63	—	1,77	3,68	2,12	2,55	—
F <sup>-</sup>	5,50	0,14	0,15	0,14	0,80	0,80	—
SO <sub>3</sub>	—	—	50,16	25,43	—	—	—
S	6,80	3,69	—	—	5,61	5,63	—
SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	36,0	30,98	3,0	21,5	36,8	28,9	30,50
CaO/MgO	7,4	2,6	—	24,1	3,0	3,4	1,7
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,4	1,8	2,1	1,4	1,5	1,5	1,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,8	0,6	—	0,3	0,5	—	0,3
Be	1	1	200	1	—	1	—
Sc	80	50	—	80	—	Сл.	—
V	300	300	—	200	—	—	200
Cr	100	200	200	10	—	—	100
Co	15	20	10	10	—	—	10
Ni	35	35	20	Сл.	—	—	15
Cu	150	250	60	80	—	—	100
Zn	—	100	100	—	—	—	—
Ga	30	30	8	10	—	—	20
Sr	60	300	3000	2000	—	—	300
Zr	350	—	150	180	—	—	200
Mo	Сл.	3	8	—	—	—	—
Sn	—	—	8	—	—	—	—
Pb	50	100	50	Сл.	—	—	—
Bi	100	100	100	100	—	—	—
Ba	900	900	900	900	—	—	1500
Ag	—	—	8	—	—	—	—

Примечание. 13-3а/77 — шлак, слабо сцементированный гипсом, частично серой и растворимыми возгонами; 13-3б/77 — бурый шлак с гипсом; 13-3/77 — корка на шлаке, состоящая из гипса и гидроокислов железа; редкие зерна серы и единичные зерна пирита; 13-4/77 — желтовато-белая корка из шлака, сложенная опалом, гипсом и гематитом; 13-5/77, 13-5а/77 — измененный шлак с серой и гипсом.

\* Данные взяты из работы О.Н. Волинца и др. [1976].

Микрокомпонентный состав метасоматитов (в г/т)  
Южный Прорыв, Восьмой конус

Элемент	12-1	13-3а	13-3б	13-3	13-3	13-3	13-4
Be	—	1	1	—	—	—	1
Sc	<8	80	50	10	—	—	80
V	<8	300	300	100	200	—	200
Cr	—	100	200	30	200	—	10
Co	—	15	20	10	10	—	10
Ni	<8	35	35	10	20	—	—
Cu	<8	150	250	100	60	45	80
Zn	<8	—	100	200	100	100	—
Ga	<1	30	30	<8	<8	—	10
Sr	300	60	300	300	200	3000	2000
Zr	—	35	—	30	60	150	180
Mo	<8	—	3	<8	<8	—	—
Ag	—	—	—	<8	<8	—	—
Sn	—	—	—	—	<8	—	—
Ba	—	900	900	300	200	900	900
Pb	—	50	100	—	—	50	—
Bi	—	~100	~100	<8	—	~100	~100

П р и м е ч а н и е. Все анализированные образцы, кроме 86-6/78, отобраны в 1977

шлак был покрыт белесой коркой, состоящей из обломков шлаков, сцементированных гипсом; толщина корки увеличивалась в наиболее пониженных участках седловины до 40 см. В охлажденных и периферических участках эта корка отделялась от шлака с образованием под нею воздушной прослойки; здесь наблюдались скопления мелких соломенно-желтых пирамидальных кристаллов серы. На фумарольном поле выделялись участки с невысокой температурой, покрытые плотными плитами почти чистого гипса и участки с температурой порядка 100°С, где происходило интенсивное образование серы. Вблизи последних на глубине 30–40 см были встречены золотистые зернышки пирита и их сростки.

Таким образом, на северо-восточном поле третьей зоны проседания отмечалась зависимость минералообразования от рельефа и температуры. В наиболее высокотемпературных зонах, расположенных гипсометрически выше, происходило развитие преимущественно серы и частично пирита; на более низких площадках с более низкой температурой фумарол образовывалась сера, а на теплых и увлажненных участках — почти исключительно гипс.

В 1978 г. на конусе отмечалось некоторое понижение температуры, уменьшение газовыделения и увеличение площади и мощности гипсовой зоны и зоны серообразования.

Базальтовый шлак Восьмого конуса оставался свежим и только по гребню конуса он был незначительно изменен под воздействием газов (табл. 11). Метасоматиты имели сложный состав вследствие одновремен-

13-5	28-3	30-2а	30-2	86-6/78	86-3	87-4
1	3	3	4	8	—	—
—	—	—	—	—	—	—
200	250	15	180	200	—	—
100	60	90	80	100	—	—
10	10	10	10	30	30	30
15	20	10	10	30	30	30
1000	150	150	90	600	150	150
—	—	—	—	100	30	30
20	20	20	20	<8	—	—
300	—	—	150	100	—	—
—	100	100	100	30	—	—
—	—	—	—	<8	—	—
—	7	—	—	<8	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	1500	400	350	100	—	—
—	—	—	—	30	30	30
—	—	—	—	<8	—	—

ного и наложенного воздействия газов F, Cl, S, и поэтому содержания F, Cl, SO<sub>4</sub>, S в них значительно варьировали. Во время исследований были установлены два химических типа изменения шлаков: 1) обогащение преимущественно сульфатом кальция (гипсом, бассанитом), 2) обогащение галоидами и сульфатами породообразующих элементов. В последнем случае по породе и в порах развивались ральстонит, флюорит и селлаит, возгоны хлоридов, гипс и бассанит.

В разрезах, как и на Первом конусе Северного Прорыва, совмещаются оба типа изменений. Анализированные образцы, взятые с фумарольных площадок, представляют собой лишь частично разложенный базальт, а поэтому в них присутствуют все породообразующие компоненты, между которыми часто сохраняются отношения, свойственные исходной породе, в том числе и SiO<sub>2</sub>/TiO<sub>2</sub>. В образцах, обогащенных сульфатом, содержание TiO<sub>2</sub> остается исходным при резком снижении SiO<sub>2</sub> (TiO<sub>2</sub> при серно-кислотном разложении более инертен). Отношение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O во всех случаях сохраняется таким же, как в неизменной породе, в отличие от этого отношение CaO/MgO резко сдвинуто в сторону CaO. Судя по малому количеству H<sub>2</sub>O, в 1977 г. среди сульфатов кальция преобладал бассанит (присутствие бассанита подтверждено рентгеном); температура на фумарольных полях была около 300°C. Во всех случаях измененная порода по сравнению со свежим базальтовым шлаком была резко окислена (коэффициент окисленности 0,5–0,7 вместо 0,3).

В отдельных образцах определяются характерные для всего постэруптивного процесса БТТИ Cu и Pb; содержание Zn находится на уровне кларка

свежего шлака (табл. 12). Почти всегда повышено содержание Ba и Sr, причем преимущественно в галоидных метасоматитах  $Ba > Sr$ ; в сульфатных —  $Sr > Ba$ . Характерно преобладание V над Cr; Ni над Co; Cu над Zn и Pb; отмечается повышенное содержание Sc, Sr, Bi.

Таким образом, на Восьмом конусе Южного Прорыва по сравнению с Первым и Вторым конусами Северного Прорыва постэруптивная активность снижалась более интенсивно. С начала извержения в течение пяти лет активную роль в метасоматозе и возгонообразовании играли сернистые газы. Соответственно были наиболее распространены сернокислотное разложение базальтовых шлаков и образование гипса и бассонита. По сравнению с Северным Прорывом медная минерализация проявлялась слабее.

## Глава II

### СОСТОЯНИЕ ВЕРШИННОГО КРАТЕРА ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК ДО БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ И ВО ВРЕМЯ НЕГО; ХАРАКТЕР МЕТАСОМАТОЗА

Вулкан Плоский Толбачик в период, предшествовавший Большому трещинному Толбачинскому извержению (БТТИ), находился в относительно спокойном состоянии: из кратера выделялись пары воды и газа. За несколько дней до БТТИ началась активизация вулкана с выбросами пепла.

В ночь со 2 на 3.VII 1975 г. из колодецеобразного провала вырывалась струя газа, подсвеченная снизу до розовато-красного оттенка. Края провала были раскалены докрасна. Со снежника на южном склоне вулкана были отобраны твердые продукты извержения (шлак, лапилли, пепел), выброшенные из кратера Плоского Толбачика с 28 по 30.VI 1975 г. (до пеплопада БТТИ). Все они представляли собой базальт, типичный для кратера Плоского Толбачика, по составу резко отличающийся от базальта Северного Прорыва БТТИ [Фарберов, 1978].

В водной вытяжке из пепла<sup>1</sup> определено (мг/л):  $NH_4^+$  — 2,25,  $Cl^-$  — 2,5,  $F^-$  — 0,4,  $SO_4^{2-}$  — 1,92 и  $HCO_3^-$  — 8,4;  $H_3BO_3$  — 0,00; pH — 6,55 (анал. Е.К. Серафимова, В.Дуин-Барковская). Обращает на себя внимание высокое содержание  $NH_4^+$  и  $F^-$ .

Видимо, произошла активизация верхней части лавовой колонны Плоского Толбачика, предшествующая БТТИ.

В начале четвертой недели извержения Первого конуса БТТИ характер активности кратера Плоского Толбачика изменился. Газы выделялись по всему сечению колодецеобразного кратерного провала; свежей лавы в колоде не было. На дне кратера преобладали обломки резургентного мате-

<sup>1</sup> Образцы А.Н. Фарберова.

риала. А.И. Фарберов [1978] предполагает, что началось растрескивание дна кратера с разрушением и выбросами вещества, слагающего дно кратерного провала.

Растрескивание дна кратера Плоского Толбачика явилось, по С.А. Федотову [1978], предвестником обвалов, следовавших в конце августа, и образования новой вершинной кальдеры. На основании того, что объем изверженных продуктов Второго и Третьего конусов Северного Прорыва резко превышал объем одновременно развивающейся провальной кальдеры, С.А. Федотов предполагает в качестве источника магмы Северного Прорыва БТТИ очаги в нижних слоях коры или в слое, переходном от коры к мантии. Под вулканом Плоский Толбачик, обладающим характерными чертами базальтовых вулканов гавайского типа с вершинной кальдерой, он допускает наличие неглубокого периферического магматического резервуара, соединяющегося с более крупными очагами в нижних слоях коры. Видимо, в кратер вулкана Плоский Толбачик не проникали магматические газы, и тем более базальтовый расплав, определявшие специфику извержения и питавшие БТТИ. Это подтверждается составом воды озера, образовавшегося в новой провальной кальдере Плоского Толбачика и составом вулканита, измененного под воздействием паров и газов. Согласно данным Т.П. Кирсановой и Л.М. Юровой [1978], вода озера имела рН 7,4, минерализацию 3,1 г/л (табл. 13); сульфат-ион в ней резко преобладал над хлор-ионом. Сульфатно-натриево-кальциевый состав воды резко отличался от состава конденсатов магматических фумарольных газов, водных вытяжек из пепла БТТИ, атмосферных осадков в районе БТТИ и поверхностных и подземных вод в районе лавового щита этого района. Последние, по данным Т.П. Кирсановой и др. [1978], имели минерализацию 20–60 мг/л, гидрокарбонатно-натриево-кальциевый состав. Во время извержения минерализация в этих водах достигала 300 мг/л, снизился рН, появились хлор и фтор. На химической состав воды лавового щита, питающейся в основном атмосферными водами, видимо, повлияла магматическая составляющая БТТИ. Растворенные вещества могли быть захвачены из газового облака БТТИ или из пирокластического материала.

Из табл. 13, 14 видно весьма существенное различие в составе вод вновь образованного кратерного озера вулкана Плоский Толбачик в период БТТИ и вод, непосредственно связанных с БТТИ: магматических, на пеплах, атмосферных, поверхностных и подземных. В воде кратерного озера  $Cl + F < S$ ; в водах, связанных с БТТИ,  $Cl + F > S$ . Видимо, магматические газы подкорового базальта, питающего БТТИ, не проникали в кратер Плоского Толбачика перед БТТИ.

Состав вытяжки из пепла приближается к составу возгонов и водных вытяжек, полученных во время периодов активности Плоского Толбачика в предшествующие годы. Во время усиления активности Плоского Толбачика в 1965 г. возгоны были представлены галоидами и сернистыми солями [Пронин и др., 1970]: в водной вытяжке хлор-ион преобладал над сульфатом (см. табл. 14). Во время усиления активности Плоского Толбачика в 1968 г. содержание галоидных газов в водной вытяжке из пепла было высоким [Кирсанов, Пономарев, 1974]. Таким образом, перед БТТИ отмечалась слабая активизация кратера вулкана Плоский Толбачик в виде появления в газах  $NH_3$ , F, Cl; она определялась, видимо, дегазацией лавы

Таблица 13

Состав воды кратерного озера (мг/л) вулкана Плоский Толбачик и вод, связанных с БТТИ

Компоненты и их отношения	1	2	3	4	5
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	0,4	0,7	—	—	0,05
K <sup>+</sup>	68,0	10,1	118	7	268
Na <sup>+</sup>	289,0	22,0	332	18	288
Ca <sup>2+</sup>	425,0	7,9	264	60,0	10
Mg <sup>2+</sup>	144,0	13,7	228	26,6	7,3
F <sup>-</sup>	0,8	60	890	15,0	0,15 (HF)
Cl <sup>-</sup>	106,0	231	4810	191,7	1,29 (HCl)
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1960,0	1,0	163	44,0	0,28 (SO <sub>2</sub> ) 0,24 (H <sub>2</sub> S)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	48,0	—	—	15,8	5,7 (CO <sub>2</sub> )
H <sub>3</sub> BO <sub>3</sub>	57,0	—	—	—	64 (B)
Cl + F/SO <sub>4</sub> (S)	0,05	231	34	47	3
Cl/F	132	4	5,4	12,7	8,6
Na + K/Ca + Mg	0,6	1,5	0,90	0,3	32
Na/K	4	2,2	2,9	2,6	0,9
Ca/Mg	3	0,6	1,1	2,3	1,3

Примечание. 1 — вода кратерного озера, образовавшегося во время БТТИ, вулкан Плоский Толбачик; 2 — атмосферные осадки, собранные в течение суток в районе Северного Прорыва, pH 6,32; 3 — атмосферные осадки в районе Южного Прорыва; 4 — озеро у р. Каменистая, pH 6,0; 5 — конденсат газа. Анализы 1, 4 заимствованы из статьи Т.П. Кирсановой и др. [1978], анализы 2, 3, 5 — из монографии И.А. Меняйлова и др. [1980].

Таблица 14

Cl, F, S в кратерном озере вулкана Плоский Толбачик, в газах и водах из района БТТИ, собранных во время извержения

Объект	Cl/F/S(SO <sub>4</sub> )	Литературный источник, из которого заимствованы анализы
Вода из кратерного озера, вулкан Плоский Толбачик	1/0,008/19	Кирсанова, Юрова, 1978
Газ БТТИ (по общему выносу)	1/0,12/0,4	Меняйлов и др., 1980
Водорастворимый комплекс из пеплов БТТИ*	1/0,06/0,3	То же
Атмосферные осадки в районе БТТИ	1/0,05/0,3	”
Поверхностные воды в районе БТТИ	1/0,08/0,5	Кирсанова, Юрова, 1978

\*Пепел из сборов А.И. Фарберова; аналитики Е.К. Серафимова, В.Дунина-Барковская.

верхней части колонны. Влияние эруптивных газов поджорового расплава БТТИ не проявилось.

Это подтверждается также и тем, что в кратере Плоского Толбачика во время БТТИ наблюдался типичный сернокислотный метасоматоз без влияния хлора и фтора. Штуф измененного базальта был взят около газовой струи в кратере Плоского Толбачика в июле 1977 г.<sup>1</sup> С поверхности он был покрыт белой сыпучей массой, состоящей из опала, гипса, алуниита и гематита. Под рыхлым налетом находилась 10-сантиметровая опал-алуниитовая зона. Под микроскопом среди опала и алуниита просматривается реликтовая структура лавы. Крупные вкрапленники плагиоклаза почти нацело замещены прозрачным опалом, тогда как более мелкие — только в центральных частях. Оливин полностью разложен и состоит из бурых окислов железа. Все трещинки в породе залечены гематитом, поры выполнены кристоллитическим алуниитом, ассоциирующим с гипсом.

Под обеленной породой следует маломощная зона розоватой плотной массы. Под микроскопом и здесь прослеживаются структура базальта и реликтовые формы первичных минералов. Основная стекловатая масса и микролиты плагиоклаза приобрели землистый облик. Поры заполнены гипсом в ассоциации с алуниитом. Свежий тонкопористый базальт центральной части глыбы состоит из основной стекловатой массы, микролитов плагиоклаза, а также небольшого количества вкрапленников, величина которых не превышает 0,3 мм. Вкрапленники представлены плагиоклазом, оливином и моноклинным пироксеном. Текстура породы — флюидальная, структура — витропорфировая. Переход от свежего базальта к измененному резкий. В измененной корке от ее внутренней части к наружной увеличивается степень изменения базальта в следующем порядке: разложение стекла, лейст и микролитов плагиоклаза, в порах — гипс; опализация плагиоклаза и гематитизация стекла, оливина и пироксена, в порах гипс + алуниит; полное замещение породы опалом, гипсом, алуниитом и гематитом. Разложение первичных компонентов породы усиливается от вулканического стекла к плагиоклазу, оливиному, моноклинному пироксену. Количество вторичных минералов возрастает к периферии штуфа: в промежуточной зоне гипса всего 16%, алуниита — 36%, во внешней зоне — гипса 26%, алуниита — 40%, опала — 30%, гематита — 4%. Таким образом, минералогическая зональность в штуфе имеет следующий характер: внешняя зона: опал + гипс + алуниит + гематит; промежуточная зона: гематит + гипс + алуниит, интенсивная опализация базальта, окисление оливина; внутренняя зона: землистое вулканическое стекло, лейсты и микролиты плагиоклаза; зона, переходная к свежему базальту: землистый облик имеют только микролиты, в порах редкие кристаллы гипса; центральная зона — почти свежий базальт. Химическое изменение породы полностью согласуется с минералогическим и увеличивается от центра к периферии штуфа. В табл. 15 приведены данные химического состава трех зон образца базальта, который находился в газовой струе. Центральная часть образца представляет собой базальт, слабо измененный петрографически и химически. Содержание воды и сульфата (отражающее степень изменения) составляет всего 2,17 и 2,48% соответственно.

<sup>1</sup> Образец любезно предоставлен Г. Флеровым.

Таблица 15

Химический состав (вес. %) зон образца базальта из кратера Плоского Толбачика (образец находился под воздействием фумарольных газов в период БТТИ)

Компоненты	Образец 205			Компоненты и их отношения	Образец 205		
	центральная часть	внутренняя зона	внешняя зона		центральная часть	внутренняя зона	внешняя зона
SiO <sub>2</sub>	50,30	47,38	35,54	K <sub>2</sub> O	1,60	1,55	1,70
TiO <sub>2</sub>	1,51	1,30	0,88	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,10	2,58	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,56	14,79	17,55	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,07	8,00	11,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,74	1,47	3,32	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	0,33	0,32
FeO	3,82	0,28	0,57	SO <sub>3</sub>	2,48	10,12	10,72
MnO	0,13	Сл.	0,02	SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	33	36	40
MgO	3,44	5,39	0,56	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,3	5	5,3
CaO	8,70	5,33	7,16	CaO/MgO	2,6	1	13
Na <sub>2</sub> O	3,40	1,67	2,17	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2	1	1,2

Таблица 16

Привнос-вынос вещества при метасоматическом изменении базальта в кратере вулкана Плоский Толбачик в период БТТИ (атомно-объемный метод)

Элементы	Атомное количество			Привнос-вынос, %		Весовые, %	
	205	205а	205б	205а	205б	250а	205б
Si	133,64	85,35	57,03	-48,29	-76,61	-36	-58
Ti	3,03	1,76	1,06	-1,27	-1,97	-59	-35
Al	55,05	31,43	33,21	-23,62	-21,84	-43	-40
Fe <sup>3+</sup>	9,49	1,20	4,00	-8,29	-5,49	-87	-57
Fe <sup>2+</sup>	8,49	0,42	0,77	-8,07	-7,72	-94	-91
Ca	13,63	14,46	1,34	+6,83	-12,29	+6	-90
Mg	24,77	10,29	12,32	-14,48	-12,45	-60	-50
Na	17,53	5,85	6,77	-11,68	-10,76	-66	-62
K	5,41	3,57	3,48	-1,84	-1,93	-34	-36
H <sub>2</sub> O	38,43	126,54	127,44	+88,1	+89	+230	+230
P	1,04	0,50	0,44	-0,54	-0,60	-54	-60
S	4,94	13,69	12,91	+8,75	+7,97	+177	+161

От мало измененной центральной части образца к его периферии происходит увеличение содержания H<sub>2</sub>O (2,17 → 10,58 → 11,92%), SO<sub>3</sub> → 2,48 → 10,12 → 10,72%), уменьшение содержания SiO<sub>2</sub> (50,30 → 47,38 → 35,54%), TiO<sub>2</sub> (1,51 → 1,30 → 0,88%), суммы окислов железа (8,56 → 1,75 → 3,89%) в основном за счет закисной формы (FeO → 3,82 → 0,28 → 0,57%) и соответственно увеличение окисленности породы - (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO)/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> -

0,55 → 0,84 → 0,85%. Одновременно наблюдается общее уменьшение CaO + MgO и Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, особенно за счет MgO и Na<sub>2</sub>O. Как видим, при прямом сопоставлении химических анализов различных зон образца устанавливается вынос из базальта всех породообразующих элементов, кроме Ca, с привнесом в поруду воды и серы.

Ниже сделан условный пересчет химического анализа внешней зоны на нормативные минералы. Поскольку гипс образуется наиболее легко и в образце почти нет MgO, весь CaO пересчитан с сульфатом и водой на гипс; оставшийся сульфат пересчитан на алунит, хорошо определяемый. Таким образом, во внешней зоне измененной породы новообразованные минералы составляют 63%, в том числе в ней (%): гипса — 27, алунита калинатрового — 30, опала — 5, гематита — 1. В промежуточной зоне, судя по сульфату и воде, новообразования составляют не более 40%.

В табл. 16 приведен расчет привноса—выноса веществ с учетом пористости. Как видим, наиболее инертны Al и Ca.

Сернокислотный метасоматоз в кратере Плоского Толбачика отличается от такового на Южной площадке Первого конуса Северного Прорыва и Восьмого конуса Южного Прорыва БТТИ массовым развитием калинатрового алунита. Видимо, это определяется повышенной концентрацией сульфат-иона и меньшей кислотностью растворов. Почти все редкие и рассеянные элементы в метасоматитах кратера Плоского Толбачика выщелочены, в этом прослеживается сходство с метасоматитами БТТИ, образовавшимися при активной роли серы.

В общем кратер Плоского Толбачика во время БТТИ находился в межпароксизмальном состоянии. Эруптивные газы БТТИ не отражены в составе его летучих, воды кратерного озера и метасоматитов. Активная роль при взаимодействии раствор—порода принадлежит сульфат-иону, высокая ионная сила которого определила образование алунита.

### Глава III

## МАСШТАБ И ХАРАКТЕР ПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКОГО МЕТАСОМАТОЗА И ЭКСГАЛЯЦИОННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА КОНУСАХ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА

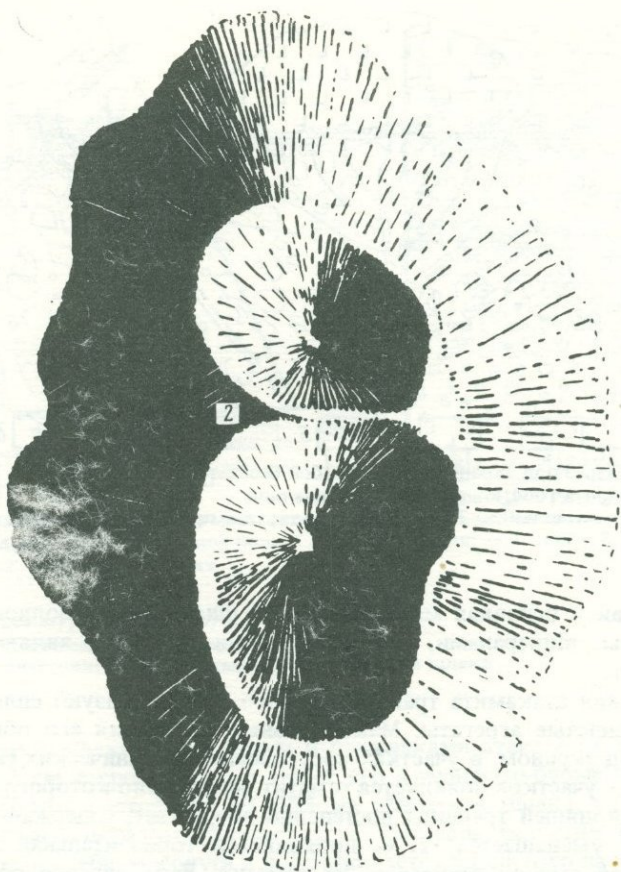
Характер метасоматоза и эксгальационного минералообразования, проявившихся на конусах БТТИ в постэруптивную стадию, не является экзотическим. На конусах Толбачинского Дола сохранились поля бывшей фумарольной деятельности с аналогичным характером изменения базальта и сохранившимися эксгальационными минералами. Ниже дана характеристика процесса минералообразования на конусах района БТТИ и конуса прорыва 1941 г.

Наиболее сходным с Первым конусом БТТИ по локализации фумарольных полей, характеру метасоматоза и эксгальационному минерало- и рудообразованию, а также их интенсивности является конус Высота 1004.

Этот конус представляет собой шлаковую базальтовую постройку с двумя кратерами — Большим и Малым. Его северная часть примыкает к Первому конусу БТТИ. Во время БТТИ на конусе Высота 1004 образовались новые трещины, впоследствии слившиеся с основной трещиной прорыва. Северная часть конуса, а также дно обоих кратеров покрыты сплошным толстым слоем темных шлаков базальта БТТИ. Такие же шлаки наблюдаются в южной части конуса (гипсометрически более низкой, чем северная) мощность их возрастает на склонах конуса и особенно резко увеличивается к его подножию. На крутых участках конуса, приуроченных к его южной прикратерной части, или у гребня кратера они почти отсутствуют (рис. 22).

В прикратерной части конуса выделяются два старых фумарольных поля — южное и юго-западное. Южное поле расположено вдоль крутого южного гребня конуса в виде полосы, сужающейся к западу. Длина поля около 20 м, ширина до 2,5 м. На поле наблюдается множество белесых обломков плитообразной формы, состоящих из шлака, плотно сцементированного фторидами. Особенно много подобных обломков и различных натечных форм фторидов и опала отмечается в осыпи пологого распадка, берущего начало у восточной оконечности фумарольного поля. На самом высоком участке поля находится площадка (1,5 × 4 м), на которой наблюдаются "островки" плит, обломки шлака с гематитом, атакамитом, ральстонитом и опалом. Кроме того, на ней лежит глыба базальта, частично нависающая над кратером, которая у основания оконтурена зеленой коркой атакамита и налетами скоплений кристаллов гематита (рис. 23).

Разрез стенки кратера под этой площадкой представлен (снизу вверх) бурыми крупными и грубыми обломками базальта, промежутки между которыми плотно заполнены более мелкими обломками того же базальта. Там, где разрез перекрыт глыбой базальта, под ней, в стенке кратера, на глубине около 1 м породы несколько осветлены и содержат обособленные зеленые корочки атакамита с сыпью кристаллов гематита. Несколько расщелин, пройденных на этом участке (вкрест простирания склона) до глубины 0,6—0,7 м, вскрыли крепкие породы, местами плотно сцементированные атакамитом, гематитом с небольшим количеством фторидов и примесью опала. При этом скопления атакамита приурочены непосредственно к участкам склона, перекрытым крупными плитами (глыбами), образующими локальный механический экран. Чем больше площадь "экрана", тем значительнее концентрация атакамита, содержащего примесь гематита. К периферии "экранов" количество атакамита заметно уменьшается, а гематита постепенно увеличивается. В участках, перекрытых плитами, атакамит (с примесью гематита) образует в шлаке цемент выполнения, а также заполняет в нем мелкие трещины и поры. Изучение аншлифов из этой зоны показало, что в шлаках, сцементированных гематитом, встречаются мелкие радиально-лучистые сростки и пластинчатые агрегаты, рентгенограммы которых хорошо совпадают с теноритом. В разрезе отмечается общая тенденция концентрации рудных минералов вокруг и вблизи более крупных и плотных обломков. Например, несколько бомб, найденных в шлаке на глубине 40—50 см, покрыты плотной коркой кри-



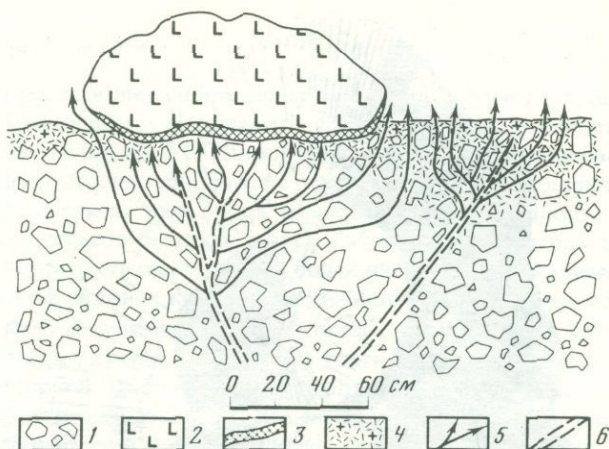
Р и с. 22. Конус высота 1004

1 — Южное фумарольное поле; 2 — Юго-западное фумарольное поле

сталлического гематита толщиной до 4 см; шлаки около бомб также сцементированы гематитом.

Здесь же прослежена трещина (шириной 5–6 м), выходящая на внешний склон конуса и перекрытая осыпью шлака. Она полностью выполнена серовато-черной массой тонкокристаллического гематита, а к ее неровностям и выступам обычно приурочена ассоциация зерен атакамита и крупных пластинок гематита (до 3 см). По всему разрезу наблюдаются различные разновидности и формы выделения гематита — ромбоэдрические кристаллы, таблички и пластинки стально-серого цвета, а также черные зернистые и плотные землистые массы (рис. 24).

Для концентрации гематита наиболее благоприятны зоны с доступом кислорода воздуха, перекрытые "экраном". В таких зонах газовой фильтрации гематит приобретает массовое развитие вплоть до образования гематитовой "руды". Она состоит из шлака, сцементированного гематитом, трещины в шлаке заполнены гематитом, темноцветные минералы



Р и с. 23. Разрез под экранирующей глыбой базальта

Конус Высота 1004, Южное фумарольное поле

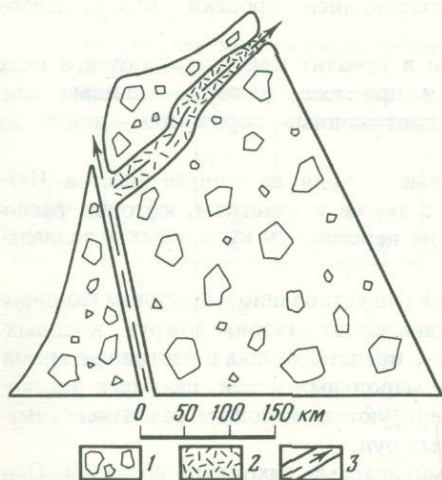
1 - обломки шлака; 2 - глыба базальта; 3 - прослой атакамита; 4 - гематит + тенорит; 5 - газ; 6 - трещины

так же, как и основная масса обломков шлака, почти полностью гематитизированы. Минералами, сопутствующими гематиту, являются тенорит и атакамит.

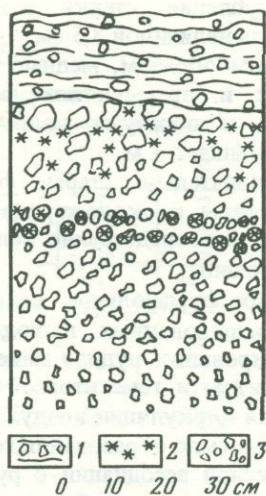
Выделения атакамита травяно-зеленого цвета образуют сплошные плотные и зернистые агрегаты. Максимальные скопления его обычно наблюдаются под экраном, в участках поступления вулканических газов. К периферии этих участков появляется гематит, количество которого с удалением от газывыводящей трещины постепенно возрастает, содержание атакамита при этом уменьшается, т. е. проявляется горизонтальная зональность, выраженная сменой атакамита на гематит. Вертикальная зональность в рудной зоне не отмечается, видимо, условия образования атакамита и гематита неоднократно менялись во времени, определив наложение более поздних минералов на более ранние. Вообще гематит в этой зоне является сквозным и резко преобладающим минералом, составляет не менее 40% от общего объема пород разреза.

Формирование медно-гематитовой рудной зоны обусловлено наличием механических экранов (осыпей, глыб) и вторично-минеральных экранов (плит, сложенных шлаком, который сцементирован фторидами). Таким образом, участок с медно-гематитовым рудообразованием представлял собой в прошлом зону интенсивной газовой фильтрации вулканитов, приуроченную к околожерловой части конуса.

Юго-западное фумарольное поле измененных пород и вторичного минералообразования расположено на юго-западном склоне конуса на гипсометрически более низких участках и на небольшой, довольно пологой седловине, начинающейся у гребня кратера. Площадь поля составляет приблизительно 1,5 км.<sup>2</sup> Оно выделяется на склоне конуса белесыми пятнами и присутствием на поверхности большого количества обломков плит различной формы и размеров, толщиной до 20 см. Среди них встре-



Р и с. 24. Трещина, заполненная гематитом  
 Высота 1004, Южное фумарольное поле  
 1 — шлак; 2 — гематит; 3 — газ



Р и с. 25. Разрез шурфа на глубину 0,8 м  
 Высота 1004, Юго-западное фумарольное поле  
 1 — плиты ральстонита; 2 — атакмит; 3 — обломки шлака

чаются обломки шлака с корочками и примазками атакмита, пластинки гематита до 3 см и сростки их, а также его красновато-бурые землистые скопления. Плиты состоят на 60–65% из обломков шлака, сцементированного главным образом ральстонитом. Площадь развития обломков плит ограничена гребнем конуса и прослеживается вдоль него на несколько десятков метров при ширине до 30–35 м. Шурф, пройденный в 5 м от кромки кратера, вскрыл разрез до глубины 0,8 м. От поверхности до глубины 20 см лежит очень плотная, крепкая плита, отделенная воздушной прослойкой на 2–3 см от нижележащих слабосцементированных светлосерых шлаков. Ниже, до глубины 30–35 см, залегает обеленный шлак с кремовато-белыми налетами фторидов. Здесь же встречаются вытянутые обособления шириной 3–4 см и длиной 5–6 см, сложенные средне- и мелкообломочным шлаком, сцементированным в верхней части землистым гематитом, а в основании плотной массой мелкозернистого атакмита. До глубины 40 см вскрыты слабоуплотненные шлаки серого цвета, без видимых следов новообразованных минералов. В интервале 40–50 см прослеживается прерывистый маломощный горизонт (3–5 см), сложенный обломками шлака, промежутки между которыми частично выполнены округлыми сростками из зерен атакмита с включениями гематита; поперечник сростков составляет не более 3 мм. Такие же сростки покрывают поверхности более крупных обломков и стенки мелких трещин в шлаках. Ниже залегает рыхлый, серый сыпучий шлак (рис. 25). В одном из шурфов, пройденном в 1 м от стенки кратера, под плитообразным минеральным экраном на глубине 25 см была встречена трещина,

в углублении стенки которой сохранились сростки пластинчатого гематита величиной 3,5 см.

Таким образом, медные минералы и гематит концентрируются в виде тонких и прерывистых линзочек и прослоев, которые местами сливаются и образуют маломощные протяженные горизонты; длина их не превышает 1 м.

Следовательно, старые фумарольные поля на конусе Высота 1004 приурочены к околожерловой зоне, а также к участкам, которые расположены непосредственно вблизи нее на пересечении кольцевых и радиальных трещин.

Южное фумарольное поле отражает существование в прошлом мощных сконцентрированных выходов вулканических газов, вокруг которых сформировалась рудная минерализация, представленная в настоящее время атакамитом и гематитом. Участки фумарольных полей, наиболее доступные для циркуляции воздуха, характеризуются массовым развитием гематита вплоть до образования гематитовых руд.

В тесной ассоциации с рудными минералами находятся фториды. Они встречаются в виде беловато-кремовых натечных форм, представленных корочками, инкрустациями и цементом. С фторидами связано образование плитообразных горизонтов на поверхностях медно-гематитовых скоплений. В значительно меньшей степени фториды представлены метасоматическими образованиями. В этих случаях они замещают фемические минералы шлака, а также выполняют в нем поры и трещины. В развитии фторидов следует отметить общую тенденцию — увеличение их количества к периферии участка рудообразования.

К основным факторам, способствующим концентрации рудных минералов, относятся экраны (механический и сублимационный). В случае механического экрана происходит узколокальное рудообразование с ярко выраженной горизонтальной зональностью (атакамит → атакамит + гематит → гематит). В случае сублимационного экрана (плиты) образуются маломощные прослойки, линзы и прерывистые горизонты гематит-атакамитового состава; вертикальная зональность проявляется в увеличении с глубиной атакамита.

Юго-западное фумарольное поле в сравнении с Южным представляло собой, вероятно, систему, существовавшую дольше, имевшую стабилизированные условия. Об этом свидетельствуют обширная площадь, экранлируемая плитами возгонов, и гематит-атакамитовые прослои, фрагменты которых наблюдаются в разрезах всего поля.

Рудообразованию на нем способствовали длительность и интенсивность высокотемпературных газовых струй, их многовыходность; концентрация на большой площади плит — эксгалационных экранов, состоящих из шлака, сцементированного фторидами; отсортированность рыхлого шлакового материала; пологость участка и его более низкое гипсометрическое положение, чем у Южного фумарольного поля.

На Южном фумарольном поле имело место узколокальное газовыделение, интенсивность которого быстро ослабевала, видимо, в результате уменьшения дебита основной газовой струи и зарастания путей движения газов эксгалационными минералами, главным образом гематитом с образованием "рудного" тела типа штокверка. Последнее определило смещение

Таблица 17

Микрокомпонентный состав метасоматитов (г/т)  
Конус Высота 1004  
(приближенно-количественный спектральный анализ)

Компо- ненты	39-3а/78	35-5/78	90	92-1	92-2/78	92-3	1104/78	1104-1/78	1104-2/78
V	28	30	—	—	200	—	53	44	35
Cr	63	200	—	—	600	—	75	63	105
Co	—	15	50	60	30	80	—	—	—
Ni	56	70	150	180	60	280	39	57	40
Cu	$>1 \cdot 10^4$	3000	210	720	$>1 \cdot 10^4$	$6,8 \cdot 10^4$	$>1 \cdot 10^4$	$>1 \cdot 10^4$	$>1 \cdot 10^4$
Zn	320	500	110	340	6000	570	360	500	150
Ga	—	20	—	—	8	—	—	—	—
Sr	—	—	—	—	100	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	30	—	—	—	—
Mo	—	30	—	—	10	—	—	—	—
Ag	0,32	4	—	—	8	0,17	—	—	0,17
Sn	—	1000	—	—	—	600	—	300	600
Ba	—	100	—	—	100	—	—	—	—
Tl	—	—	—	—	20	—	—	—	—
Pb	74	200	130	130	3000	490	87	130	45
Bi	—	—	—	—	10	—	—	—	—

миграции газов к зоне повышенной проницаемости, т.е. к юго-западному фумарольному полю.

В целом старое рудопоявление на конусе Высота 1004 по локализации, характеру метасоматоза и минералообразованию сходно с таковыми на Втором конусе БТТИ.

В табл. 17 приведено содержание некоторых компонентов в зоне медно-гематитовой минерализации. Особенно повышено содержание Cu (до 10%), а также Zn (до 0,6%) и Pb (до 1,5%). Отношение Zn/Pb варьирует. Обращает на себя внимание высокое содержание Sn — до 1000 г/т, Bi — до 200 г/т, даже до 270 г/т.\* В общем эта минерализация близка к рудной специализации на конусах БТТИ, особенно на Втором конусе.

#### Конус Алайд

На конусе Алайд измененные шлаки базальтов встречены в западной стенке кратера, где можно выделить две зоны. Большая из них приурочена к дайкам, выступающим в стенке кратера, вдоль контактов которых прослеживаются обеленные крупнообломочные шлаки. Другая зона развита в привершинной части склона, в виде дугообразного участка, отражающего фрагмент кольцевой трещины проседания. Кроме того, в скальных выходах агглютинатов, расположенных в 30 м ниже западной кромки кратера, изменения наблюдаются около трещин, особенно ярко они проявлены на пересечениях трещин.

\* Новый анализ.

Таблица 18

Состав метасоматитов (окислы в вес. %, металлы в г/т)

Конус Алайд

Компоненты и их отношения	18-8/77	19-6/77	18-7/77	19-3/77
SiO <sub>2</sub>	36,86	45,10	40,16	80,84
TiO <sub>2</sub>	1,04	1,10	0,95	2,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,47	12,50	15,75	2,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,28	6,32	10,10	1,50
FeO	1,92	2,64	1,81	0,28
MnO	0,07	0,17	0,12	Сл.
MgO	3,50	13,79	14,67	—
CaO	3,35	8,23	6,40	0,70
Na <sub>2</sub> O	2,61	0,20	1,40	0,20
K <sub>2</sub> O	2,78	0,52	0,73	0,52
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	10,95	4,68	5,03	9,03
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,71	0,41	0,29	0,37
F	0,36	—	0,20	—
SO <sub>3</sub>	10,59	4,34	2,40	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	1,3
SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	35,4	44,0	42,3	39,6
CaO/MgO	0,9	0,6	0,44	—
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	1,0	0,4	1,9	0,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0,85	0,7	0,85	0,84
Sc	—	—	—	100
V	150	—	30	50
Cr	400	—	30	200
Co	10	—	50	—
Ni	10	—	50	—
Cu	70	—	6000	30
Ga	30	—	—	—
Sr	200	—	—	—
Zr	100	—	—	100
Pb	—	—	10	—
Ba	150	—	—	100
Ag	—	—	10	—

Примечание. 18-8/77 — частично измененный шлак, в цементе развиты гипс, гематит, фториды и немного атакамита; 19-6/77 — слабо измененный шлак, в порах и по трещинам в оливине развит ральстонит, встречается гипс; 18-7/77 — слабо измененный шлак; в порах ральстонит, гипс, гематит и редкие зерна атакамита; 19-3/77 — обеленный шлак с опалом, встречены мельчайшие зернышки атакамита.

В базальтовых шлаках на этих участках наиболее изменен оливин. С периферии его зерен и в трещинках развиты ральстонит и гематит. Отдельные вкрапленники оливина полностью замещены ральстонитом в ассоциации с селлаитом и гематитом. Неоднократно наблюдалось зональное замещение оливина: внешняя кайма состоит из ральстонита и гематита, к центру зерна она сменяется бурыми и зелеными каемками с различной степенью окисления железа; в центральных частях зерен сохраняется свежий оливин. В лейстах и микролитах плагиоклаза развит нитевидный ральстонит. В порах побуревшего шлака видны кроваво-красные шарики гематита. Шлак сцементирован ральстонитом, гематитом и атакамитом.

На западном склоне кратера Алаид, в 10–15 м ниже вершины гребня, наблюдаются выходы слабосцементированных и слабоуплотненных шлаков. Обломки пористого базальта сцементированы ральстонитом, атакамитом и гематитом. Ниже по склону обнаружен частично измененный шлак, в порах которого развиты гематит и кальцит. На контакте дайки, в кратере, базальт нацело опализирован и содержит примесь гематита. В целом изменения на западном склоне кратера Алаид очень локальны и приурочены к контактам даек или к кольцевым трещинам проседания.

В табл. 18 приведены составы базальтовых шлаков от слабоизмененного до почти полностью замещенного опалом. Характер химического изменения свидетельствует об активной роли газов, а постоянство отношения  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  — об их взаимной инертности. При сернокислотном разложении увеличивается роль калия по сравнению с натрием; возможно, развит криптокристаллический алунит. Содержание  $\text{CaO}$  значительно варьирует и определяется содержанием в метасоматите гипса; окисленность породы возрастает. В табл. 19 и 20 приведен микрокомпонентный состав базальтовых метасоматитов. Повышенное содержание меди отражает типичность их металлогенической специализации. Содержание Pb снижено по сравнению с БТТИ: в одном из образцов Zn находится сравнительно с Cu в тех же концентрациях, что редко наблюдается на БТТИ. Здесь, так же как и на БТТИ, содержание ванадия выше содержания хрома.

### *Конус Гора Высокая*

На этом конусе (рис. 26) был встречен всего один участок измененных базальтовых шлаков; он расположен в западной стенке кратера, в 25 м ниже его кромки. Обеленные шлаки наблюдаются в кратере вокруг останца агглютинированных пород, фиксирующего радиальную трещину. Фториды развиты в шлаках по трещинам и порам, а также в виде корочек и налетов кремовато-белого цвета. В штучном образце под корочкой ральстонита обнаружен атакамит.

В измененной зоне постоянно присутствуют рассеянные шарики гематита, скопления которых на поверхности шлаков образуют порошковатые налеты, несущие признаки превращения гематита в гидроокислы железа. В табл. 21 приведен состав измененного базальтового шлака. Судя по содержанию F (7,5%), при метасоматозе были активны галоидные газы. Базальт значительно окислен. В образце определяются Cu и Zn при отношении  $\text{Cu}/\text{Zn} = 3$ .

В табл. 22 дан микрокомпонентный состав серии измененных базальтов. Содержание Cu, Zn, Pb в сравнении с кларком повсеместно несколько

Таблица 19

Микрокомпонентный состав метасоматитов (г/т) с медным и гематитовым рудопроявлениями  
Конусы Толбачинского дола  
(атомно-абсорбционный анализ)

Элементы и их отношения	Конус Высота 1004								
	36-2	36-3	37-1	37-3	90/78	36-4	37-4	38-4	
Cu	600	150	1900	500	650	43500	7620	2200	
Zn	250	470	230	220	300	4880	500	1300	
Pb	100	200	80	100	120	360	200	800	
As	—	—	—	—	—	—	—	—	
Sb	250	200	—	150	200	150	200	250	
Hg	—	—	—	—	—	—	—	—	
Au	—	—	—	—	—	—	0,32	0,14	
Ag	—	—	—	—	—	8,4	0,4	0,96	
Li	17	17	17	9	14	14	14	12	
Rb	20	13	30	70	24	15	100	60	
Bi	200	170	100	50	100	150	170	130	
Tl	10	8,5	7,5	—	—	8,5	8,5	7,5	
Ni	140	200	100	100	150	190	140	250	
Mo	—	—	—	—	—	120	—	—	
Cr	200	260	230	220	190	200	270	750	
V	—	300	380	380	270	430	320	400	
Cu + Zn + Pb/As + + Sb + Hg	3,8	7,1	—	5,6	5,3	324,9	41,6	9,2	
Cu/Zn/Pb	1/0, 4/0,2	1/0, 6/0,3	1/0, 1/0,4	1/0, 4/0,2	1/0, 5/0,2	1/0, 1/0,008	1/0, 06/0,0	1/0, 0/0,4	
Au/Ag	—	—	—	—	—	—	0,8	0,1	
Li/Rb	0,8	1,3	0,6	0,13	0,6	0,9	0,14	0,2	
Cr/V	—	0,9	0,6	0,6	0,7	0,5	0,8	1,9	
Bi/Cu	0,3	0,2	0,05	0,1	0,1	0,003	0,02	0,06	
Tl/Cu	0,02	0,01	0,004	—	—	0,0003	0,001	0,003	
Ni/Cu	0,2	0,3	0,05	0,2	0,2	0,004	0,02	0,1	
Mo/Cu	—	—	—	—	—	0,002	—	—	

Примечание. Анализированные образцы, кроме 90/78, отобраны в 1977 г.

повышено. Отношение  $Cu/Zn/Pb = 1/(0,15-1)/(0,05-0,3)$ , нет резкого преобладания Cu над Zn и Pb; Zn больше, чем Pb ( $Zn/Pb = 1,5-5$ ). По сравнению с конусом Высота 1004 медное эксгальационное рудопроявление занижено.

#### Конус прорыва 1941 г.

Изменение базальта и эксгальационное минералообразование на конусе Прорыва 1941 г. и особенно на лавовом потоке весьма незначительные. Судя по описаниям Б.И. Пийпа [1946], и в начальную постэруптивную стадию эти процессы также не были интенсивными. В 1978 г. эксгальационное минералообразование фиксировалось только на стенках трещин, идущих

Конус Высота 1004			Алаид			Плоский Толбачик		
39-4	39-5	37-2	18-10	19-3	19-4	20	20-1	20-4
70 000	350	103 000	350	600	550	600	350	400
490	130	1750	340	180	110	160	210	90
960	—	1570	—	—	—	50	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
250	—	150	—	—	—	200	—	—
—	—	0,06	—	—	—	—	—	—
—	—	7,5	—	—	—	—	—	—
—	1,1	—	—	—	—	—	—	—
30	30	14	17	—	—	6,0	—	—
150	120	24	22	34	34	16	16	40
170	80	80	100	50	—	100	50	50
—	—	—	—	—	—	—	—	—
150	60	270	120	40	20	120	30	70
420	—	110	—	—	—	—	—	—
200	—	210	180	190	160	190	160	—
320	—	320	350	240	—	480	380	—
285,8	—	708,8	—	—	—	3,5	—	—
1/0,	—	1/0,	—	—	—	1/0,	—	—
007/0,01	—	02/0,01	—	—	—	3/0,1	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,2	0,2	0,6	0,8	—	—	3,7	—	—
0,6	—	0,6	0,5	0,8	—	0,4	0,4	—
0,002	0,2	0,0007	0,3	0,09	—	0,2	0,1	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,002	0,2	0,003	0,3	0,07	0,07	0,2	0,08	0,2
0,006	—	0,002	—	—	—	—	—	—

от центрального нека, в виде маломощных корочек ральстонита. В пористых базальтах обнаруживаются ральстонит, флюорит, опал и гематит.

В табл. 23 приведен микрокомпонентный состав метасоматитов, развитых на конусе прорыва 1941 г. Особого превышения Cu над Zn и Pb не наблюдается:  $Cu/Zn/Pb = 1/(0,2-0,8)/(0,04-1)$ ; отношение  $Zn/Pb = 0,2-3$ . В отличие от БТТИ здесь Ni преобладает над Co, Cr над V.

Итак, на конусах Толбачинского Дола, локализованных вблизи Северного Прорыва БТТИ, характер пневматолитического метасоматоза и эксгальационного минералообразования близок к таковым на конусах БТТИ. Сохранились реликты фторметасоматитов и вулканитов, измененных под действием сернистых газов, содержащих возгоны ральстонита, флюо-

Таблица 20

Микрокомпонентный состав метасоматитов (г/г)  
Конус Алайд

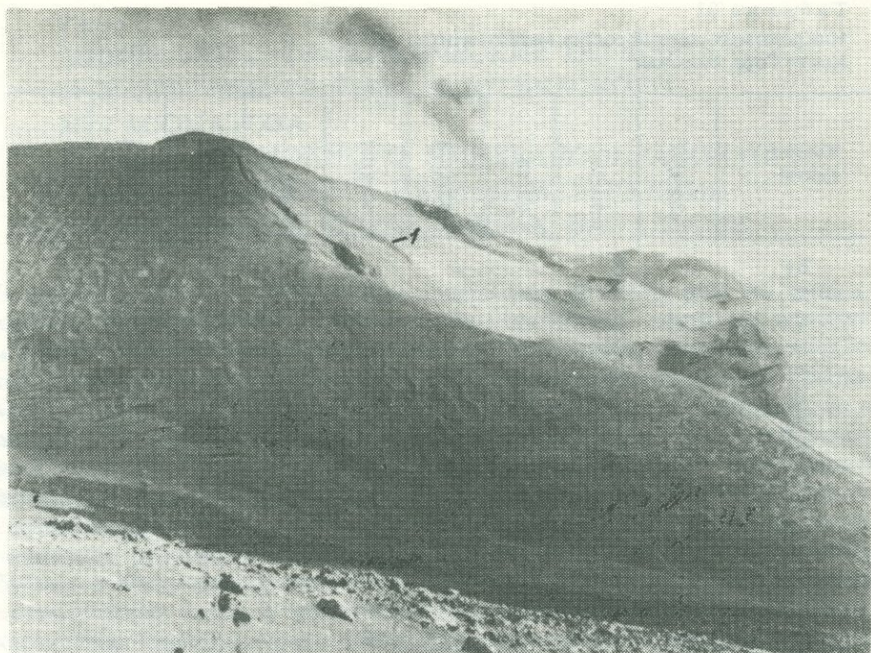
Компоненты	18-3/77	18-7/77	18-8/77	68-2/78-41	88-2
Be	4	—	—	—	—
V	150	30	150	180	—
Cr	500	30	400	500	—
Co	10	50	10	20	80
Ni	40	50	10	100	180
Cu	100	6000	70	90	84
Zn	—	—	—	—	1608
Ga	20	—	30	20	—
Sr	150	—	200	100	—
Zr	90	—	100	90	—
Ag	—	10	—	—	—
Ba	350	—	150	200	—
Tl	—	—	—	50	—
Pb	—	10	—	—	760

Таблица 21

Состав метасоматита  
Конус Гора Высокая

Компоненты и их отношения	Вес. %	Компоненты	г/г
SiO <sub>2</sub>	39,36	Sc	60
TiO <sub>2</sub>	1,30	V	100
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43	Cr	200
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,48	Co	80
FeO	2,06	Ni	150
MnO	0,17	Cu	450
MgO	8,36	Zn	120
CaO	9,45	Ga	80
Na <sub>2</sub> O	2,17	Zr	50
K <sub>2</sub> O	1,20	Ba	100
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,20		
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,40		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,54		
F	7,45		
SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	30		
CaO/MgO	1,1		
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78		

Примечание. Образец представляет собой базальтовый шлак, частично сцементированный фторидами; в порах и цементе есть зерна гематита чешуйчатой и шариковой формы.



Р и с. 26. Конус Горы Высокой. На заднем плане видно извержение Восьмого конуса Южного Прорыва

1 — вулканиты, измененные вдоль радиальной трещины на восточном склоне кратера

рита, опала, гипса, гематита и кальцита. В отличие от БТТИ здесь ярче проявлено совмещение в пространстве продуктов фтор-сульфат-карбонатного воздействия, отражающее законченность постэруптивного процесса. Так же, как и на конусах БТТИ, характерна медно-гематитовая минерализация, по интенсивности сдвинутая в сторону гематитовой минерализации. Это, видимо, определяется не только законченностью эксгальационного процесса, но и повышенной растворимостью сульфатов и хлоридов меди по сравнению с гематитом.

Максимальный фторметасоматоз и медная минерализация отмечаются на конусе Высота 1004, наиболее близком к Северному Прорыву. Он локализован на оси прорыва БТТИ, которое, видимо, унаследовало зону, активную ранее. Характер эксгальационного рудопроявления также сходен:  $Cu > Zn$  и  $Pb$ , но с относительно уменьшенной ролью меди.

На более удаленных конусах — Гора Высокая и Алаид — интенсивность подобных процессов рудной минерализации несколько занижена. В отличие от конусов, расположенных вблизи района БТТИ, на конусе прорыва 1941 г., удаленном от конусов Толбачинской группы, процессы пневматолитического фторметасоматоза и эксгальационного медного минералообразования в начальный и конечный этапы постэруптивного процесса проявлены слабо.

Таблица 22

Микрокомпонентный состав метасоматитов (г/т)  
Конус Гора Высокая

Компо- ненты	26-4/77	93/78	93/78	93-1/78	93-2/78	93-1	93-2/78	93-3/78	93-3
Be	-	8	-	-	-	-	-	-	-
Sc	22	-	-	-	10	-	-	60	-
V	220	200	150	-	100	-	200	100	-
Cr	178	300	100	-	200	-	300	200	-
Co	19	30	10	80	-	90	60	-	80
Ni	150	30	30	150	60	160	100	10	150
Cu	-	2000	200	300	200	620	300	250	450
Zn	-	300	-	110	200	140	300	-	120
Ga	-	< 8	-	-	< 8	-	< 8	20	-
Sr	-	200	100	-	100	-	200	-	-
Zr	-	10	60	-	20	-	60	50	-
Mo	-	< 8	-	-	< 8	-	< 8	-	-
Ag	-	< 8	-	-	< 8	-	< 8	-	-
Cd	-	-	-	-	30	-	-	-	-
Sn	38	-	-	-	10	-	-	-	-
Ba	-	100	50	-	-	-	100	100	-
Tl	-	10	-	-	10	-	10	-	-
Pb	22	100	50	60	60	100	60	-	70
Bi	-	< 8	-	-	< 8	-	-	-	-

Таблица 23

Микроэлементный состав метасоматитов (г/т). Конус прорыва 1941 г.

Компонент	88-4/78-41	88-5/78-41	88-5	89-2	89-4/76	89-4
Sc	50	80	-	-	-	-
V	200	180	-	-	80	-
Cr	250	350	-	-	100	-
Co	15	10	80	< 10	1	< 10
Ni	40	70	300	< 10	7	10
Cu	70	100	230	-	52	40
Zn	-	-	10	< 10	30	30
Ga	~10	25	-	-	1	-
Sr	80	150	-	-	-	-
Zr	50	100	-	-	-	-
Sn	-	-	-	-	4	-
Ba	250	30	-	-	-	-
Tl	-	50	-	-	-	-
Pb	70	-	50	< 10	3	40

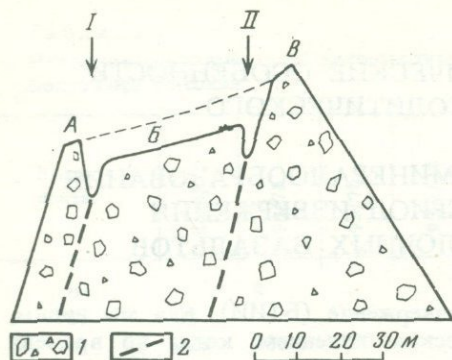
МИНЕРАЛОГО—ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
И МАСШТАБЫ ПНЕВМАТОЛИТИЧЕСКОГО  
МЕТАСОМАТОЗА  
И ЭКСГАЛЯЦИОННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ  
В ПОСТЭРУПТИВНЫЙ ПЕРИОД ИЗВЕРЖЕНИЯ  
ТОЛЕИТОВЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ

Большое трещинное Толбачинское извержение (БТИИ), как мы видим, явилось исключительным геологическим явлением, когда во времени и в пространстве совместились извержения подкорковых толеитовых базальтов Северного Прорыва и менее глубинных субщелочных высокоглиноземистых базальтов Южного Прорыва со специфическими эруптивными и постэруптивными процессами для каждого типа магм. Для постэруптивного процесса Северного Прорыва толеитового базальта с повышенной дегазацией по магмоводу магматических газов, изначально обогащенных галоидами, наиболее характерны галоидный метасоматоз и медное эксгальационное рудообразование. Для постэруптивного процесса субщелочных базальтов Южного Прорыва с менее интенсивной дегазацией по магмоводу магматических газов, и значительно обогащенных серными газами, более характерно сернокислотное изменение вулканитов; фторметасоматоз и медная минерализация резко подавлены. При эксплозивно-эффузивных извержениях толеитовых базальтов, происходивших через три кратера по линии Северного Прорыва, постэруптивный метасоматоз и эксгальационное минералообразование были наиболее интенсивными на Втором конусе, в центре Прорыва, а на его флангах (Первом и Втором конусах) эти процессы были развиты значительно слабее и имели иной характер.

В постэруптивном процессе Северного Прорыва БТТИ отчетливо выступает зависимость характера изменения базальта от локализации фумарольных полей относительно эруптивных центров осевой зоны Прорыва, кольцевых и радиальных трещин на конусах Прорыва; от состава, температуры и влажности газов; от текстурных особенностей вулканитов. В 1977—1980 гг. одновременное, вызванное воздействием перечисленных факторов перерождение базальтов протекало в трех ведущих геохимических обстановках: при активной роли фтора, при температурах больше  $500^{\circ}\text{C}$  и пониженной влажности в центре максимальной постэруптивной активности на Втором конусе, при активной роли хлора и температурах более  $300^{\circ}\text{C}$ , при активной роли сернистых газов в условиях пониженных температур и повышенной влажности в удалении от осевой зоны Прорыва.

В то же время ведущими процессами на Северном Прорыве в течение пятилетнего постэруптивного периода являются фторметасоматоз и образование фторидных возгонов, отражающие обогащение фтором толеитового базальтового расплава под Северным Прорывом. Как отмечалось выше, наиболее интенсивный фторметасоматоз протекал на Втором (Центральном) конусе в привершинной грабенообразной зоне проседания.

Центральная привершинная обеленная зона конуса расположена между главной и периферической кольцевыми трещинами. Она представляет собой опущенный блок, средняя ширина которого 50—60 м, протяженность около



Р и с. 27. Схематический приповерхностный разрез Второго конуса (от кромки кратера до пригребневой части конуса) на уровне Грушевидной камеры

1 — шлак базальта; 2 — концентрические трещины; А — удлиненная площадка; В — основная зона проседания; В — пригребневая зона; I — зона проседания над главной кольцевой трещиной; II — зоны проседания над периферической кольцевой трещиной

300 м. Большая площадь обеления определяется многоканальностью выходов газа. Кроме того, обелению вулканитов с поверхности обломков способствовали и морфологические особенности зоны; над ее просевшей частью в течение пяти лет непрерывно висит смог с высокой концентрацией газов. На поверхности обеленной зоны наблюдаются открытые трещины, возникающие при ее растяжении в сторону периферической кольцевой трещины. Одновременно в этом направлении отмечаются уменьшение газовыделения и снижение температуры и соответственно интенсивность фторметасоматоза. Поверхность поля по сравнению со склоновой южной частью конуса более выровнена в результате перерождения под действием газов, глыб и обломков лавы и шлака. Обеленность зоны обусловлена массовым развитием налетов, корочек, плит и вулканитов, измененных полностью или частично в зависимости от их текстурных особенностей.

Разрез вкрест простирания обеленной зоны фторметасоматоза, проходящий на уровне Грушевидной камеры между прикратерной и пригребневой частями конуса, включая участки, показанные на рис. 27. Со стороны кратера к главной кольцевой трещине примыкает небольшая удлиненная площадка, представляющая собой фрагмент блока, заключенного между второй и третьей кольцевыми трещинами проседания (см. в тексте выше). Наиболее измененные шлаки на этой площадке залегают в 15—20 м от главной газовой струи. С поверхности площадка покрыта налетом кремово-белых фторидов, толщина которого резко увеличивается в местах сосредоточенных выходов газа.

Фторметасоматоз на этом участке имеет ярко выраженный околофумарольный характер. Все стадии изменения породы повторяются вокруг каждого выхода газа, образуя центральную, промежуточную и периферическую зоны. В периферической зоне вначале происходит растворение рудных выделений базальта, развивается ральстонит в трещинах отдельности оливина. Основная масса приобретает землистый облик. Включения стекла и магнетита в микролитах плагноклаза и зернах авгита слегка изменяются. В порах изредка встречаются мелкие шарики гематита, но чаще тонкодисперсные скопления его.

В промежуточной зоне интенсивность фторметасоматоза возрастает; ральстонит полностью замещает зерна оливина, развивается по их периферии, по трещинам, по лейстам плагноклаза и по авгиту. В основной массе различимы микролиты плагноклаза; вблизи пор она слегка осветлена,

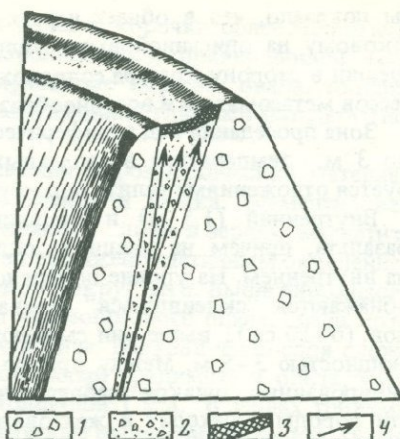
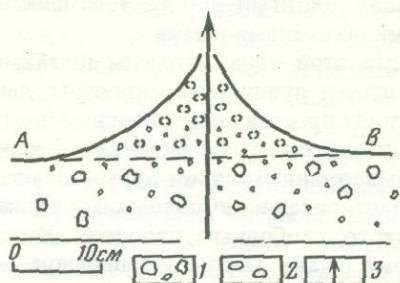


Рис. 28. "Микровулканчик", сложенный фторидами. Второй конус Северного Прорыва

1 — базальтовый шлак; 2 — фториды; 3 — выход газа

Рис. 29. Концентрическая трещина — зона наиболее интенсивной фильтрации газов через вулканиты (разрез)

Над трещиной виден экранирующий плитообразный горизонт фторидов (5–6 см)  
1 — шлаки базальта; 2 — рыхлые осыпные шлаки; 3 — плиты возгонов; 4 — газ

непосредственно у пор прозрачна. Поры оконтурены натечными образованиями ральстонита, на которые нарастают бесцветные кубики флюорита.

В центральной зоне у самого выхода газа обычно хорошо сохраняется только текстура шлака, а также участки с чистым ральстонитом, развитым по фемической составляющей. Порода здесь окрашена в белый и кремовый цвета. Около концентрированных выходов газа образованы "микровулканчики" (рис. 28), основание которых состоит из шлака, нацело измененного фтором. С поверхности они перекрыты коркообразными возгонами фторидов, мощность которых достигает 5–7 см. В общем степень изменения пород и интенсивность возгонообразования находятся в прямой зависимости от расстояния до газовыводящего канала. Площадь изменения пород определяется рассредоточенностью газовых выходов; слияние окологанальных участков метасоматитов и возгонов создает протяженную и широкую зону фторметасоматоза. Мощность этой зоны непостоянна и возрастает в участках повышенной проницаемости.

Зона проседания над главной кольцевой трещиной расположена гипсометрически выше Грушевидной камеры (рис. 29), имеет в сечении V-образную форму, ширина ее основания около 2 м; зона постепенно расширяется в сторону кратера и затем резко обрывается. Внутренняя стенка отрыва (высотой 2,5 м) наклонена в сторону кратера, а внешняя (высотой 2 м) ограничивает с запада основную обеленную зону проседания. Дно этого углубления над кольцевой трещиной представляет собой зону максимальной газовой фильтрации. Стенки трещин сплошь покрыты корочками, инкрустациями, налетами желтовато-белого цвета, выступающие обломки шлаков интенсивно обелены. Петрографическое изучение шлаков из этой зо-

ны показало, что в общих чертах характер фторметасоматоза идентичен таковому на описанной выше удлиненной площадке. Расширение зоны и трещин в сторону кратера сопровождается ослаблением интенсивности процессов метасоматоза и возгонообразования.

Зона проседания над периферической кольцевой трещиной имеет ширину до 3 м, температура в отдельных точках достигает 300°С. Зона фиксируется отложениями галита под крупными обломками шлака.

Внутренний (1,5 м) и внешний борта этой зоны сложены шлаками базальта, причем на внешнем склоне шлаки лучше отсортированы, чем на внутреннем. На уровне поверхности зоны проседания во внешнем борту обнажаются "склеившиеся" сизоватые шлаки с белыми пленками фторидов (0–10 см); выше они сменяются выдержанным слоем бурых шлаков мощностью 3–5 м. Между крепко сцементированными обломками агглютинированных шлаков наблюдается много свободных полостей. Выше эти породы переходят в желтовато-бурые шлаки (мощность прослоя 7–10 см), которые вверх по разрезу приобретают осветленные тона. В желтовато-буром и светло-желтом шлаках наблюдается фторидный цемент плечного типа, содержащий мельчайшие включения гематита.

Просмотр серии шлифов через зонально измененный штуфной образец (снизу вверх), взятый с борта, указанного выше, показал, что зерна оливина везде изменены и замещены ральстонитом. Зерна авгита окружены изотропной каймой, которая около пор имеет зубчатые формы замещения. Около включений магнетита наблюдаются осветление основной массы и побурение краевых частей рудного минерала. Основная масса с едва различимыми микролитами плагиоклаза интенсивно осветлена вокруг пустот, и чем больше размер их, тем больше участок осветления. В порах встречаются агрегаты бесцветного лучистого селлаита, а также кристобалит. По всему разрезу штуфа развит тенорит, количество которого заметно уменьшается к обеленной части штуфа.

Выше по склону (через 20–30 м) прослеживаются рыхлые сыпучие шлаки, среди которых вблизи кромки кратера наблюдается прослой мощностью 5 см, сцементированный белоснежными кристаллами нашатыря, составляющими не менее 40% породы.

Внизу по склону от Грушевидной камеры на протяжении 15–20 м промежутки между камерами эксгаляционного рудообразования покрыты желтовато-белесыми корками фторидов, кое-где в них видны небольшие отверстия, из которых поступают струйки газа.

Корка мощностью 5–10 см в виде прерывистого чехла перекрывает шлаки; со шлаками она не соприкасается и приподнята над ними на несколько сантиметров. Основание корки состоит из обломков перерожденного шлака, сцементированных ральстонитом; количество их резко уменьшается к кровле, и корка становится почти чисто фторидной. Цвет ее от желтого до буровато-желтого зависит от колебаний в содержании гематита. Механические нарушения этой корки вызывают интенсивные выделения газа, и тогда под коркой вскрываются уплотненные мелкообломочные шлаки, нагретые до 350°С. В них прослеживается множество мелких газывыводящих каналов с ореолами тенорита радиусом 10–15 см каждый; величина ореола подчинена интенсивности газового выхода.

Над Грушевидной камерой, на стенках обрыва, на расстоянии несколь-

ких метров от нее, фториды образуют налет и корочки более мощные на внешней стенке обрыва, чем на внутренней. Для привершинной части стенки обрыва характерны белесые мучнистые корочки опала, толщина которых увеличивается до 6 см под нависающими глыбами базальта (под экранами).

В основании разреза наблюдается свежий пирокластический материал, представленный частичками пористого стекла и шлака, сцементированными опалом. Слабое изменение отмечается лишь в зернах магнетита, расположенных в шлаке вблизи пор. Оно выражено частичным окислением магнетита и образованием бурых подтеков вокруг него. Выше пирокластике лежит тонкий прослой землистого и червеобразного опала, среди которого встречаются участки с зернами тридимита. Верхняя часть слоя сложена чередующимися прерывистыми полосочками тридимита и опала, увенчанными гладким налетом тридимита толщиной 1 мм. В зернах тридимита и между ними встречаются мелкие округлые выделения кальцита. Пустоты в корочке, особенно в основании ее, выполнены теноритом и халькантитом, а в "кровле" встречается гематит. Зеленоватые инкрустации халькантита обнаружены во всех образцах, отобранных во внешней стенке обрыва; с приближением к его подошве площадь и толщина их налета возрастают. В некоторых обломках, округленных в процессе их изменения, при расколе можно обнаружить кокардовую текстуру с резкими границами между концентрическими зонами и с мало измененным базальтом внутри. Структура, минералогический и химический состав таких зонально измененных обломков различны и определяются характером воздействия на них газов, богатых фтором, омывающих их и фильтрующихся через них (рис. 30), а также различной пористостью обломков. Часть из них имеет буровато-желтый цвет, гладкую, но неровную, как бы оплавленную поверхность, обломки покрыты налетом толщиной в несколько миллиметров. Окраска определяется мельчайшими буроватыми зернышками гематита и его тонкодисперсными выделениями. Под налетом обнаруживается плотная желтовато-белая зона, состоящая преимущественно из фторидов. Сохранилась пористая текстура базальта. Зерна оливина полностью замещены ральстонитом. По включениям авгита, главным образом по включениям в них рудных минералов, в виде бурых шлейфов развиты гидроокислы железа. В лейстах плагиоклаза изменены включения стекла и магнетита. Помутневшая, но еще плотная основная масса пронизана "нитеями" ральстонита. В порах наблюдаются прозрачные кристаллы минерала с показателем преломления ниже канадского бальзама, ближе не определенного, которые нарастают на мутноватую каемку ральстонита.

Судя по химическому анализу (табл. 24, анал. 75-1), в породе сохранилась часть  $\text{SiO}_2$ ; основная масса образца представлена фторидами Al, Ca, Mg, Na — ральстонитом с примесью флюорита. Белая внешняя зона с резким контактом переходит в мало измененный базальт, в котором, судя по химическому составу, примесь фторидов незначительна (F — 6,8%).

Иная картина минералогического и химического изменения базальта наблюдается в серии других обломков пористого базальта, взятых из участка интенсивной газовой продувки (рис. 31). Образцы также округлены в процессе метасоматоза. В свежем сколе также наблюдается кокардовая текстура. С поверхности наблюдается твердый буровато-желтый налет

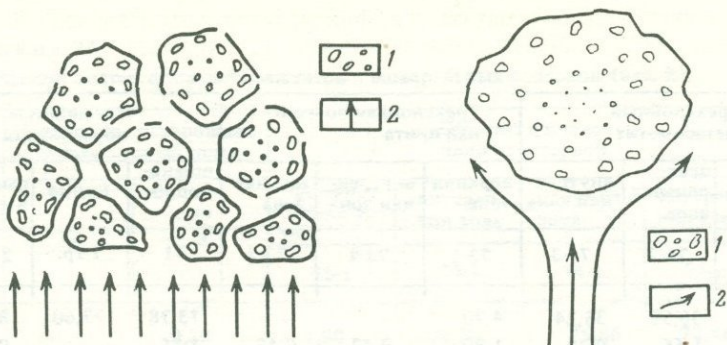
Таблица 24

Химический состав фторметасоматитов и минеральных возгонов (вес. %)

Компоненты	Полностью перерожденный базальтовый шлак		Образец с кокардовой текстурой			
	72	3	промежуточная зона	внутренняя зона	наружная зона	внутренняя зона
			75-1	75-2	74-1	74-2
SiO <sub>2</sub>	—	0,70	7,90	45,20	75,86	77,46
TiO <sub>2</sub>	0,75	0,30	1,02	1,44	1,60	1,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	29,73	24,19	24,58	14,93	3,20	6,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,41	1,52	1,52	5,52	1,51	1,17
FeO	0,14	0,17	0,14	4,31	0,43	0,20
MnO	0,04	0,04	0,15	0,08	—	—
MgO	9,64	9,41	3,94	5,47	1,97	2,49
CaO	4,88	6,10	6,10	7,62	1,52	2,01
Na <sub>2</sub> O	4,70	4,50	3,92	2,51	0,17	0,23
K <sub>2</sub> O	1,32	1,20	1,32	1,32	0,57	0,48
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,40	2,92	2,76	0,44	4,56	2,62
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	20,3	17,84	27,56	3,59	6,74	5,50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,12	0,25	0,21	0,20	0,13
Cl	—	1,82	—	0,42	0,23	0,23
F	32,4	28,4	25,93	6,8	2,5	7,43
CO <sub>2</sub>	—	—	0,14	0,22	—	0,20
SO <sub>3</sub>	—	—	—	0,42	—	—
Be	—	Н. сл.	—	Сл.	—	—
Sc	Н. сл.	—	—	—	—	—
Tl	0,005	—	0,005	0,005	—	—
Pb	—	0,005	Сл.	0,005	—	—
Ga	—	Сл.	—	0,003	—	Н. сл.
B	0,005	—	—	—	—	—
Mo	—	—	0,001	0,008	—	—
V	0,0005	0,0004	0,002	0,02	0,0004	0,0003
Cu	0,002	0,002	0,01	0,15	0,0003	0,006
Zn	—	—	Сл.	0,01	—	—
Co	—	—	—	0,001	—	—
Ni	—	Сл.	Сл.	0,003	—	—
Zr	0,005	Н. сл.	0,005	0,005	0,008	0,005
Cr	0,005	0,001	0,01	0,015	0,003	0,001
Sr	0,01	0,01	0,01	0,02	—	—
Ba	0,02	0,006	0,03	0,01	0,01	0,005
Yt	Сл.	—	0,001	—	—	—

Примечание. В обр. 76-2, 76-3, 71, 1 тр., 2 тр. микрокомпоненты не анализировались; образцы собраны в 1980 г.; н. сл. — ничтожные следы.

Трехслойный метасоматит			Трехслойная возгонная плита			Кремнистые образования		
внешняя зона	центральная зона	внутренняя зона	верхняя зона	внутренняя зона	нижняя зона	шлакоподобные	корка	пылевидные
76-1	76-2	76-3	73-1	73-2	73-3	71	1 тр.	2 тр.
37,22	36,58	35,24	4,20	—	—	73,78	73,60	86,38
0,88	1,65	0,77	1,80	0,43	0,43	1,35	—	0,18
15,96	14,78	14,50	6,66	8,80	17,51	1,83	6,86	2,58
8,65	3,17	2,56	19,13	0,47	1,34	1,10	0,76	1,14
2,72	1,86	1,14	0,17	0,14	0,30	0,20	—	0,43
0,25	Сл.	Сл.	0,05	—	—	—	0,01	0,01
9,85	6,39	7,35	4,16	5,91	6,74	1,09	0,30	0,65
9,15	8,66	5,77	8,23	7,93	9,63	0,91	1,83	1,22
1,86	1,53	2,02	1,15	1,78	1,72	0,13	1,67	0,54
1,11	0,66	0,57	1,64	0,36	0,66	0,24	0,84	0,24
0,72	1,82	2,0	3,56	2,02	2,84	3,02	12,5	3,46
3,56	8,15	11,46	24,28	32,46	28,07	12,03	—	3,46
0,10	0,18	0,19	0,24	0,06	0,04	0,12	—	—
0,91	—	—	10,08	—	—	0,28	—	—
7,1	15,41	11,96	19,7	44,3	26,6	4,94	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,42	—	—	7,07	3,25	2,98	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—
Н. сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
0,005	—	—	—	—	—	—	—	—
0,035	—	—	—	—	Н. сл.	—	—	—
0,002	—	—	0,001	—	"	—	—	—
—	—	—	0,005	—	—	—	—	—
—	—	—	0,001	—	—	—	—	—
0,02	—	—	0,0035	0,0004	0,0003	—	—	—
0,03	—	—	0,005	0,0007	0,0008	—	—	—
0,001	—	—	—	—	—	—	—	—
0,003	—	—	—	—	—	—	—	—
0,015	—	—	0,001	—	—	—	—	—
0,005	—	—	0,006	—	—	—	—	—
0,03	—	—	0,008	0,002	0,003	—	—	—
0,01	—	—	0,01	0,01	0,02	—	—	—
0,01	—	—	0,005	0,007	0,006	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—



Р и с. 30. Просачивание газов через базальтовый шлак, перекрывающий трещинную зону

1 — шлак; 2 — газ

Р и с. 31. Обвеивание газами глыбы пористого базальта

1 — шлак; 2 — газ

фторидов, который переходит в обеленную зону. Последняя имеет резкий контакт с серовато-сизой центральной зоной обломка. Более пористые участки породы выделяются желтовато-белесыми тонами, обусловленными более интенсивным изменением ее вследствие повышенной пористости. Основная масса породы мутная, грязно-бурого цвета. Ральстонит нацело замещает оливин, а в зернах авгита он развит только по трещинам. В последних наблюдается растворение включений магнетита. Около крупных пор основная масса изотропна, но с едва различимыми микролитами плагиоклаза; по направлению к центральной части обломка облик породы изменяется, она становится землистой и изотропной. Во многих порах развит бесцветный (в проходящем свете) минерал, дающий в скрещенных николях неравномерное погасание; минерал еще не определен.

Судя по химическому анализу, внешняя и внутренняя зоны резко обогащены кремнием (см. табл. 24, анал. 74-1, 74-2).

Мелкие плотные белые и светло-кремовые обломки около струи высокотемпературных газов нацело состоят из фторидов, хотя в них иногда просматривается реликтовая структура базальта. Судя по химическому анализу (см. табл. 24, анал. 72, 3), порода бескремнистая, высокоалюминиевая (до 30%  $Al_2O_3$ ), кальциево-магниево-натриевая, богатая водой и в основном отвечает составу ральстонита. Ее состав близок к составу описанной ранее внешней каймы образца с кокардовой текстурой (см. табл. 24, анал. 75-1). Метасоматическая природа ральстонит-флюорит-селлаитовой бескремнистой ассоциации минералов для большей части случаев устанавливается однозначно. Возгонные фториды сопровождают фторметасоматиты и тесно с ними сочетаются, заполняя в породе поры, а также образуя минеральные плиты. Состав одной из таких плит трехслойного строения, бронирующей Южное термальное поле Первого конуса, представлен в табл. 24 (анал. 73-1, 73-2, 73-5). Плита имеет мощность до 5–7 см. Поверхность ее бугристая, но гладкая, окрашена в оранжевый цвет. В ней определено 19,3%  $Fe_2O_3$ , а также 4,2%  $SiO_2$ ; микроскопически просматри-

вается обильная сыпь гематита, т.е. фиксируется явный перенос Si и Fe фторидными газами. Центральная часть плиты белая, однородная, представлена ральстонитом с небольшой примесью сульфата — гипса. Нижняя часть плиты отслоена от шлака и также состоит преимущественно из фторидов с примесью сульфата. Отличие нижней зоны от внутренней по содержанию основных компонентов, составляющих ральстонит, незначительное.

Описанные на Первом конусе возгонные фториды корки по сравнению с фторметасоматитом Второго конуса имеют пониженное содержание  $Al_2O_3$ , MgO,  $Na_2O$  и повышенное — CaO, что видимо, определяется различным температурным режимом. В общем состав возгонных фторидов свидетельствует о газовом переносе в галоидных соединениях всех породообразующих элементов. Низкое содержание  $SiO_2$  в таких корках фторидов, видимо, объясняется достаточно высокой температурой ( $t \sim 300^\circ C$ ), определяющей его миграцию за пределы осаждения возгонной корки.

Высококремнистые образования, сопровождающие фторметасоматоз с фторидными возгонами, присутствуют в трех видах. Пористые, вспенившиеся образования, похожие на шлаки, венчают микровулканчики около газовых струй. Они иногда окрашены в желтый и оранжевый цвет и состоят в основной массе из  $SiO_2$  и  $H_2O$ . Примесь других компонентов (см. табл. 24, anal. 71) составляет около 10%, и, судя по наличию F (до 5%), к кристобалитовому опалу примешиваются фториды. Сходный химический состав имеют белые пылевидные образования, особенно развитые на перемычке между Вторым и Первым конусами по линии прорыва на поверхности прогретых участков фторметасоматитов. В пенистых образованиях не просматривается даже следов структуры вулканита, пепловые частички, обнаруженные в пылевидных образцах, не изменены. В этих случаях кремнезем явно осадился из газов в условиях снижения их температуры.

Несмотря на сложность процесса фторметасоматоза, намечаются три стадии изменения базальта: начальная, при которой сохраняются текстура, структура и основная часть первичных минералов лавы, промежуточная, при которой сохраняются текстура и реликтовая структура базальта при почти полном замещении его компонентов вторичными минералами; конечная, когда происходит потеря текстуры, структуры, минералогического состава исходной породы и превращение лавы в сыпучую массу, состоящую из вторичных минералов, преимущественно фторидов.

Магнетит и оливин — это наиболее чувствительные к воздействию газов компоненты базальта. В начальную стадию изменения породы происходит разрушение и замещение именно этих минералов. В оливине появляются участки гидроокислов железа, которые затем обесцвечиваются и замещаются ральстонитом и флюоритом. Изменение и последующая кристаллизация вторичных минералов по оливину происходят неравномерно и сначала затрагивают включения магнетита в оливине, а также трещины спайности в его зернах (табл. I, II, III, IV). При полном замещении оливина и магнетита фторидами остальные минералы и стекло базальта остаются свежими. Химическое перерождение породы при этом несущественное.

В промежуточную стадию фторметасоматоза изменяются и замещаются фторидами плагиоклаз и основная масса породы. В порах шлака образуются ральстонит и реже флюорит. Основной состав плагиоклаза благоприятен

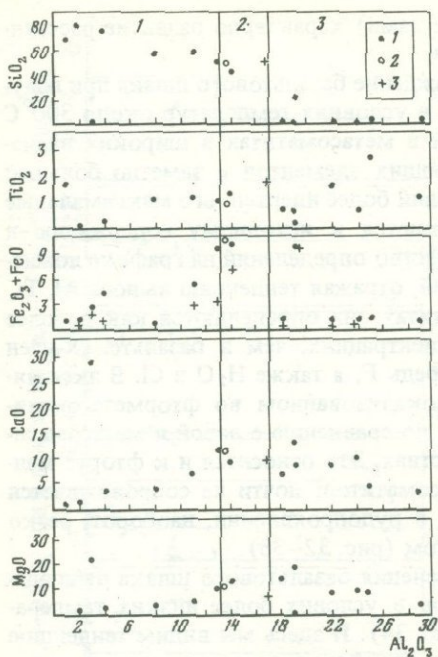
для образования кальциевого ральстонита. Псевдоморфозы пневматолитовых минералов, образующиеся по плагиоклазу, прозрачные, форма исходного минерала не изменена. Участки стекла, по которому развиваются фториды, наоборот, становятся мутными, бурными и пористыми в результате выноса из них части компонентов. Наиболее устойчив к газовому фторметасоматозу моноклинный пироксен, разложение и замещение его фторидами происходят в наиболее прогретых участках.

На конечной стадии метасоматоза образуется белая сыпучая масса, состоящая из фторидов, преимущественно ральстонита. Базальт почти полностью или нацело теряет кремний и железо. В повышенных концентрациях в сыпучке остаются кальций, магний, алюминий, натрий (основные компоненты ральстонита, флюорита и селлаита). Общее содержание щелочей варьирует. Кремний полностью замещен фтором. Содержание воды в метасоматите высокое.

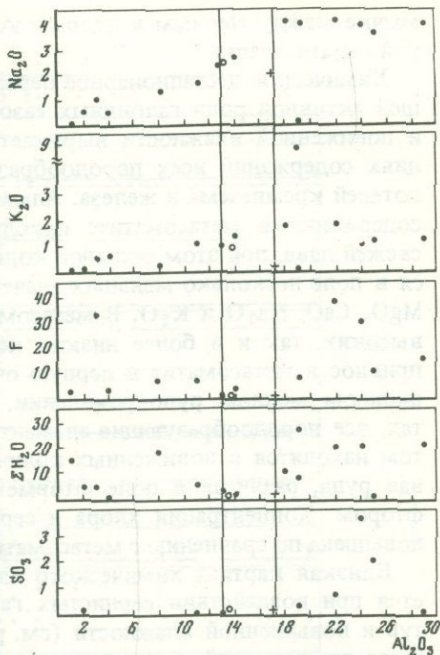
Состав фторметасоматитов и возгонов фумарольных полей варьирует в широких пределах. Это обусловлено нестационарными температурным и газовым режимами шлаковых толщ в сочетании с газовыми продувками, либо мощными и бурными, либо носящими характер спокойного обволакивания шлаков газами, имеющими разную концентрацию фтора. Условия, в которых протекают эти явления, характеризуются повышенной влажностью и соответственно конденсацией паров. Поэтому на основной обеленной зоне Второго конуса в пространстве и времени сочетаются микровертикальная и микрогоризонтальная зональность метасоматоза и возгонообразования: образцы с кокардовой текстурой и различным составом наружных зон и внутренних частей; два крайних типа изменения — наиболее мелкие пористые шлакоподобные до пылевидных скопления — бескремнистые фторидные и высококремнистые образования; корки возгонных фторидов, бронирующие многоканальные выходы газов; изолированные кремнистые скопления.

Галоидный метасоматоз и возгонообразование с ведущей ролью хлора сопровождают фторметасоматоз; основной особенностью этих процессов является широкое развитие гематита и опала.

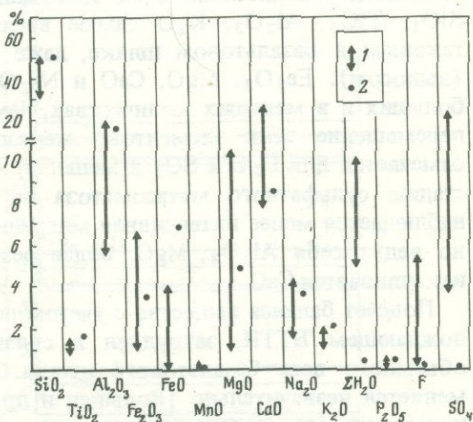
На северо-восточном склоне Первого конуса, там, где в 25 м от кромки кратера проходит кольцевая трещина проседания, расположен участок, особо проницаемый для газов. Он образован сползшим блоком шлаков, сцементированных возгонами. Разрыв стенки кратера и частичное проседание блока позволили нам изучить полутораметровый разрез. Поверхность блока прикрыта козырьком толщиной до 0,2 м, сложенным шлаком, плотно сцементированным возгонами хлоридов, фторидов, опалом и гипсом. Под этим слабопроницаемым козырьком образовалась прослойка газов с температурой, близкой к 500°С; поры и цемент шлака под козырьком выполнены гематитом и халькантитом. Вниз по разрезу между обломками шлака и в порах наблюдаются скопления шариков и пластинок гематита и медистых минералов. Глубже шлак наиболее интенсивно гематитизирован: его обломки замещены гематитом, а между ними развит гематитовый цемент обрастания и выполнения. На глубине 1 м с гематитом ассоциируют хлориды и сульфаты меди — халькантит, халькокианит и др. Гематит цемента наравне с сопутствующими хлоридами, сульфатами меди и теноритом эксгальционный минерал. Железо переносилось газами, ве-



Р и с. 32. Вариации содержания окислов породообразующих элементов во фторметасоматитах и руде  
1 — лава; 2 — метасоматит; 3 — руда



Р и с. 33. Вариации содержания окислов и фтора в метасоматитах Восьмого конуса Южного Прорыва  
1 — метасоматит; 2 — лава



роятно, в виде хлоридов, которые окислялись до гематита. Массовая рассеянная гематитизация развивалась по базальтовому шлаку в основном при окислении железа породы. В целом образовался узколокальный гематитовый прослой с содержанием гематита до 40%.

Формированию гематитовых концентраций способствовали мозаичная структура шлакового конуса, возникновение оползней при проседании конуса, появление трещин, обеспечивающих проникновение по ним высокотемпературных летучих и образование местных минеральных экранов. В отдельных участках спокойно залегающих шлаков (например, на пере-

мычке между Первым и Вторым конусами) характерно развитие рассеянной гематитизации.

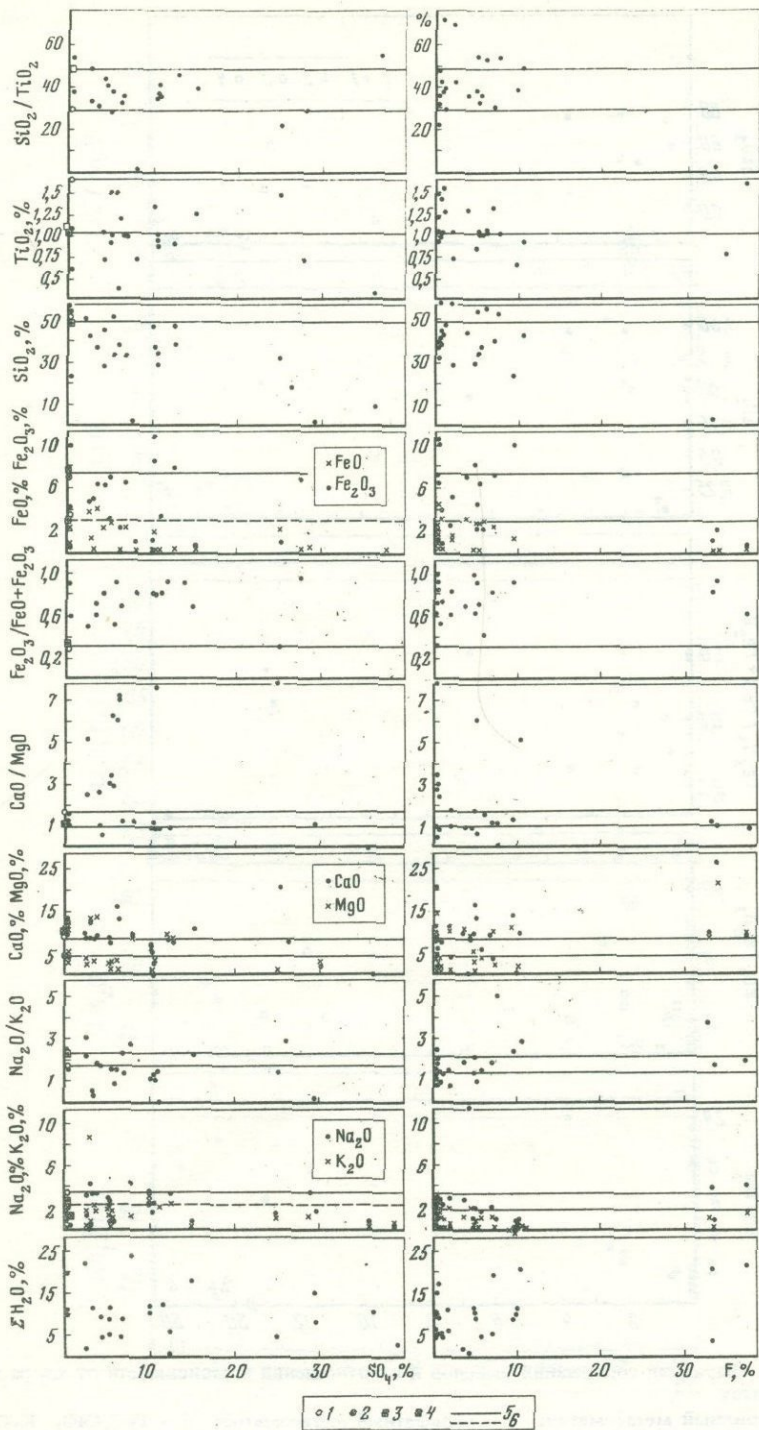
Химическое нестационарное перерождение базальтового шлака при ведущей активной роли галоидных газов в условиях температур около  $300^{\circ}\text{C}$  и пониженной влажности выражается в метасоматитах в широких вариациях содержаний всех породообразующих элементов с заметно большей потерей кремнезема и железа. Алюминий более инертен: его максимальные содержания в метасоматите приближаются к исходному содержанию в свежей лаве, при этом большое количество определений на графике ложится в поле несколько меньших значений, отражая тенденцию выноса  $\text{Al}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . В метасоматитах они определяются как в более высоких, так и в более низких концентрациях, чем в базальте. Обычен привнос в метасоматит в первую очередь  $\text{F}$ , а также  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{Cl}$ . В эксгаляционном медном рудопроявлении, локализованном во фторметасоматитах, все породообразующие элементы по сравнению с лавой и метасоматитом находятся в пониженных количествах. Это относится и к фтору: медная руда, развитая в поле фторметасоматитов, почти не сопровождается фтором. Концентрация хлора и серы в рудопроявлении, наоборот, резко повышена по сравнению с метасоматитом (рис. 32–38).

Близкая картина химического изменения базальтового шлака наблюдается при воздействии сернистых газов в условиях более низких температур и повышенной влажности (см. рис. 34). И здесь мы видим тенденцию широких вариаций в содержаниях породообразующих элементов в метасоматитах сравнительно с их содержанием в исходной лаве. Однако для  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  самые высокие содержания приближаются к таковым в базальтовом шлаке, даже с некоторой тенденцией снижения (выносом).  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  содержатся в метасоматитах и в больших и в меньших количествах, чем в базальте, т.е. налицо локальное перемещение этих элементов; железо окислено. Постоянный привнос отмечается для  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{SO}_3$  и меньший — для  $\text{F}$  и  $\text{Cl}$ . В общем в начальную стадию сульфатного метасоматоза, по сравнению с фторметасоматозом наблюдается менее интенсивная миграция из породы  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ , однотипно ведут себя  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ , более резко выщелачиваются  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , накапливается  $\text{CaO}$ .

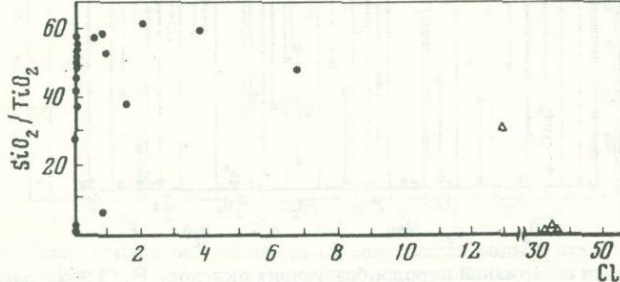
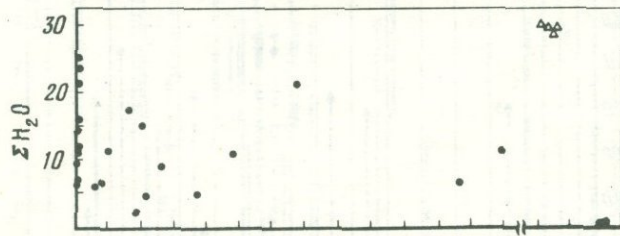
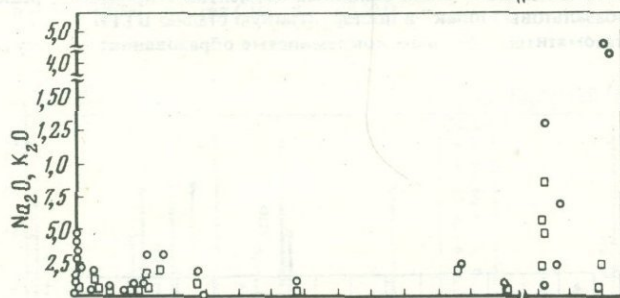
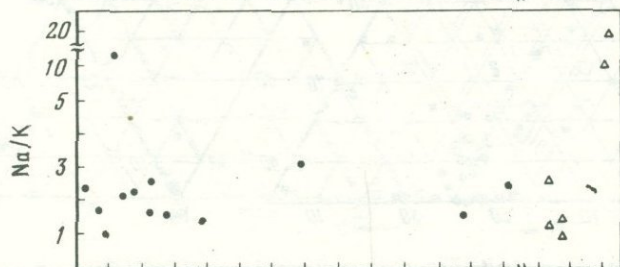
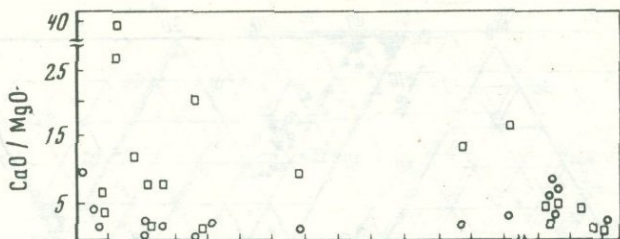
Подсчет баланса вещества с учетом пористости при метасоматозе, сопровождающем БТИ, затруднен в связи с неоднозначным определением объемного веса базальтового шлака. Если химический состав базальта меняется незначительно [Вольнец и др., 1976] и можно при расчетах использовать его среднее значение, то объемный вес варьирует в широких пределах — от 0,5 до 3,0. Поэтому мы пользуемся прямым сопоставлением химических анализов свежих и измененных пород, пересчитанных на 100% без воды, хлора и фтора, явно привнесенных газами и вступивших в реакцию с компонентами породы.

Р и с. 34. Зависимости содержаний окислов и их отношений от  $\text{SO}_4$  и  $\text{F}$  в метасоматитах

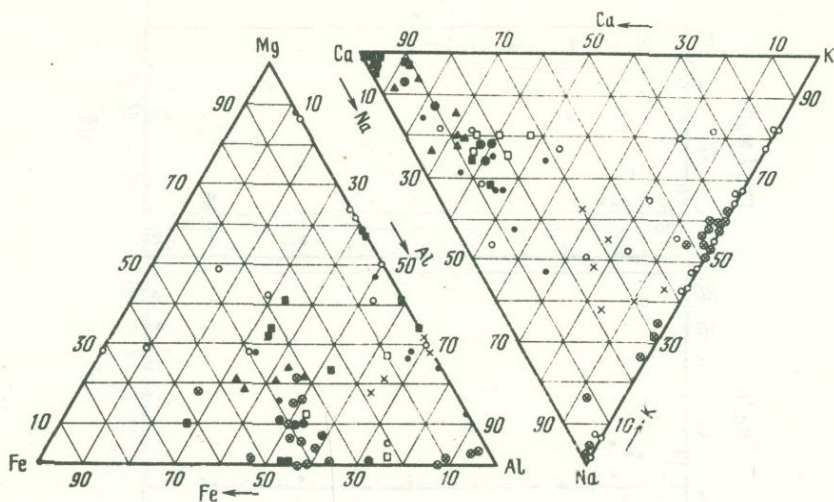
1 — лава Южного Прорыва; 2 — лава Северного Прорыва; 3 — метасоматиты Северного Прорыва; 4 — значения  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ; 5 — граница содержаний окислов в свежей лаве



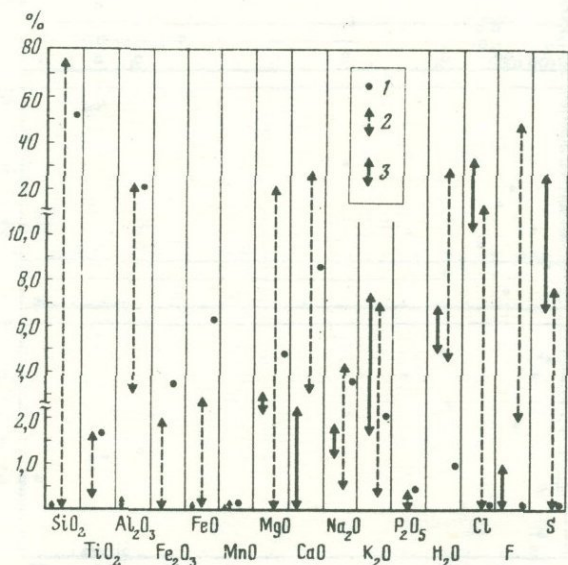




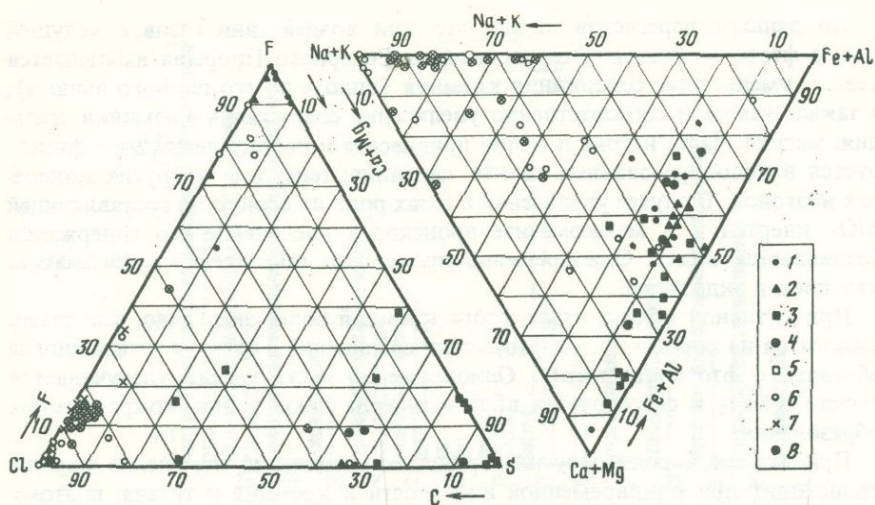
Cl



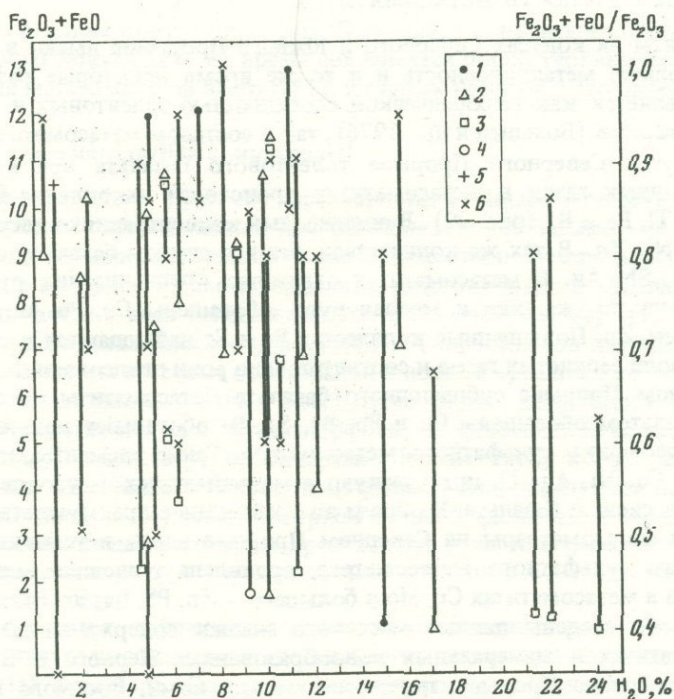
Р и с. 36. Зависимости содержаний основных элементов в продуктах реакций "вулканический газ-базальтовый шлак" в постэрузивную стадию БТТИ  
 1 - фторметасоматиты; 2 - высококремнистые образования; 3 - сульфатмета-



Р и с. 37. Вариации содержаний породообразующих окислов, F, Cl и S в лаве и метасоматитах  
 1 - лава; 2 - метасоматит; 3 - рудопроявление



соматиты; 4 – метасоматиты Третьего конуса БТТИ; 5 – метасоматиты старых конусов; 6 – возгоны; 7 – газ СП; 8 – газ ЮП



Р и с. 38. Зависимость окисленности от содержания воды в лаве, метасоматитах и минералах возгонов

1 – гематит; 2 – гематит + сульфаты; 3 – гематит + фториды; 4 – опал; 5 – лава БТТИ; 6 –  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{Fe}_2\text{O}_3$ .

По данным пересчетов видно, что при воздействии газов с ведущей ролью фтора на базальт Второго конуса Северного Прорыва наблюдается резкое уменьшение содержания кремния (вплоть до его полного выноса), а также железа и соответственно увеличение содержания алюминия, кальция, магния. Часть натрия и калия привнесена в породу летучими и фиксируется в новообразованных галите, сильвине, тенардите и других минералах возгонов. В случае увеличения в газах роли их сернистой составляющей  $\text{SiO}_2$  инертен и в метасоматите происходит увеличение его содержания (развивается опал). Одновременно происходит обогащение метасоматита кальцием в виде гипса.

При активной роли в газах фтора кремний более энергично, чем титан, выносится из породы в виде фтористых соединений и окислы титана иногда обогащают фторметасоматит. Одновременно часть титана улетучивается вместе с  $\text{SiO}_2$  и фиксируется вблизи выхода газов в высококремнистых образованиях.

При активной роли летучих сернистых соединений изменение породы происходит при одновременной инертности и кремния и титана, поэтому высококремнистый метасоматит при сернокислотном разложении тоже обогащен титаном.

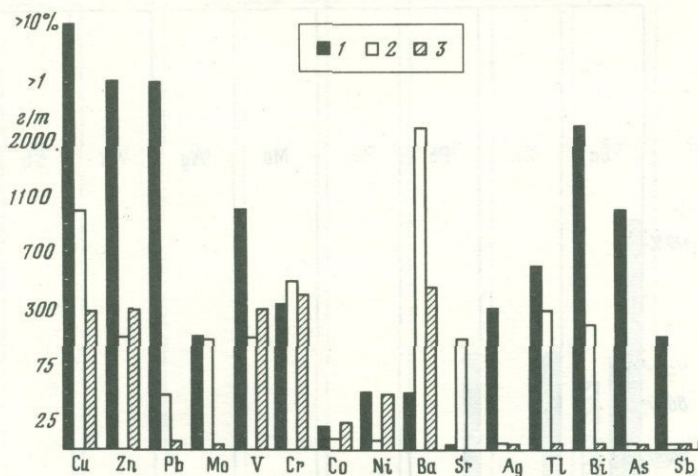
#### МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ

Метасоматиты на конусах Северного и Южного Прорывов имеют в общей массе сходную металлоносность и в то же время некоторые различия. Это определяется как геохимической особенностью толеитовых и субщелочных базальтов [Вольнец и др., 1976], так и составом метасоматитов.

На конусах Северного Прорыва толеитового базальта при ведущей роли галоидных газов в метасоматитах происходит накопление  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Tl}$ ,  $\text{Ba}$  и  $\text{Bi}$  (рис. 39). В пониженных концентрациях в них содержатся  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Zn}$ . В тех же количествах, что и в свежем базальте, определяются  $\text{As}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Ag}$ . В метасоматитах отразилась специализация рудопроявления: они так же, как и медная руда, обогащены  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Tl}$ , за исключением  $\text{Zn}$ . Повышенные количества  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  наблюдаются в случаях активной роли сернистых газов и соответственно роли огипсования.

На Южном Прорыве субщелочного базальта метасоматиты по сравнению с базальтом обогащены  $\text{Cu}$  и  $\text{Pb}$ .  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Bi}$  обогащают метасоматит, отражая специфику сульфатного метасоматоза. Такие элементы, как  $\text{Zn}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Ag}$ ,  $\text{Tl}$ , присутствуют в метасоматитах на уровне их содержаний в свежем базальте. В общем по сравнению с преимущественным галоидным метасоматозом на Северном Прорыве здесь, в условиях преобладающего сульфатного метасоматоза, проявлена тенденция меньшего накопления в метасоматитах  $\text{Cu}$ ,  $\text{Mo}$  и большего —  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Bi}$ .

На рис. 40 сведены данные массового анализа содержания металлов в метасоматитах и минеральных новообразованиях Первого и Второго конусов Северного Прорыва, перемишки между ними, Восьмого конуса Южного Прорыва и старых конусов в районе БТТИ. На графике видна металлоносность, сходная для всех метасоматитов однако с максимальной обогащенностью  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Ag}$  на Втором конусе Северного Прорыва, где локализовано рудопроявление. Содержание этих элементов снижает



Р и с. 39. Содержание элементов в лаве, метасоматите и медном рудопроявлении на конусах СП БТТИ

1 — рудопроявление; 2 — метасоматит; 3 — свежая лава СП

ся на Первом конусе Северного Прорыва, т.е. на фланге самого активного Второго конуса. В то же время сохраняется общая геохимическая специализация метасоматитов всего БТТИ и старых конусов в его окрестностях.

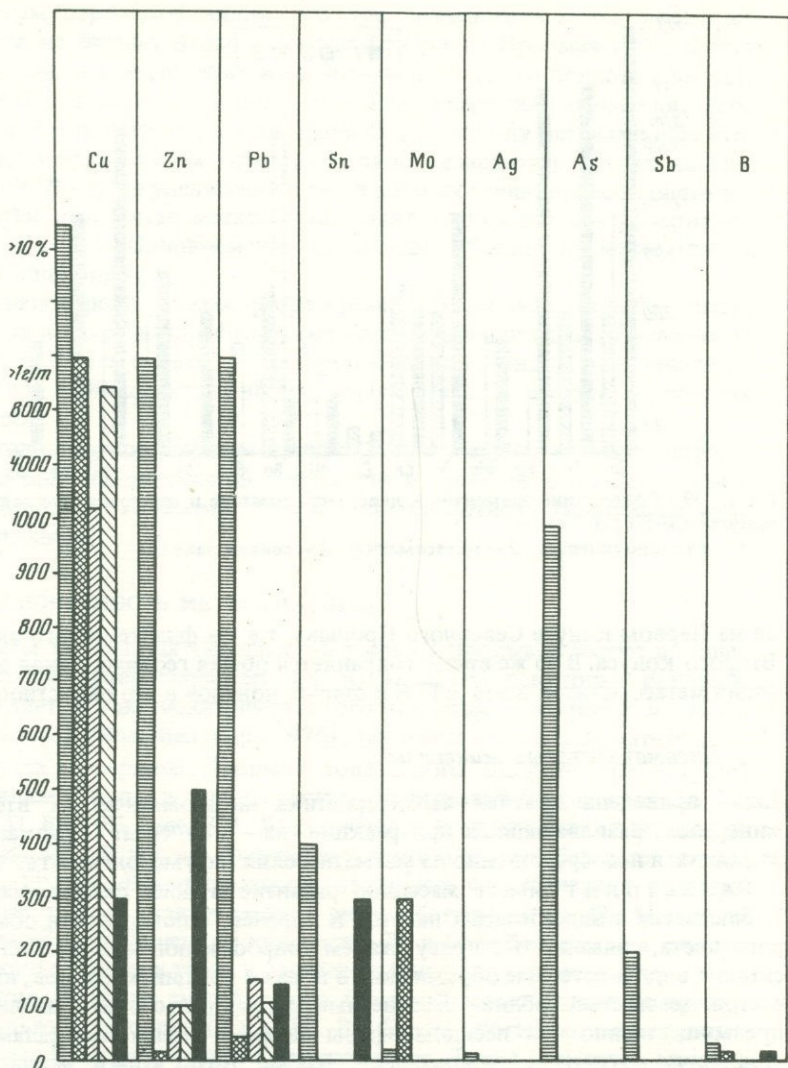
### Пневматолитовые минералы<sup>1</sup>

Ниже приведена краткая характеристика метасоматических вторичных минералов, развивающихся при реакции газ — конденсат — вулканит, осаждающихся непосредственно из магматических и фумарольных газов.

Ральстонит имеет массовое развитие в зоне фторметасоматоза. Наблюдается в виде белесых налетов и корочек, с поверхности обычно бурого цвета, связанного с присутствием гидроокислов железа. Под микроскопом видны натечные образования в порах и трещинах шлаков, имеющие всегда землистый облик. Бесцветные зерна ральстонита наблюдаются преимущественно как псевдоморфозы по фемическим минералам шлака (оливину, магнетиту, пироксенам). Кроме того, корки мощностью в 5–6 см, состоящие в основном из ральстонита, образуются над участками интенсивной высокотемпературной газовой фильтрации через вулканиты. Возгон фторида, в котором преобладают ральстонит, селлаит и флюорит, формируется вокруг газывыводящих каналов в зоне интенсивного фторметасоматоза.

Селлаит наблюдается в тесной ассоциации с ральстонитом в виде пластинчато-волоконистого, бесцветного, но иногда буроватого (за счет железа) минерала. Его радиально-лучистые скопления были встречены в шлаках, где они выполняли пустоты, трещины и полости, присутствовали в частично растворенном оливине и магнетите вблизи пор.

<sup>1</sup> Все перечисленные минералы подтверждены рентгенометрическим анализом (табл. 25).

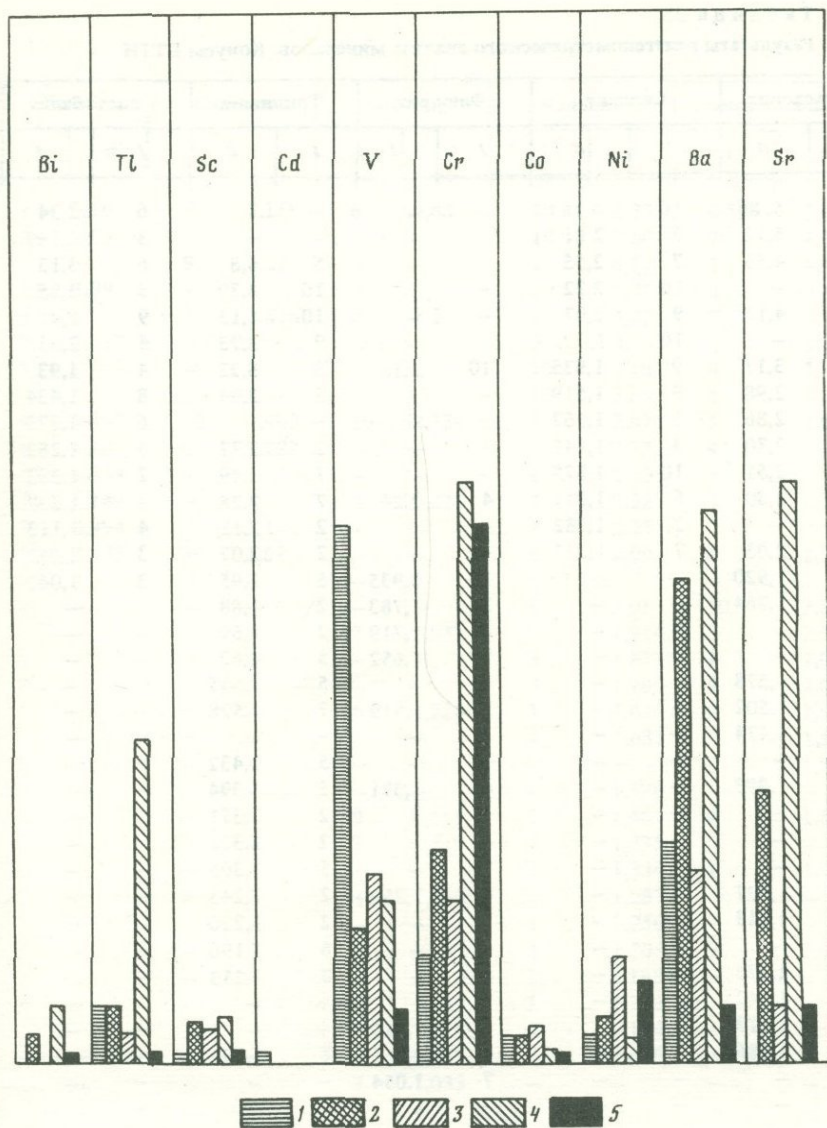


Р и с. 40. Содержание элементов в метасоматитах конусов Северного и Южного Прорывов и старых конусов

1 — Второй конус; 2 — перемычка между Вторым и Первым конусами; 3 — Первый конус; 4 — Южный Прорыв; 5 — старые конусы

Флюорит образует кристаллы додекаэдрической формы, нарастающие в порах на натечные формы ральстонита (см. табл. IV, а, б). Отмечается, что с приближением к более высокотемпературным зонам фторметасоматоза частота встречаемости флюорита заметно возрастает, так же как и величина зерен.

Тридимит наблюдается в виде белых корочек, представляющих собой чередование тонких прерывистых и неравномерных прослоек



(до 0,5 см) опала и тридимита. Под микроскопом тридимит присутствует в порах в виде шестиугольных бесцветных пластинок и сплошных масс со свойственными ему клиновидными секторными двойниками. Ассоциирует с кристобалитом и гематитом. Петрографическое изучение обломков измененных шлаков показало, что тридимит — это обычный минерал на периферии участков фторметасоматоза. Кроме того, в каждом отдельном измененном обломке отмечается тяготение тридимита к корочкам, обрамляющим обломки шлаков, но с приближением к центральным частям участков замещения резко преобладает кристобалит, нередко опал.

Таблица 25

Результаты рентгенометрического анализа минералов. Конусы БТТИ

Ральстонит		Селлаит		Флюорит		Тридимит		Кристаллит	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
8	5,86	10	3,26	—	—	—	—	6	3,34
3	5,12	3	2,81	—	—	—	—	3	3,149
3	4,55	7	2,55	—	—	5	4,8	6	3,13
—	—	10	2,22	—	—	10	4,39	3	2,85
2	4,12	9	2,07	—	—	10	4,12	9	2,49
—	—	10	1,707	—	—	9	3,73	4	2,03
3	3,17	9	1,635	10	3,18	5	3,23	4	1,93
6	2,98	9	1,519	—	—	5	2,94	8	1,434
6	2,86	5	1,462	—	—	—	—	6	1,373
4	2,70	3	1,441	—	—	2	2,77	5	1,282
5	2,51	10	1,375	—	—	7	2,49	2	1,252
7	2,30	6	1,317	4	2,24	2	2,28	3	1,239
—	—	2	1,282	—	—	2	2,11	4	1,113
5	2,03	7	1,227	—	—	2	2,07	3	1,082
9	1,920	—	—	10	1,935	5	1,95	3	1,047
10	1,764	—	—	2	1,783	2	1,88	—	—
—	—	—	—	3	1,719	7	1,69	—	—
—	—	—	—	7	1,652	5	1,62	—	—
3	1,578	—	—	—	—	5	1,591	—	—
5	1,502	—	—	1	1,519	7	1,528	—	—
1	1,474	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	5	1,432	—	—
3	1,393	—	—	6	1,371	5	1,394	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,371	—	—
—	—	—	—	—	—	2	1,336	—	—
—	—	—	—	—	—	5	1,305	—	—
3	1,297	—	—	6	1,259	2	1,243	—	—
2	1,243	—	—	—	—	2	1,226	—	—
—	—	—	—	—	—	6	1,196	—	—
3	1,175	—	—	—	—	5	1,153	—	—
2	1,142	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,113	—	—	8	1,119	—	—	—	—
2	1,086	—	—	—	—	2	1,096	—	—
—	—	—	—	7	1,054	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Режим съемки: дифрактометр УРС-50, Fe-излучение;  $2R=57,3$  мм;  $d=0,6$  мм; Со-изл.,  $2R=57,3$ ;  $d=0,3$  мм. \* — гематит кристаллического габитуса (ромбики, призмы); \*\* — гематит в виде шариков. Селлаит и кристаллит по данным Е.К. Се-рафимовой.

Галит		Сильвин		Нашатырь		Кальцит		Манганокальцит	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
4	3,10	8	3,158	6	3,85	10	8,33	0,5	5,66
9	2,81	—	—	—	—	10	7,60	7	4,65
—	—	9	2,22	—	—	2	4,77	1	4,10
10	1,99	—	—	—	—	10	4,35	3	3,83
—	—	7	1,816	5	3,3	3	3,81	7	3,55
1	1,697	—	—	—	—	3	3,40	7	3,33
6	1,625	—	—	—	—	10	3,18	9	3,13
—	—	6	1,57	—	—	10	3,09	4	3,03
4	1,407	10	1,403	10	2,726	4	2,87	5	2,93
1	1,29	9	1,282	—	—	4	2,72	4	2,85
10	1,259	—	—	—	—	1	2,50	2	2,68
10	1,149	—	—	3	2,220	1	2,32	3	2,55
6	0,994	7	1,109	—	—	4	2,23	2	2,410
10	0,938	10	1,045	—	—	6	2,09	4	2,339
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1	2,01	10	2,226
—	—	—	—	7	1,932	6	1,914	3	2,175
—	—	—	—	—	—	3	1,817	1	2,094
—	—	—	—	—	—	3	1,790	4	2,02
—	—	—	—	6	1,728	1	1,675	4	1,985
—	—	—	—	—	—	2	1,633	1	1,938
—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,873
—	—	—	—	—	—	6	1,596	—	—
—	—	—	—	9	1,569	1	1,452	4	1,572
—	—	—	—	7	1,359	3	1,375	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,334	1	1,407
—	—	—	—	4	1,280	1	1,287	—	—
—	—	—	—	—	—	1	1,250	—	—
—	—	—	—	3	1,222	1	1,208	7	1,286
—	—	—	—	—	—	1	1,183	—	—
—	—	—	—	4	1,163	1	1,162	—	—
—	—	—	—	3	1,115	4	1,144	—	—
—	—	—	—	2	1,070	2	1,090	—	—
—	—	—	—	7	1,033	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Т а б л и ц а 25 (окончание)

Ангидрит		Гипс		Сера		Гематит*		Гематит**	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
3	10,57	7	9,55	3	5,81	2	4,03	1	3,84
1	8,36	8	7,60	—	—	7	3,68	1	3,07
5	7,68	5	6,10	—	—	4	2,98	10	2,75
1	4,76	4	5,10	—	—	2	2,77	9	2,568
—	—	4	4,85	10	3,82	10	2,67	1	2,29
5	4,31	10	4,35	5	3,46	10	2,52	1	2,042
3	3,87	4	3,80	4	3,31	3	2,41	5	1,858
10	3,51	3	3,36	6	3,18	7	2,20	6	1,712
1	3,177	4	3,22	6	3,10	1	2,06	3	1,494
4	3,069	9	3,04	—	—	2	2,02	3	1,460
4	2,902	8	2,89	6	2,85	2	1,866	1	1,108
4	2,860	3	2,83	—	—	9	1,835	—	—
—	—	7	2,69	3	2,60	1	1,766	—	—
3	2,685	1	2,58	2	2,46	10	1,692	—	—
—	—	5	2,22	4	2,43	3	1,637	—	—
1	2,499	5	2,16	—	—	6	1,599	—	—
3	2,336	8	2,06	2	2,39	9	1,486	—	—
—	—	1	1,962	2	2,30	9	1,457	—	—
3	2,14	6	1,872	6	2,13	1	1,390	—	—
3	2,091	6	1,810	—	—	2	1,351	—	—
—	—	4	1,784	1	1,999	7	1,310	—	—
—	—	1	1,660	6	1,898	1	1,283	—	—
2	1,870	4	1,614	2	1,828	7	1,271	—	—
1	1,808	2	1,585	6	1,779	2	1,235	—	—
2	1,755	1	1,414	2	1,668	2	1,219	—	—
—	—	2	1,366	6	1,623	4	1,197	—	—
2	1,652	1	1,328	1	1,583	—	—	—	—
1	1,533	1	1,276	1	1,480	—	—	—	—
1	1,495	3	1,203	4	1,430	—	—	—	—
1	1,421	3	1,144	—	—	—	—	—	—
2	1,324	3	1,088	—	—	—	—	—	—
1	1,285	—	—	—	—	—	—	—	—
2	1,219	—	—	5	1,359	—	—	—	—
1	1,165	—	—	2	1,309	—	—	—	—
2	1,105	—	—	1	1,237	—	—	—	—
1	1,044	—	—	—	—	—	—	—	—

О п а л присутствует в виде мучнистой белой массы, пачкающей руки, а также в виде тонких плотных налетов. Интенсивно развит на Втором конусе, на северном фланге обеленной зоны проседания и на перемычке, у северного склона Первого конуса. Микроскопически опал представляет собой мутную изотропную массу, а также образует в корочках червеобразные скопления с тридимитом.

Г а л и т наблюдается в виде белоснежных кубиков, тесно ассоциирующихся с сальвином, повсеместно развит в участках кольцевых трещин, пере-

крытых глыбами базальтовых шлаков, где температура достигает 400—450°С. Прозрачные, со стекляннм блеском кристаллы галита, отделенные от обломков, через 10—15 мин превращаются в мутноватые сахаровидные массы. Бесцветные в шлифах кубики галита и сильвина обычно встречаются совместно и легко различаются один от другого благодаря разным показателям преломления.

**Нашатырь** образует в шлаках белые корочки (до 1 см) и слагает цемент. Он широко развит в бортовых частях кольцевых трещин проседания. Плотные сростки нашатыря отличаются стекляннм блеском и раковистым изломом, иногда имеют желтоватый цвет. Минерал легко растворяется в воде — в шлифах видны прозрачные "изъеденные" остатки его зерен; реже нашатырь образует отдельные кубики с высоким показателем преломления.

**Кальцит** встречен в тридимитовых корочках в виде мелких выделений со сферолитовым строением.

**Манганокальцит** в виде розовато-белых налетов обнаружен в агглютинатах Третьего конуса, вблизи которых температура была 300—350°С. Ассоциирует с фторидами и тонкой сыпью гематита.

**Ангидрит** встречен в нескольких шлифах измененных шлаков, единичные агрегаты его бесцветных таблитчатых зерен нарастают на стенках пор.

**Гипс** в виде волокнистых игольчатых агрегатов или розетковидных сростков белого и желтовато-бурого цвета образует налеты, корки и пластовые отложения. Сопутствующими минералами обычно являются ангидрит, бассанит, гематит и сера.

**Бассанит** в виде белых плотных игольчатых кристаллов встречается в ассоциации с гипсом, но чаще всего выполняет трещины в гипсовой корке, где скопления его ориентированы параллельно волокнистой текстуре. Под микроскопом это бесцветные, слабо двупреломляющие иголки, оптически положительные, с прямым угасанием и положительным удлинением. По данным ИКС и термического анализа, минерал соответствует бассаниту.

**Сера** образует желтые кристаллы пирамидального облика размером от сотых долей миллиметра до 1,5 мм. Ею выполнены мельчайшие пустотки и трещинки в опалитах. Кроме того, скопления серы в виде жилок и их раздувов наблюдаются под коркой гипса на склоне Южного конуса. Там же, вблизи выходов газа, постоянно присутствуют корочки из кристалликов серы, растущие на обломках шлака; среди них были обнаружены и зернышки пирита.

**Гематит** имеет широкое распространение (на конусах) во всех типах измененных пород. Формы выделения его представлены пластинками, шариками, тонкодисперсными, порошковатыми и чешуйчатыми массами. Гематит в поверхностных условиях "распыляется" не только по всей массе породы, но развивается в корочках новообразованных минералов, что обуславливает различную интенсивность их окраски (от желтовато-бурой до буровато-красной). С глубиной отмечается увеличение размеров зерен гематита и его количества.

Итак, на конусах БТТИ в постэруптивный период в продолжение 5 лет развивается интенсивный пневматолитический метасоматоз с возгонообра-

зованием. Нестационарный режим, вызванный широкими вариациями в составах газов, их влажности и температуры, обуславливает сочетание во времени и пространстве различных метасоматических фаций и минеральных ассоциаций. В то же время геохимические особенности извергнутых в 1975—1976 гг. базальтов определяют специфику преобладания в начальном постэруптивном процессе галоидного метасоматоза для подкоровых толеитовых базальтов Северного Прорыва и сернистого — для менее глубоких субщелочных базальтов. Одновременно при постэруптивном метасоматозе и возгонообразовании, сопровождающими извержение подкорового толеитового базальта, наблюдаются все переходы метасоматических преобразований от галоидного типа на высокотемпературном этапе постэруптивного процесса до сульфатного — на низкотемпературном. Наряду с этим на начальном высокотемпературном этапе в центре Северного прорыва на Втором конусе развито галоидное воздействие, а на периферии оси прорыва — Первом конусе — галоидно-сульфатное.

Пневматолитический метасоматоз выражается тремя минералого-геохимическими особенностями: 1) обогащением метасоматита F, H<sub>2</sub>O, Al, Ca, Mg, Na, отраженным в развитии ральстонита, флюорита, селлаита; 2) обогащением метасоматита Si, Ca, SO<sub>3</sub>, S, H<sub>2</sub>O, отраженным в развитии опала, гипса, серы; 3) обогащением метасоматита Fe<sup>3+</sup> и H<sub>2</sub>O, отраженным в массовом развитии гематита. Широкое развитие фторметасоматоза и фторидных возгонов в постэруптивную стадию на конусах БТТИ и старых конусах Плоского Толбачика свидетельствует об обогащенности фтором подкоровой базальтовой магмы под Ключевской группой вулканов.

## Глава V

### УСЛОВИЯ, МАСШТАБЫ И ХАРАКТЕР ЭКСТАЛИАЦИОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПОСТЭРУПТИВНУЮ СТАДИЮ ИЗВЕРЖЕНИЯ ТОЛЕИТОВОГО И СУБЩЕЛОЧНОГО БАЗАЛЬТОВ

Постэруптивный период на вулканах сопровождается рудной минерализацией различной интенсивности. Большое трещинное Толбачинское извержение и в постэруптивном эксталяционном рудообразовании выделяется как исключительное. Для него наиболее характерна медная минерализация; ей подчинены ванадиевая и гематитовая. На старых конусах, расположенных вблизи области Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ), особенно на конусе Высота 1004, наоборот, проявлена интенсивная гематитовая минерализация на фоне более слабой медной. Это отражает законченность процесса рудной минерализации на старых конусах. Сдвиг в сторону гематитизации определяется большей устойчивостью гематита по отношению к атмосферным агентам, чем сульфатов и хлоридов меди, и захоронением гематитовых образований шлаковым материалом. Видимо, это же должно произойти со временем и на конусах БТТИ — на конечном этапе их постэруптивной активности. В начальный (1977—1980 гг.) этап

этого периода на участке БТТИ формировалась высокотемпературная ( $> 700^{\circ}\text{C}$ ) медная, более низкотемпературная ( $\sim 500^{\circ}\text{C}$ ) ванадиевая, еще более низкотемпературная ( $< 400^{\circ}\text{C}$ ) гематитовая и, наконец, низкотемпературная ( $\sim 100^{\circ}\text{C}$ ) серная минерализация. Гематит является сквозным минералом с максимальной его концентрацией на среднетемпературном интервале.

Нами выделены несколько типов рудопроявлений и ассоциаций рудных и нерудных минералов. Среди них типичными являются: 1) медная камерная ассоциация сложного химического и минералогического состава (хлориды, сульфаты, окислы меди), сопровождаемая вокруг нее фторметасоматозом; 2) приповерхностная "пластовая" медная минерализация с фторидами и гематитом; 3) медно-гематитовая околотрецинная (тенорит, гематит) с хлоридами и сульфатами Cu, Fe, сопровождаемая опалом, гипсом, ральстонитом; 4) гематитовая, рассеянная в вулканитах; 5) ванадиевая с медными минералами; 6) гематит-опал-гипсовая; 7) серная и пиритовая околотрецинная.

### МЕДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Характерна для всех базальтовых вулканов, в том числе для вулканов Ключевской группы на Камчатке. Соединения меди и медные минералы констатировались всеми исследователями побочных конусов: И.З. Ивановым [1941], Ф.М. Дитерихсом, В.С. Кулаковым и А.Е. Святловским [1948], Б.И. Пийпом [1956], С.И. Набоко [1959], Л.А. Башариной [1963], Е.К. Серафимовой [1979], И.А. Меняйловым, Л.П. Никитиной и др. [1978]. Однако массовое образование минералов меди с формированием эксаляционного медного рудопоявления происходит только в постэруптивный период БТТИ на Втором конусе Северного Прорыва, где вплоть до 1981 г. протекают высокотемпературные процессы.

Медные фумаролы были обнаружены в самый начальный период постэруптивной активности Второго конуса [Меняйлов и др., 1980]. Фумарола Медная 1 располагалась на вершине конуса, на внутренней трещине, заполненной разогретыми до красного каления обломками бомб и шлаком. 16. VII 1976 г. сквозь шлак, покрытый возгонами всевозможных оттенков зеленого цвета, проникал газ с  $T=700^{\circ}\text{C}$ . Отобранные газы были "сухими" и состояли в основном из  $\text{O}_2$  и  $\text{N}_2$  в отношениях, несколько более низких, чем для воздуха. Были определены HCl, HF,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2$ , среди которых преобладал  $\text{CO}_2$ . К 5. IV 1977 г. температура газов значительно понизилась, исчез  $\text{H}_2$ , доминирующим остался  $\text{CO}_2$ . В газах уменьшилось содержание металлов.

Фумарола Медная 2 [Меняйлов и др., 1980] располагалась рядом с Медной 1. 7. VII 1977 г. температура газов была выше  $600^{\circ}\text{C}$ . Обломки вулканитов в районе фумаролы были разогреты до красного каления. В устье фумаролы происходило отложение медных возгонов темно-зеленого цвета. В составе газов по сравнению с фумаролой Медная 1 было обнаружено повышенное содержание HF,  $\text{CO}_2$  ( $\text{CH}_4 + \text{т. у.}$ ).

Фумарола Новая была выбрана для наблюдений 6. IV 1977 г. в связи с понижением температуры на фумароле Медная 1. Среди фумарольных газов здесь доминировал  $\text{CO}_2$ ; были также определены P, Na, K, Fe, Zn,

Cu, Co, Ni и Li в количествах, более низких, чем в 1976 г. на fumarole Медная 1, но в то же время более высоких, чем на ней же б. IV 1977 г. Температура на Новой была в это время 700°С.

Фумарола Ядовитая (мы в дальнейшем описываем ее под названием Ниша) располагалась в 2,5 м к северу от Медной 1, на продолжении внутренней трещины. Трещина была открытой, глубиной около 2 м и шириной 1–1,5 м. При давлении, незначительно превышающим атмосферное, газы с легким шумом выделялись из отверстия на внутренней стенке трещины. Температура газов на выходе была около 400°С. Газовые выделения имели буро-оранжевый цвет и были насыщены мельчайшими частичками, рассеивающимися в воздухе и оседавшими на дне и стенках трещины. Газы содержали следы воды и состояли в основном из N<sub>2</sub>, а также O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>.

Минералогию возгонов возле fumarole Ядовитая описала Л.П. Вергасова [1979]. Ею была сделана попытка оценить некоторые масштабы накопления медистых возгонов на основании размеров полости (1 × 2 × 2 м), веса сосулек, сложенных хлоридами меди (100–150 г), веса сосулек сульфатов меди (250–350 г). Покров сульфатов меди, богатых калием, был приурочен к нижним горизонтам полости. Среди минералов возгонов она определила атакамит, параатакамит, меланоталлит, тенорит, эвхлорин, халькокианит. На лавовых потоках Северного Прорыва в то время преобладали нашатырь и минералы, обогащенные Cu, Zn, Pb, Ag, т. е. теми элементами, которые составляли эксгальационное рудопроявление на Втором конусе.

Изучение возгонов, в том числе медьсодержащих, было предпринято Е.К. Серафимовой и ее соавторами [1979]. Сразу после окончания извержения на Северном Прорыве (с октября 1975 г. по январь 1976 г.) эти авторы отмечали интенсивное образование минералов меди на Втором конусе. Среди них были определены тенорит, куприт, меланоталлит, митчеллит, эриохальцит. Интерес представляет описание зонального отложения медных минералов в южной части вершины Второго конуса. В центре fumarольной площадки находилось конусообразное возвышение с "кратером" на вершине, сформированным возгонами темно-зеленого цвета ( $T > 500^{\circ}\text{C}$ ), состоящими из хлоридов и сульфатов; по периферии "кратера" были только галоидные соединения. Содержание воды в возгонах возрастало по мере удаления их от устья выхода газа.

По нашим наблюдениям, начиная с 1977 г. образование рудных минералов, включая эксгальационное рудообразование, продолжалось с прежней интенсивностью. Активной оставалась fumarole Ядовитая (Ниша). Нами были отмечены новые fumaroles с медным рудообразованием. Участки с интенсивными газовыми струями и с максимальной концентрацией минералов меди в 1977–1980 гг. были приурочены к местам пересечения кольцевых и радиальных трещин. Самое сильное газовыделение происходило по трещине, внешней по отношению к мощной обеленной зоне проседания, заключенной между двумя концентрическими трещинами. Внешняя трещина была ограничена с запада дугообразным уступом высотой до 2,5 м, сложенным базальтовыми шлаками. Вдоль подножия уступа были расположены многочисленные мелкие рассредоточенные выходы газов. На стенке уступа, ближе к основанию трещины, в 1977–1978 гг. наблюдалось

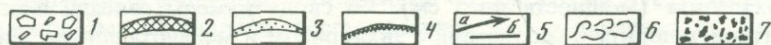
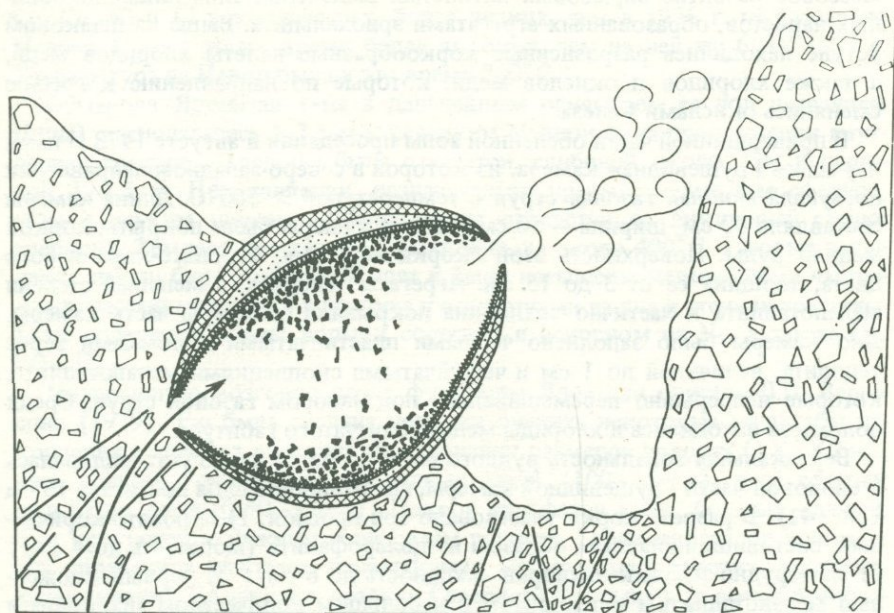
массовое развитие бирюзовых пятнистых выделений типа лишайниковидных наростов, образованных агрегатами эриохальцита. Выше на шлаковом уступе находились разрозненные коркообразные налеты хлоридов меди, а также хлоридов и окислов меди, которые по направлению к гребню сменялись окислами железа.

В привершинной части обеленной зоны проседания в августе 1978 г. нами изучалась Грушевидная камера, из которой в северо-западном направлении поступала мощная газовая струя с температурой  $> 500^{\circ}\text{C}$ . Длина камеры составляла 80 см, ширина — 50 см. Стенки камеры были покрыты коркой медной руды. Поверхность этой корки неровная, буровато-коричневого цвета, толщина ее от 3 до 15 см. Агрегаты тенорита, в меньшей степени меланоталлита и частично эвхлорина покрывали сводовую часть камеры. Дно камеры было заполнено черными пластинчатыми обломками зерен тенорита, величиной до 1 см и чешуйчатыми скоплениями меланоталлита, которые непрерывно перемешивались под напором газовой струи. Среди обломков находились и хлориды меди таблитчатого габитуса.

Вертикальная зональность рудного слоя наиболее четко устанавливалась в сводовой части Грушевидной камеры, где мощность слоя достигала 15 см (рис. 41). В разрезе корки участвовало три прослоя: 1) буровато-коричневый, состоявший главным образом из долерофанита (мощность до 4 см); 2) изумрудно-зеленый эвхлорин (мощность до 6 см); 3) черный, сложенный меланоталлитом и теноритом с небольшим количеством эвхлорина и эриохальцита (мощность до 5 см). Со свода камеры свисали пластины агрегатов тенорита в ассоциации с эвхлорином и меланоталлитом. Пластины были ориентированы по ходу газовой струи и наиболее развиты в центральной части свода; их размер заметно уменьшался по направлению к устью камеры. По мере роста пластинки отделялись от свода камеры и под влиянием силы тяжести падали на дно, образуя своеобразный рыхлый осадок тенорита с эвхлорином и меланоталлитом.

Горизонтальная зональность, отражающая изменение в камере температуры, концентрации и парциального давления кислорода и серы, прослеживается по направлению движения газовой струи. Рудный слой постепенно выклинивается от истока к устью камеры, достигая наибольшей мощности в сводовой части. По характеру прослоев рудной корки можно восстановить эволюцию осаждения соединений меди. Максимальные мощности отложений сульфатов меди приурочены к периоду наиболее интенсивного формирования камеры. Видимо, постепенно происходило зарастание камеры и соответственно уменьшение ее размеров, что влекло одновременно уменьшение дебита газов. Состав минералообразующих газов менялся со временем от сернистого к хлоридному: мощность отложений сульфатов меди постепенно уменьшалась вплоть до выклинивания, наоборот, мощность хлоридов меди увеличивалась. С уменьшением диаметра устья камеры заметно увеличивалось количество минералов окиси меди, а у краев его шло образование сыпи из мелких шариков гематита.

Механизм формирования такого типа камеры, связанной с эксгаляционным рудообразованием, представляется нам в следующем виде. Газ в зоне пересечения концентрической и радиальной трещин с силой вырвался на поверхность, образовав небольшую разработанную воронку. Медные соли, осадившиеся из газовой струи, выросли на края воронки и за 1,5 года сфор-



0 20 40 см

Р и с. 41. Строение камеры, образовавшейся при эксгаляционном рудообразовании, Второй конус

1 - шлак базальта; 2 - сульфаты меди; 3 - хлориды меди; 4 - тенорит + хлориды меди; 5а - входящий эксгаляционный газ, 5б - газ в породах; 6 - "отработанный" газ; 7 - пластинки тенорита и таблички эвхлорина

мировали сводовую камеру с диаметром отверстия на выходе газа, равным 20 см. Судя по первоначальным размерам выходного отверстия и внутреннему диаметру камеры, со временем произошло ее постепенное зарастание и соответственно уменьшился диаметр выхода газовой струи. Отношение диаметра отверстия камеры к ее максимальной ширине стало равным 1,6. При дальнейшем ослаблении интенсивности поступления в камеру газовой струи должно произойти зарастание горловины камеры.

С запада к обеленной зоне в виде уступа примыкает небольшая обеленная площадка удлиненной формы, выклинивающаяся на южном склоне конуса. На ней видны фрагменты концентрических и радиальных трещин проседания. К открытой трещине шириной до 1,6 м в 1977–1979 гг. была приурочена Нишевидная камера (Ниша) с фумаролой Ядовитая [по И.А. Меньяйлову и др., 1980] высотой до 1,8 м, шириной 1,7 м. В 1977 г. из северо-восточного угла камеры вырывалась струя газа серовато-бурого цвета диаметром 0,5 м. Площадь свода камеры, омываемого газами, составляла около 3 м<sup>2</sup>. Мощность рудной корки на своде достигала 12–15 см; ступенчатое дно камеры было выстлано слоем минералов меди толщиной 10 см. В глубине Ниши со свода свисали медные сталактиты, а на дне нарастали

медные сталагмиты темно-зеленого, темно-бурого и черного цвета; их длина достигала 10 см, диаметр 2–3 см. Размеры сталактитов и сталагмитов уменьшались по направлению к истоку газовой струи. Видимая часть горловины Ниши имела неправильную форму и была обрамлена иссиня-черным агрегатом, состоящим преимущественно из хлоридов меди.

Таким образом, характерной особенностью свежих рудных осадков, отобранных в 1977–1978 гг. на своде Ниши, являлось наличие четкой слоистости, обусловленной сменой сульфатов меди хлоридами и затем окислами меди. Слоистость отразила эволюцию медного рудообразования во времени.

Рядом с Нишей стенки открытых трещин были покрыты черным чешуйчатым налетом тенорита и меланоталлита, который в глубине трещины становился более плотным; под ним, ниже первых десятков сантиметров, считая от поверхности, наблюдались изумрудно-зеленые медные минералы. На участках, где трещины были перекрыты обломками лавы, изумрудно-зеленые возгоны сульфатов меди в ассоциации с меланоталлитом и теноритом кристаллизовались не только по стенкам трещин, но и на поверхности обломков, образуя рудный цемент.

В удалении от Ниши, на стенках открытых трещин отмечалось обилие тенорита чешуйчатого облика, а на местах пересечения таких трещин наряду с теноритом развивался гематит. Таким образом на площади вокруг основного рудного поля Ниши формировалась горизонтальная зональность в распределении медьсодержащих минералов.

На уступе рядом с Нишей залегали интенсивно обеленные базальтовые шлаки, на которых возвышались своеобразные "микровулканчики", непрерывно выделяющие газы; они были сложены кремово-белыми пористыми образованиями фторидов, не содержащими минералов меди.

В июле 1980 г. заметно уменьшилась интенсивность газовыделения и появилась возможность более детально изучить основную зону проседания, в которой были обнаружены еще четыре рудные камеры, приуроченные к главной рудообразующей трещине. Три из них были расположены на протяжении 20 м ниже Грушевидной камеры, на расстоянии 3–4 м одна от другой.

Уступ, ограничивающий рудообразующую трещину, в 1980 г. понизился на 0,5 м, а трещинная зона, примыкающая к ней, расширилась в сторону кратера. Все трещины в зоне проседания стали несколько шире, и внутренние стенки (более близкие к кратеру) приобрели больший угол наклона.

Удлиненная площадка, примыкающая к основной зоне проседания и весьма активная в 1978 г., стала почти "безжизненной". В 1982 г. обнажился выход газоподводящего канала, стенки которого были покрыты мощной коркой медных минералов. Формировалась субвертикальная медная дайка.

На южном фланге Второго конуса в 1980 г. выделялись две главные концентрические трещины проседания: одна проходила по кромке кратера, имела температуру 400–550°С, другая – кольцевая – была представлена лишь фрагментами. Так выглядела главная рудообразующая зона, к которой и были приурочены рудные камеры. Наиболее высокая температура сохранилась в Грушевидной камере (красное каление лавы в 1980 г.). Кроме того, обнаружилось, что горловина Грушевидной камеры венчала трещину, которая в 1980 г. приоткрылась до ширины 0,5 м. Эта трещина

имела северо-западное направление и с глубиной постепенно сужалась. Стенки ее были покрыты черным налетом возгонов (меланоталлит и др.), в то время как обломки базальтов, находящиеся в трещине на глубине до 1,3 м, нацело обросли толстой темно-зеленой коркой медьсодержащих минералов, среди которых был обнаружен и ортофосфат меди.

В пределах главной кольцевой трещины, расположенной гипсометрически выше изученной Грушевидной камеры, рудообразующее минералообразование не происходит, тогда как гипсометрически ниже нее, в трех камерах с активно выделяющимся газом, этот процесс продолжается. При этом рудообразование с течением времени (1977–1980 гг.) заметно ослабевает. Самые высокие температуры держатся в Грушевидной камере (красное каление лавы). Несмотря на то что три остальные камеры расположены на той же трещине и гипсометрически ниже, температура в них более низкая. Видимо, Грушевидная камера расположена на "главной" газовой струе, а остальные — на ее ответвлениях. О продолжающемся в 1980 г. выделении газов, образующих минералы меди, свидетельствует эксперимент на рудных камерах. Внутренняя часть кварцевой трубки, погруженной в Грушевидную и соседнюю с ней камеры, за несколько часов покрылась меланоталлитом глянцево-черного цвета, переходящим на воздухе в зеленый минерал. В самой краевой части трубки, касающейся участка лавы, раскаленной докрасна, образовался тенорит (газ просачивался через трубку с помощью откачивающей груши). Подобный эксперимент был проведен И.А. Меняйловым и др. [1980] на фумароле Ядовитая в 1977 г.

Мы пропускали газ через раствор щелочи и кислоты. В лабораторных условиях был определен состав поглощенных газов (см. табл. 7). В пробах преобладал  $\text{CO}_2$ , ему резко был подчинен  $\text{Cl}$  (количество  $\text{Cl}$  на порядок—два было меньше), фтора — значительно меньше, чем хлора (на три порядка). Газы группы серы составляли ничтожную долю. Следовательно, на фоне преобладания в газах  $\text{CO}_2$  галоидные газы продолжают играть существенную роль и, видимо, являются переносчиком металлов. В газах проб определены медь и свинец (газ пропускался через раствор соляной кислоты). Содержание меди было выше, чем свинца (см. табл. 7). Состав газов медных фумарол в 1980 г. в общем сходен с таковым при опробовании в 1976–1978 гг. В них только уменьшилась концентрация фтора и серноокислых газов. Сохранилось высокое содержание хлора, и в отдельных пробах еще большее значение приобрел углекислый газ. Соотношение меди и свинца приблизительно сохранилось. Все это позволяет говорить о продолжении в 1980 г. эксгаляционного медного рудообразования и о переносе металлов летучими.

#### *Минералогический состав медного эксгаляционного рудопроявления*

Самородная медь обнаружена в виде мельчайших единичных выделений в рудном слое (подтверждена методом микрозондирования — *Cameca*, аналитик В.С. Малов, ИГЕМ).

На основании данных рентгенометрического (табл. 26) и оптического анализов эксгаляционных руд выделены следующие минералы (рис. 42, табл. V—XIII).

Тенорит ( $\text{CuO}$ ) присутствует в виде черного налета, состоящего из мелких минеральных чешуек; наблюдается в трещинах на конусах

Северного Прорыва при температурах 300–400°С. С глубиной устанавливается переход от мелкочешуйчатых выделений к более крупнозернистым, образующим довольно компактную массу. В камерах эксгальционного рудообразования наблюдается пластинчатый тенорит (до 1 см), представляющий собой агрегаты его кристаллов.

**Куприт** ( $\text{Cu}_2\text{O}$ ) образует мелкие синева-белые зерна октаэдрической формы. Ассоциирует с теноритом и сульфатами меди как вторичный минерал, образовавшийся, видимо, при окислении других медных минералов.

**Меланоталлит** ( $\text{Cu}_2\text{OCl}_2$ ) образует черные чешуйчатые скопления в виде сплошных налетов в горловинах выхода газа, в трещинах, расположенных в основной рудообразующей зоне. Кроме того, наблюдается в камерах эксгальционного рудообразования в виде прослоев до 1 см, где он обычно ассоциирует с эриохальцитом, халькоцианитом, эвхлорином, долерофанитом. В штуфе при остывании быстро зеленеет, превращаясь в гидромеланоталлит.

**Нантоцит** ( $\text{CuCl}$ ) в виде мельчайшей зернистой массы зеленовато-серого цвета находится в тесной ассоциации с атакамитом и гематитом. Был выделен из аншлифа и подтвержден точечным рентгенометрическим анализом.

**Эриохальцит** ( $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) образует обычно войлокоподобные агрегаты, состоящие из удлиненных зеленовато-голубых и голубых кристаллов. Найден в образцах рудного слоя совместно с халькоцианитом, эвхлорином и долерофанитом, а также в сталактитах и сталагмитах. Широкое развитие эриохальцита в виде лишайниковидных наростов бирюзового цвета наблюдается на стенке блока, примыкающего к кольцевой трещине с активным газовыделением.

**Боталлакит** ( $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) образует тончайшие порошковатые корочки и призматические кристаллы зеленовато-голубого цвета. Находится в ассоциации с атакамитом и паратакамитом: отмечен переход боталлакит → паратакамит → атакамит.

**Паратакамит** ( $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$ ) встречен в виде порошковатого и тонкозернистого налета зеленого цвета в рудном слое, где преобладают скопления зерен меланоталлита. Тесно ассоциирует с атакамитом. Вторичный минерал, образующийся наряду с атакамитом в результате изменения хлоридов меди.

**Атакамит** ( $\text{Cu}_2(\text{OH})_3\text{Cl}$ ) встречен в виде таблитчатых, листоватых, а также спутанно-кристаллических агрегатов голубовато-зеленого цвета; образуется как вторичный минерал в рудном прослое и трещинах совместно с гематитом и теноритом. Новообразованные кристаллы атакамита были обнаружены на оберточной бумаге рудных образцов спустя месяц после того, как они были отобраны и упакованы.

**Халькоцианит** ( $\text{CuSO}_4$ ) встречен в участках окисления медного рудопроявления в виде лазурно-голубых мелкотаблитчатых кристаллов в ассоциации с долерофанитом, меланоталлитом, эриохальцитом и эвхлорином. Агрегаты зерен халькоцианита неустойчивы и на воздухе становятся синими, постепенно превращаясь в порошковатый халькантит.

**Халькантит** ( $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ ) находится в короткотаблитчатых, зернистых и порошковатых формах голубовато-синего цвета; образуется

Таблица 26

Результаты рентгенометрического анализа минералов  
Второй конус, рудопроявление

Тенорит		Куприт		Меланоталлит		Нантоцит	
81-К/78		81-2/78		81/78		80/78	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
7	7,12	10	3,01	7	5,56	8	3,12
10	5,65	10	2,56	10	5,05	3	2,79
1	3,54	2	2,14	4	3,41	10	1,923
7	2,93	2	2,10	3	3,22	3	1,772
7	2,85	7	1,962	3	3,09	9	1,624
7	2,73	4	1,76	8	2,90	2	1,520
6	2,63	3	1,52	9	2,83	2	1,354
3	2,45	2	1,290	10	2,50	3	1,245
6	2,27	3	1,215	4	2,40	1	1,15
4	2,14	4	1,068	5	2,33	2	1,025
4	2,05	4	0,980	9	2,16	—	—
2	1,937	3	0,97	3	2,12	—	—
4	1,853	3	0,877	8	1,916	—	—
1	1,802	—	—	7	1,834	—	—
1	1,768	—	—	7	1,644	—	—
1	1,725	—	—	6	1,594	—	—
1	1,699	—	—	9	1,474	—	—
1	1,620	—	—	6	1,412	—	—
2	1,464	—	—	5	1,404	—	—
2	1,402	—	—	5	1,374	—	—
2	1,372	—	—	6	1,340	—	—
1	1,236	—	—	5	1,258	—	—
1	1,178	—	—	6	1,196	—	—
1	1,114	—	—	6	1,159	—	—
—	—	—	—	3	1,128	—	—
—	—	—	—	7	1,108	—	—
—	—	—	—	5	1,084	—	—
—	—	—	—	4	1,080	—	—
—	—	—	—	1	1,062	—	—
—	—	—	—	5	1,020	—	—
—	—	—	—	7	1,014	—	—
—	—	—	—	6	1,004	—	—
—	—	—	—	2	0,982	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Fe-изл.,  $2R = 57,3$ ;  $d = 0,6$ ; Fe = изл.,  $2R = 57,3$ ;  $d = 0,4$ ;  
 $2R = 86$ ;  $d = 0,3$ .

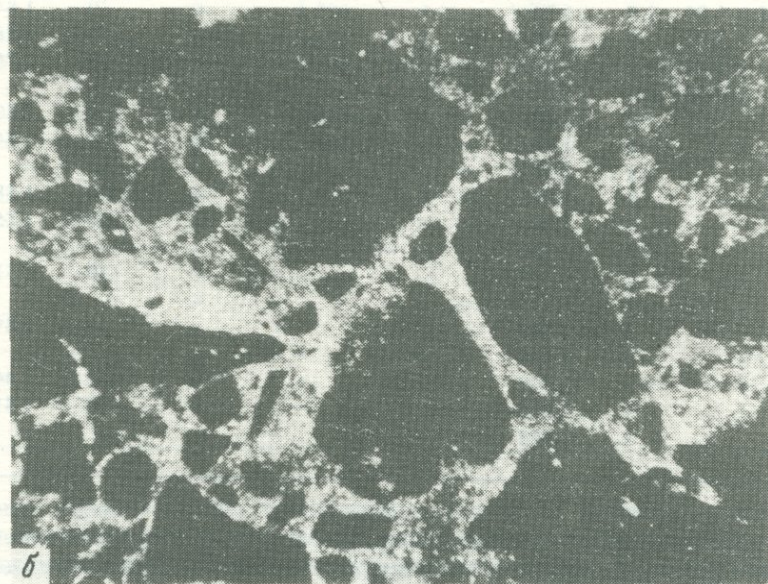
Анализы выполнены в ИГЕМ, ГИН, ГЕОХИ и ИГФМ АН УССР.

Эриохальцит		Боталлацит		Паратакамит		Атакамит	
81-2/78		18-7/77		81/78		81/78	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
4	6,10	10	5,65	10	5,52	3	5,46
10	5,60	1	4,54	2	4,55	9	4,98
3	4,45	4	4,36	2	3,45	1	3,26
8	4,10	4	4,19	3	3,32	1	3,12
3	3,73	4	3,93	10	2,77	7	2,94
4	3,41	1	3,69	3	2,66	4	2,81
8	3,10	3	3,34	10	2,75	4	2,79
4	2,90	9	2,90	3	2,14	10	2,46
9	2,63	2	2,67	3	2,05	1	2,40
1	2,56	7	2,60	2	2,01	5	2,34
6	2,20	6	2,46	1	1,943	7	2,19
2	2,10	7	2,39	6	1,894	1	2,14
5	2,01	4	2,24	8	1,808	7	1,937
4	1,865	1	2,14	2	1,748	1	1,843
4	1,784	1	2,10	6	1,723	1	1,835
7	1,603	3	3,05	5	1,610	1	1,785
1	1,514	3	1,93	3	1,573	5	1,714
2	1,460	9	1,88	2	1,513	5	1,618
2	1,374	2	1,790	3	1,478	1	1,564
1	1,355	6	1,618	2	1,458	1	1,506
1	1,276	10	1,426	4	1,431	9	1,478
1	1,203	10	1,376	3	1,387	1	1,467
1	1,172	—	—	3	1,377	4	1,425
1	1,135	—	—	3	1,327	4	1,413
1	1,122	—	—	2	1,296	3	1,386
—	—	—	—	—	—	5	1,348
—	—	—	—	—	—	4	1,263
—	—	—	—	—	—	6	1,200
—	—	—	—	—	—	7	1,170
—	—	—	—	—	—	3	1,135
—	—	—	—	—	—	3	1,129
—	—	—	—	—	—	8	1,109
—	—	—	—	—	—	6	1,025
—	—	—	—	—	—	6	1,017
—	—	—	—	—	—	6	1,007



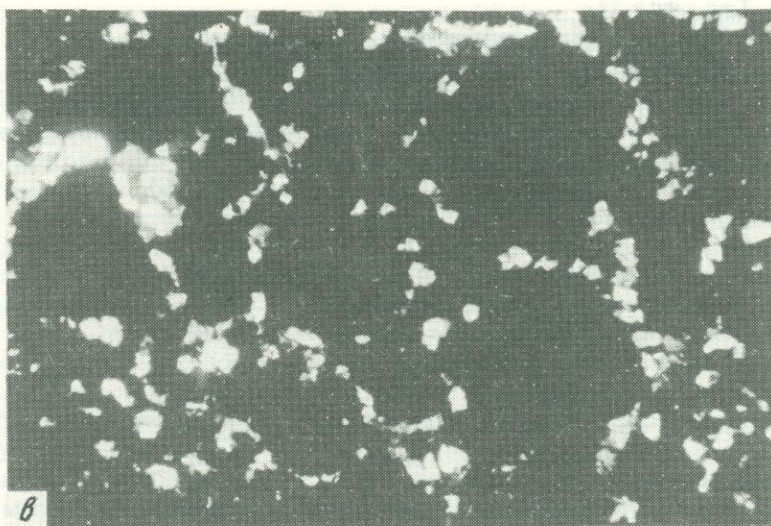
Эвхлориналит		Хлороксифит		Молизит		Гематит		Щербинаит	
81-3/78		81/78		80/78		3-3/77		88-2/78	
<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>
10	7,86	10	9,47	4	6,10	7	3,70	40	5,75
7	5,77	4	6,65	3	4,45	5	3,42	100	4,30
8	4,63	4	4,23	6	4,70	10	2,70	30	3,95
6	3,60	4	3,87	3	3,13	10	2,52	—	—
4	3,32	2	3,57	4	2,90	8	1,851	90	3,41
7	3,10	3	3,41	9	2,63	9	1,690	60	2,87
8	2,90	3	3,28	1	2,56	4	1,603	30	2,73
9	2,73	3	3,15	2	2,10	7	1,480	—	—
8	2,63	3	3,07	5	2,01	7	1,460	50	2,61
6	2,56	10	2,85	4	1,88	5	1,328	—	—
3	2,47	7	2,72	4	1,78	3	1,258	—	—
2	2,38	9	2,56	6	1,609	3	1,250	20	2,20
3	2,30	3	2,44	2	1,460	2	1,165	20	2,14
2	2,23	1	2,38	2	1,37	1	1,158	10	2,09
9	2,14	1	2,19	1	1,35	5	1,141	20	1,99
3	2,10	2	2,13	2	1,13	5	1,01	40	1,92
2	2,01	1	2,07	—	—	5	1,054	—	—
2	1,89	1	2,01	—	—	2	0,994	30	1,87
1	1,81	7	1,948	—	—	—	—	30	1,84
1	1,76	2	1,867	—	—	—	—	50	1,787
1	1,48	1	1,815	—	—	—	—	30	1,750
1	1,34	1	1,754	—	—	—	—	—	—
—	—	2	1,478	—	—	—	—	10	1,692
—	—	1	1,419	—	—	—	—	20	1,645
—	—	1	1,400	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,345	—	—	—	—	20	1,580
—	—	1	1,340	—	—	—	—	20	1,558
—	—	1	1,300	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,248	—	—	—	—	30	1,514
—	—	2	1,126	—	—	—	—	—	—
—	—	3	1,103	—	—	—	—	30	1,492
—	—	3	1,088	—	—	—	—	—	—
—	—	1	1,049	—	—	—	—	30	1,440
—	—	1	1,038	—	—	—	—	40	1,410
—	—	1	1,028	—	—	—	—	—	—

ются простые и колеччатые двойники. Кроме того, среди спутанно-волокнистых скоплений минерала присутствуют паутиноподобные нити, длина которых достигает 5 мм. Рентгенограмма игольчатых кристаллов (см. табл. 24) полностью совпадает с рентгенограммой щербинаита с вулкана Безымянного [Борисенко, Серафимова, и др. 1970]. Спектральным анализом в породе, пронизанной возгонами с войлокоподобными скоплениями щербинаита, определены повышенные содержания ванадия, хрома, теллура.



Р и с. 42. Медные минералы в цементе шлака базальта

*a* — обрастание медными минералами обломков базальтового шлака, увел. 100, ник. ||; *б* — атакамитовый цемент в шлаке базальта, конус Высота 1004, увел. 60, аншлиф; *в* — обрастание обломков шлака теноритом, Второй конус, увел. 60, аншлиф



В других случаях шербинаит был установлен в образцах медной корки из камер эксгалационного медного рудообразования, сформировавшихся в постэруптивную стадию (1977–1978 гг.) на Втором конусе БТТИ [Главатских, 1981]. При этом в образцах из полузакрытых камер содержание  $V_2O_5$  составляет 0,003%, а из открытых — 0,055%. Шербинаит здесь представлен тонкоигльчатыми и паутинообразными формами, которые послужили каркасом для образования долерофанита, а главным образом — эвхлорина. Спустя год после отбора образцов вершинки изумрудно-зеленых игльчатых агрегатов эвхлорина изменились в окраске (побелели) и обнажили тончайшие золотисто-зеленые иглы, рентгенограмма которых совпадает с таковой шербинаита (см. табл. 26).

Впервые шербинаит был встречен в фумарольных возгонах вулкана Безымянного, андезиты которого характеризуются повышенной (0,03%) ванадиеносностью [Борисенко и др., 1970]. Еще более высокие концентрации ванадия (3,6 и 7,6%) установлены в возгонах вулкана Шивелуч [Набоко, 1959], в андезитовых лавах которого содержание ванадия колеблется от 0,01 до 0,09% [Мархинин, Сапожникова, 1962]. При этом надо отметить, что обогащенность ванадием вообще характерна для базальтов и андезитов (0,013–0,052%) Камчатки и Курильских островов.

Кристаллическая пятиокись ванадия и новый ванадиевый минерал стойбернит ( $Cu_5V_5O_{10}$ ) найден также в фумарольных отложениях базальтового вулкана Исолько в Сальвадоре.

#### *Химический состав медного эксгалационного рудопроявления*

Основная особенность рудопроявления — это высокое содержание меди (до 43%) и соответственно соединений меди (> 90%), а также часто высокое содержание калия (табл. 27). В преимущественно сульфатной медной минерализации присутствуют калий — 6,2%, натрий — 1,3 ( $K/Na \approx 5$ ); в

Т а б л и ц а 27

Химический состав эксгалляционного медного рудопроявления (вес. %) Северный Прорыв, Второй конус, 1977–1978 гг.

Элементы	Нишевидная камера		Грушевидная камера	
	1	2	3	4
Cu	34,53	38,19	43,61	43,70
Zn	0,73	1,35	1,05	1,22
Pb	0,87	1,1	0,61	0,60
As	0,05	—	0,075	—
Sb	—	0,01	—	—
Hg	$1 \cdot 10^{-5}$	—	$5 \cdot 10^{-6}$	—
Sn	—	—	—	0,04
Tl	—	—	—	0,06
Cd	0,013	—	0,012	—
Au	$5,2 \cdot 10^{-4}$	—	$2,8 \cdot 10^{-4}$	—
Ag	$1,2 \cdot 10^{-3}$	0,04	$8 \cdot 10^{-4}$	—
Se	0,004	—	0,006	—
Te	0,017	0,005	0,007	—
Fe	0,161	0,06	0,021	0,0
Co	0,001	—	0,001	0,001
Ni	0,001	0,001	$5 \cdot 10^{-4}$	0,003
Mo	—	0,01	—	—
Pt	$3 \cdot 10^{-7}$	—	$2,3 \cdot 10^{-7}$	—
Cl	17,88	12,42	31,59	33,72
F	0,03	0,04	0,04	0,91
S	29,28	28,57	3,03	6,60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	7,45	2,22	5,85	1,80
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,69	4,55	1,98	3,08
Si	—	0,10	—	0,11
Al	0,004	0,03	$5,1 \cdot 10^{-3}$	0,10
Ca	—	1,77	—	0,0
Mg	—	1,39	—	1,76
Mn	0,01	0,12	$9,8 \cdot 10^{-4}$	0,11
Na	0,95	1,29	0,42	0,84
K	2,74	6,23	1,095	1,02
Li	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—	$2,8 \cdot 10^{-4}$	—
Cs	0,021	—	0,022	—
Rb	0,109	—	0,053	—
V	0,031	0,018	0,0017	0,0005
Cr	0,0007	0,002	0,0007	—
Ba	0,002	—	0,0009	—
Sr	0,0003	—	0,0002	—
Zr	0,0013	—	0,0009	—
U	$7 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$	—

Примечание. 1, 3 — анализы выполнены под руководством Н.А. Озеровой, в ИГЕМ АН СССР; 2, 4 — аналитики Л. Байцаева (мокрая химия), О.А. Шанина (спектральный анализ), анализы выполнены в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР.

преимущественно хлоридной медной минерализации щелочей меньше, но и здесь калий преобладает над натрием. Ранее [Набоко, 1959; Серафимова, 1979] отмечалось, что содержание натрия и калия в возгонах вулканов отражает содержание щелочей в исходной лаве. В возгонах камчатских вулканов, как правило, натрий преобладает над калием, что соответствует их содержанию в андезито-базальте и базальте лавовых потоков и шлаков. В возгонах Везувия калий преобладает над натрием, отражая исходный состав лавы, богатой калием. В описываемой нами высокотемпературной медной минерализации калий резко преобладает над натрием, в то время как в базальтах БТТИ калий подчинен натрию. Это является отражением большей активности калия по сравнению с натрием в высокотемпературном ( $> 700^{\circ}\text{C}$ ) галоидно-сульфатном эксгалационном процессе. Среди щелочно-земельных элементов в галоидном высокотемпературном медном минералообразовании магний более активен, чем кальций, в сульфатном увеличивается роль кальция. В окружающих более низкотемпературных минеральных образованиях кальций приобретает еще большую активность.

Обращают на себя внимание низкие концентрации кремния и алюминия в медной минерализации. Характерно постоянное участие в руде цинка и свинца, но в резко подчиненном количестве по отношению к меди, а также зараженность медного рудопроявления широким спектром металлов. При галоидной медной минерализации цинк несколько преобладает над свинцом, при существенно сульфатной медной минерализации свинца больше или его содержание приближается к содержанию цинка. Среди других металлов в медном рудопроявлении определены (по максимальным значениям) в г/т: Sn - 400; Mo - 240; Ag - 400; V - 200; Cd - 130; As - 750; Sb - 100; Tl - 50; Co, Ni, Se - 10; Te - 170; Sc - 6; Hg - 0,1; U - 15; Pt - 0,03. Для медного рудопроявления характерно очень низкое содержание Li и высокое Rb, выше, чем Cs ( $\text{Li/Cs/Rb} = 1/20/100$  и  $1/80/190$ ); преобладание As над Sb, незначительное превышение Ag над Au ( $\text{Ag/Au} = 2-3$ ), Te над Se ( $\text{Te/Se} = 4$ ) при сульфатной медной минерализации и близкие содержания Se и Te при преимущественно хлоридной минерализации; преобладание V над Cr ( $\text{V/Cr} = 44/9$ ), Ba над Sr. В эксгалационном рудопроявлении, связанном с толеитовым базальтом, наблюдается низкое содержание платины, несмотря на то что его летучие резко обогащены этим элементом. Видимо, не было условий для осаждения Pt. Содержание Pt в медном рудопроявлении близко к кларку базальта, но присутствие Pt в эксгалационной руде определяет ее газовый перенос. Обращают на себя внимание относительно высокие концентрации Sn, Ag, Cd, не свойственные рудопроявлениям, связанным с основными магмами, и, наоборот, низкие концентрации Cr, Co, Ni, Pt и других элементов, типичных для рудопроявлений этих магм.

На микрозонде *Cameca* (аналитик В.С. Малов, ИГЕМ) прослежено поведение элементов в минералах меди. В поглощенных электродах изучался участок образца  $100 \times 100$  мк. В нем Si распределен неравномерно, образует скопления до 5 мк. С Si ассоциирует Cr; содержание обоих элементов падает до нуля. Основными элементами являются Cl, S, Cu, K, Zn, их содержания находятся между собой в прямой зависимости. Для Al и K установлена обратная зависимость: там, где есть K, нет Al; F не встречен.

Содержание Cu, Zn, Pb, Co, Ni в метасоматитах с медной минерализацией (г/т)  
(атомно-абсорбционный метод)

Элементы и их отношения	Северный прорыв					Южный прорыв	
	Первый конус		Второй конус			86-4	87-4
	86-3	87	74-1	80-1	81		
Cu	150	20	20	510	$35 \cdot 10^4$	90	1400
Zn	30	< 10	20	40	$1,2 \cdot 10^4$	80	140
Pb	30	< 20	30	100	6000	40	180
Ni	30	30	30	40	30	160	190
Co	30	20	20	40	10	80	60
Cu/(Zn+Pb)	2,5	< 0,7	0,4	3,6	20	0,7	4
Cu/Zn	5	> 2	1	12	30	1,1	10
Cu/Pb	5	> 1	0,7	5	58	2	8
Cu/Ni	5	0,7	0,7	12	12000	0,5	7
Cu/Co	5	1	1	12	35000	1,1	23
Zn/Pb	1	< 0,5	0,7	0,4	2	2	0,8
Co/Ni	1	0,7	0,7	1	0,3	0,5	0,3

Примечание. Обр. 81 и 92-3 — медная руда; остальные образцы — метасоматиты. Анализы выполнены во Всесоюзном институте минерального сырья.

Из просмотренных в образце 30 точек выбрано максимальное значение U, равное 0,05%. При специальном изучении содержания U и Th в медном рудопоявлении определен предел вариаций их содержаний: для U — 1—15 г/т и для Th — 1—50 г/т, что на порядок—два выше, чем в базальтах Толбачика. Содержание Hg, так же как As и Sb, в медном рудопоявлении невысокое.

В табл. 28 приведены данные по содержанию Cu, Zn, Pb, Ni, Co в метасоматитах и минералах, ассоциирующих с медной минерализацией. Ведущим элементом чаще является медь; на фоне широких вариаций содержаний всех элементов и их отношений к меди отношения Zn/Pb и Co/Ni остаются приблизительно стабильными. При медной минерализации, по сравнению с метасоматитами, отношение меди ко всем элементам, естественно, более высокое, но отношения Zn/Pb и Co/Ni остаются близкими как в руде, так и в метасоматите, т. е. вариации отношений металлов к меди определяются непостоянством ее содержания.

На рис. 43 хорошо видна зависимость содержаний металлов от содержания меди в ряду свежая лава — метасоматит—рудопоявление. На графиках прямой линией соединены данные по лавам и рудопоявлениям. В участках, оконтуренных пунктиром, сосредоточены данные анализов с более низкими, чем фоновые, содержаниями элементов (фон неизменного базальта).

Четко отмечается прямая зависимость для Zn—Cu, Pb—Cu, Mo—Cu. Однако при высоких концентрациях Cu содержания Zn и Pb варьируют в широких пределах. Это отмечается как для БТТИ в целом, так и для старых конусов.

Старые конусы									
Конус 1941 г.				Высота 1004			Гора Высокая		
88-2	88-5	89-3	89-4	90	92-1	92-3	93	93-1	93-3
840	230	10	40	210	720	6,8 · 10 <sup>4</sup>	390	620	450
1600	10	< 10	30	110	340	570	110	140	120
760	50	< 20	40	130	130	190	60	110	70
180	300	< 10	10	150	180	280	150	160	150
80	80	< 10	< 10	50	60	80	80	90	90
0,3	4	< 0,3	0,6	0,9	1,5	90	2,4	2,5	2,4
0,5	23	> 1	1,3	2	2	120	3,6	4	4
10	5	> 0,5	1	1,6	5,5	360	6	6	6
4,5	0,8	< 0,5	> 4	1,4	4	240	2,6	4	3
15	3	> 1	< 4	4	12	850	5	7	5
2	0,2	> 1	0,7	0,9	2,5	3,0	2	1,4	1,8
0,4	0,27	1	< 0,1	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,5

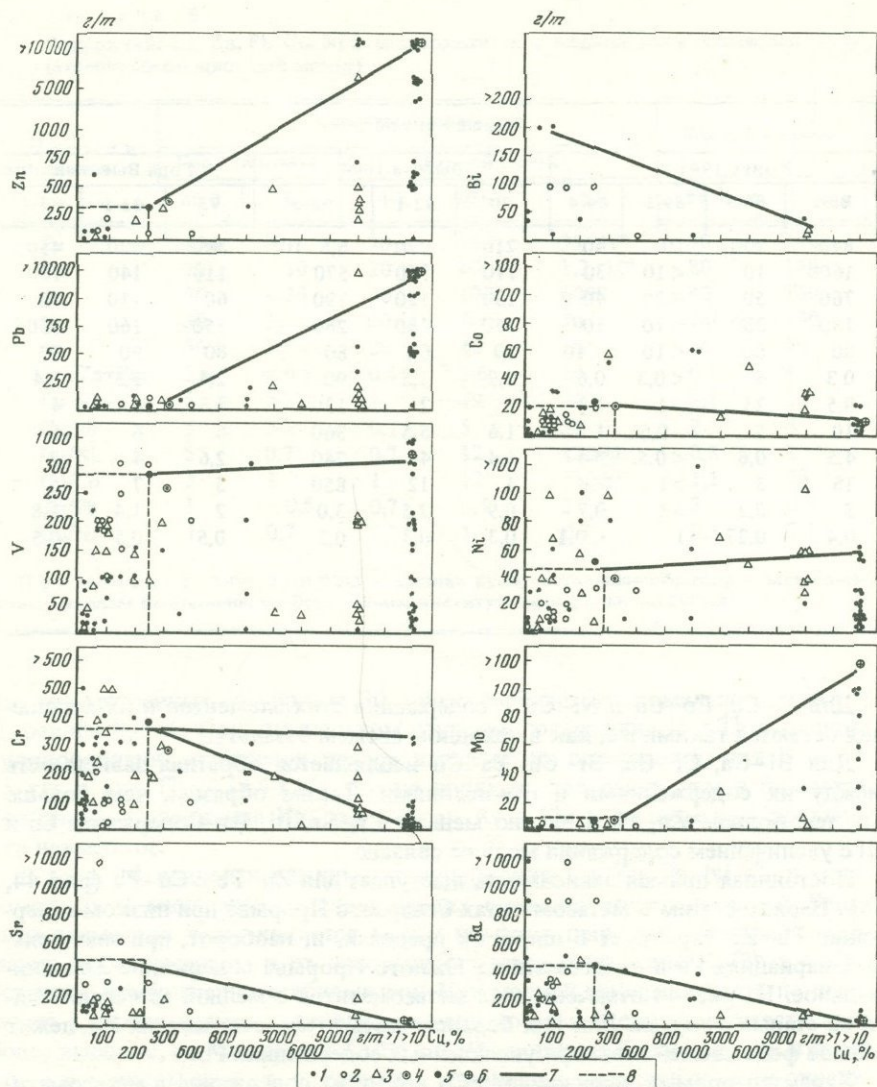
Для V—Cu, Co—Cu и Ni—Cu — содержания этих элементов и их отношения остаются такими же, как в исходном свежем базальте.

Для Bi—Cu, Cr—Cu, Sr—Cu, Ba—Cu наблюдается обратная зависимость между их содержаниями и отношениями. Таким образом, чем больше Cu, тем больше Zn, Pb и Mo, но меньше Cr, Sr, Bi, Ba. Содержание Co и Ni с увеличением содержания меди не связано.

Постоянная прямая зависимость выступает для Zn—Pb и Cu—Pb (рис. 44, 45). Наряду с этим в метасоматитах Северного Прорыва при низком содержании Pb—Zn варьирует в широких пределах, и, наоборот, при значительных вариациях Pb в метасоматитах Южного Прорыва содержание Zn минимальное. На рис. 44 отмечено поле метасоматитов с медной минерализацией на старых конусах. Для них большая часть точек, отвечающих Zn, лежит вблизи фона свежей лавы при увеличенных содержаниях Pb.

Характер прямых зависимостей Co и Ni и их содержание в метасоматитах всех новых и старых конусов и в рудопроявлении на Втором конусе приближаются к таковым в свежей лаве. В рудопроявлении особого повышения концентраций Ni и Co не наблюдается.

На диаграмме концентраций Cu—Zn—Pb (рис. 46) оконтуриваются два основных поля: I — медно-цинковое метасоматитов-возгонов Северного Прорыва и II — медно-свинцовое метасоматитов-возгонов Южного Прорыва. Медно-цинковое поле III включает составы метасоматитов и возгонов старых конусов; оно несколько сдвинуто в сторону меньших концентраций цинка и больших свинца. В центре треугольника сосредоточены точки составов возгонов Северного и Южного Прорывов (поле IV); для этих возгонов характерно преобладание гипса и серы.



Р и с. 43. Зависимость содержаний металлов от меди в метасоматитах Северного и Южного Прорывов

1 — метасоматиты Первого, Второго, Третьего конусов СП; 2 — метасоматиты конуса ЮП; 3 — метасоматиты старых конусов; 4 — медное рудопроявление; 5 — свежая лава СП; 6 — свежая лава ЮП; 7 — зависимость элементов от Cu; 8 — поле кларковых значений

В контактах рудной (медной) камеры базальтовый шлак окислен и в различной степени обогащен медными минералами и фторидами. В нем определены (%): 4,38 SiO<sub>2</sub>, 1,93 TiO<sub>2</sub>, 13,58 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 7,92 FeO, 0,02 MnO, 3,13 Na<sub>2</sub>O, 1,64 K<sub>2</sub>O, 1,42 H<sub>2</sub>O<sup>-</sup>, 10,15 H<sub>2</sub>O<sup>+</sup>, 0,50 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 7,84 Cl, 19,76 F, 1,42 SO<sub>3</sub>, сумма CaO + MgO составляет около 10%, Cu — около 10%, т. е. в

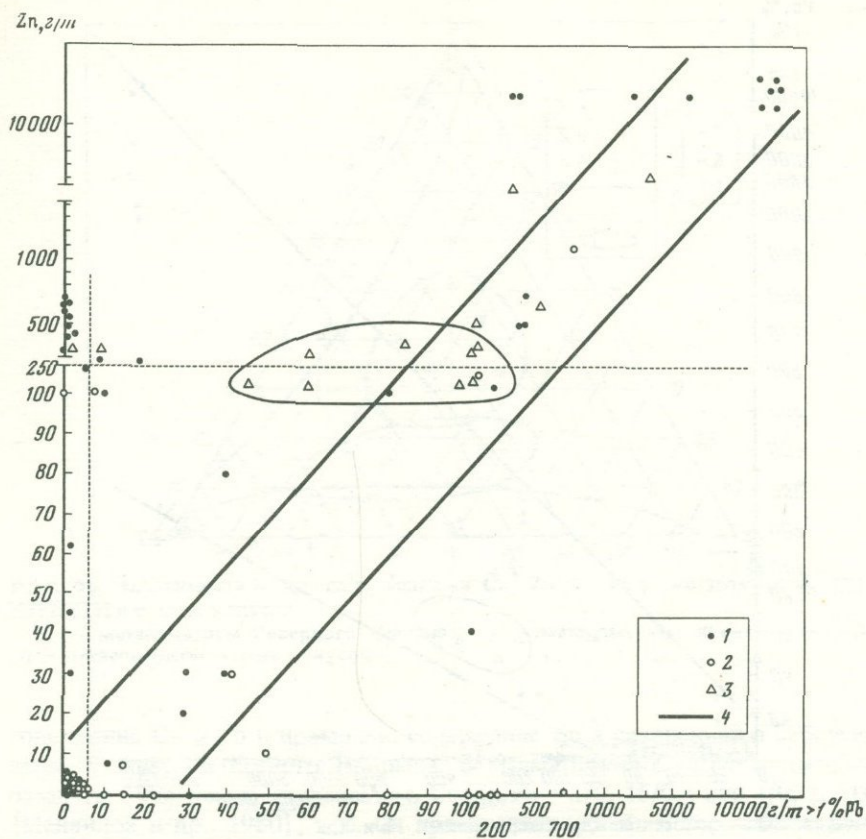


Рис. 44. Зависимость между содержаниями Pb и Zn

1 — метасоматиты Первого, Второго конусов СП и Перемычки; 2 — метасоматиты Восьмого конуса ЮП; 3 — метасоматиты старых конусов (данные околтурены); 4 — поле зависимостей (заключено между двумя прямыми)

окисленном шлаке у контакта с медной рудой наравне с медными минералами определяются фториды. В окружении рудных камер, во фторметасоматитах, медь не определяется. Однако под фторидным плащом между рудными камерами обнаружен прерывистый горизонт рыхлого окисленного шлака, обогащенного медными минералами. Рудный горизонт сформирован слившимися отложениями медных минералов, кристаллизовавшихся около газовых проколов, при этом непосредственно около газовых канальчиков наблюдаются ореолы тенорита, сменяющиеся по мере удаления от них в горизонтальном направлении и на глубину хлоридами и сульфатами меди. Вследствие этих слившихся микрзоональных отложений минералов меди рудный горизонт приобретает сложный состав как по латерали, так и по вертикали. Видимо, так же образовался линзообразный горизонт, обогащенный медными минералами, обнаруженный под фторидным экраном на старом конусе Высота 1004.

Таким образом, на Втором конусе Северного Прорыва толеитового

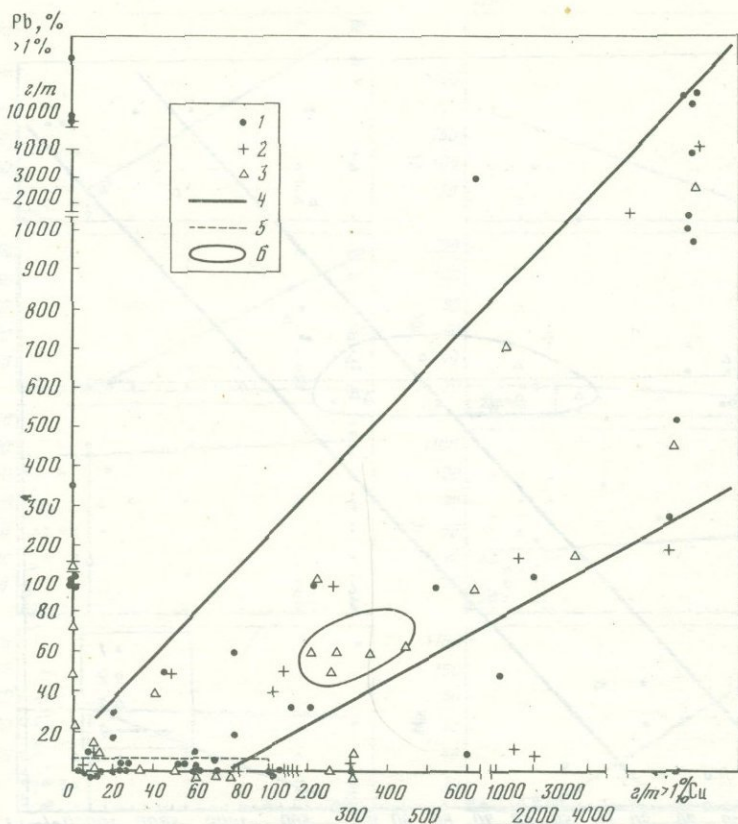


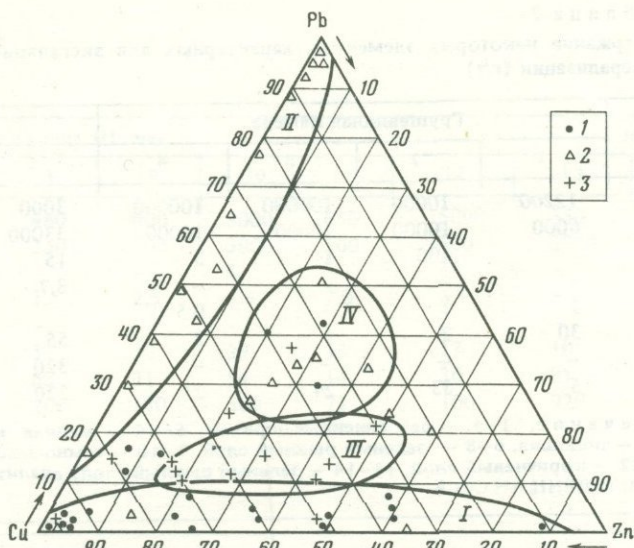
Рис. 45. Зависимости между содержаниями Pb и Cu

1 — метасоматиты Первого, Второго конусов и Перёмьчки; 2 — метасоматиты Восьмого конуса ЮП; 3 — метасоматиты старых конусов; 4 — поле зависимостей (заключено между двумя прямыми); 5 — кларковые значения для лавы БТТИ; 6 — поле медной минерализации на старых конусах

базальта ярко проявлена медная минерализация различных типов: камерного, прожилкового, рассеянного на поверхности и, наконец, в виде прерывистого горизонта на некоторой глубине под фторидными метасоматитами. На других конусах Северного и Южного Прорывов наблюдается менее интенсивная и в общем рассеянная медная минерализация.

В табл. 29 приведены дополнительные данные по содержанию Zn, Pb, Sn, Ag, Co, Ni, Cr и V в участках медной минерализации на Втором конусе. Как видим, Zn часто преобладает над Pb ( $Zn/Pb = 1-10$ ), это наиболее заметно в преимущественно галоидной зоне медной минерализации. Более высокие содержания V, Cr, Ni, Ag свойственны зоне преимущественно сульфатной медной минерализации.

При сравнении поведения Cu, Zn и Pb при эксгальционном минералообразовании отмечается обогащение медью, если эксгальции связаны с глубинными толеитовыми базальтами Северного Прорыва, и снижение меди при повышении содержания Zn и Pb, если это газы субщелочных базальтов. В самих исходных толеитовых базальтах несколько понижено



Р и с. 46. Зависимости между содержаниями Cu, Zn и Pb в метасоматитах СП и ЮП БТТИ и старых конусов

I — метасоматиты Северного Прорыва; II — метасоматиты Южного Прорыва; III — метасоматиты старых конусов

содержание Cu и Pb и повышено содержание Zn в сравнении со субщелочными базальтами Южного Прорыва. В магматических газах толеитового базальта, судя по их конденсатам,  $Cu/Zn/Pb = 1/0, 15/0,4$  или  $1/0, 23/0,07$  [Меняйлов и др., 1980], т. е. Cu преобладает над Zn и Pb; в магматических газах субщелочных базальтов Южного Прорыва отношение  $Cu/Zn/Pb$  составляет  $1/1,5/2$ . Несмотря на невысокие содержания Cu в магматических газах, постэруптивный процесс, связанный с толеитовыми базальтами, приводит к формированию медного экзогальсионного рудопроявления; постэруптивный процесс, связанный со субщелочными базальтами, знаменуется относительным снижением медного рудопроявления и соответственным сдвигом в сторону свинцово-цинкового. Наряду с этим в метасоматитах и возгонах Южного Прорыва намечается некоторое увеличение роли свинца по сравнению с цинком; это отражает повышение его содержания вдвое в исходных субщелочных базальтах сравнительно с толеитовыми.

#### ВАНАДИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

На Первом конусе Северного Прорыва БТТИ в 1977 г. обнаружена кристаллическая пятиокись ванадия (щербинаит).

В привершинной части кратера, как упоминалось ранее, расположена концентрическая трещина, которая стыкуется с околожерловой зоной, приуроченной непосредственно к оси БТТИ. В участках пересечения этой трещины с радиальными трещинами отмечается активное выделение фумарольных газов с температурой  $400-550^{\circ}C$ .

Таблица 29

Содержание некоторых элементов, характерных для эксгалиционной медной минерализации (г/т)

Элементы	Грушевидная камера				5	6
	1	2	3	4		
Zn	12200	10000	100000	100000	3000	5000
Pb	6000	10000	10000	10000	33000	3000
Sn	—	400	1	3	15	—
Ag	—	—	—	—	8,7	3,3
Co	1	1	—	0,5	—	—
Ni	30	2	1	2	55	55
Cr	—	—	—	—	320	79
V	5	53	24	21	220	1000

Примечание. 1–4 – разрозненные образцы; 5–14 – медная корка (снизу вверх): 5 – подошва, 6–8 – зеленый рыхлый слой, 9–10 – темно-зеленый плотный слой, 11–12 – коричневый слой, 13–14 – зеленый рыхлый слой; аналитик П.В. Сверкурова, ДВГИ ДВНЦ АН СССР.

Один из участков с максимальными температурами, постоянными на протяжении 1977–1980 гг., приурочен к северной части кратера, наиболее близкой к магмоводу. Здесь наблюдается зона ступенчатого проседания площадью 2 × 25 м со стенкой отрыва размерами до 3 м. Стенка переходит в слегка пологий северный склон кратера, неравномерно экранированный плитами возгонов мощностью до 15 см. На охлажденных участках эти плиты, отделенные от подстилающих их шлаков и покрытые трещинами, сползли в кратер. Частично наплывы возгонов в виде чехла покрыли вытянутую стенку отрыва, образовав на ее кромке экран мощностью 30 см, тогда как другие задержались на неровностях ступеней зоны проседания. В этой зоне через рыхлые, относительно сортированные шлаки происходит непрерывная фильтрация вулканических газов. Состав газов фумаролы Северной в 1977 г. (мол. %): 12,75000 – H<sub>2</sub>O, 0,0900 HF, 0,03200 HCl, 0,0060 SO<sub>2</sub>, 0,73200 CO<sub>2</sub>, 0,00400 CH<sub>4</sub> + т. у., H<sub>2</sub>, 9,24300 O<sub>2</sub>, 77,22400 [Меняйлов и др., 1980].

Шлаки базальта здесь слабо изменены процессом фторметасоматоза: рудные выделения растворены, зерна темноцветных минералов, особенно оливина, частично окислены, в трещинах и порах развит пленочный ральстонит.

Массовое образование ванадиевого минерала щербинаита – пятиокси ванадия – происходит вдоль главной концентрической трещины и в нижней части стенки отрыва; здесь скопления его игольчатых и тонкопластинчатых агрегатов нарастают на обломках и выполняют пустоты, образуя рудное тело жилообразной формы размерами 2 × 20 м [Главатских, 1981]. Максимальные концентрации щербинаита определяются наибольшей обогащенностью кислородом воздуха и температурой 500–550°С; они приурочены к трещинам, расположенным на оси прорыва и соединенным с магмоводом, а также к хорошо проницаемым рыхлым и пористым породам и к экранам, представленным горизонтами возгонов.

Нишевидная камера (Ниша)

7	8	9	10	11	12	13	14
3000	480	400	3000	650	5000	550	470
300	350	300	3000	500	500	5000	300
15	—	—	4	—	5	—	3
1,3	1,3	2,3	5,6	2,0	3,4	5	0,71
45	—	—	—	—	—	—	—
27	11	30	29	13	17	10	30
22	63	21	54	14	30	91	24
280	200	180	300	71	100	920	160

Вверх по разрезу, т. е. по вертикальной стенке отрыва, на игольчатых кристаллах щербинаита появляются шарики халькоцианита, которые выше сменяются мелкозернистыми и таблитчатыми формами его в виде скопленных и налетов на обломках шлака, в ассоциации с точечными выделениями гематита. Постепенно щербинаит вытесняется халькоцианитом, который приобретает в разрезе доминирующее положение. С халькоцианитом в тесном парагенезисе находится халькантит; оба минерала входят в состав корок в виде зеленовато-голубых зернистых масс. Вверх по разрезу количество халькоцианита заметно уменьшается, а халькантита — увеличивается; ведущим сопутствующим минералом последнего становится мелантерит.

В наиболее верхней части разреза, под экраном, наиболее распространен гематит точечного, чешуйчатого и пластинчатого габитуса, причем количество его резко возрастает с приближением к горизонту возгонов, отделившемуся от шлаков.

Основание экранирующего горизонта возгонов представлено обломками шлака, сцементированного гипсом (с примесью галотрихита) и сыпью гематита. Кровля его состоит из мономинерального массивного гипса, интерстиции и трещины в котором выполнены бассанитом.

В участках с низкой температурой фумарольных газов, а также на периферии высокотемпературных зон газовой фильтрации вулканитов пятиокиси ванадия и сульфаты меди постепенно растворяются и под гипсовым экраном формируется гематитовая залежь типа "железной шляпы".

Таким образом, в разрезе ярко выражена минеральная зональность (снизу вверх по преобладанию): щербинаит — халькоцианит — халькантит — мелантерит — гематит — гипс + галотрихит + бассанит. Следует отметить развитие таких минералов, как медный и железный купорос, галотрихит. Максимальная концентрация пятиокиси ванадия достигает в шлаках 30%, обрастая обломки войлоком иголок и заполняя в шлаке поры и пустоты. Вблизи околужерловых агглютинатов на глыбах шлака, пере-

крывающих трещины, наблюдаются пучки этого игольчатого минерала в ассоциации с халькантитом, халькоцианитом и фторидами.

На Втором конусе Северного Прорыва единичные сростки щербинаита были встречены в медных корках, особенно в более низкотемпературных участках ( $400^{\circ}\text{C}$ ) Нишевидной рудной камеры. Там он образует игольчатый каркас, на который нарастают хлориды и, в меньшей степени, сульфаты меди. Среднее содержание ванадия здесь приближается к  $1000\text{ г/т}$ . Ванадиевый (с медью и висмутом) минерал тетрагональной формы обнаружен в 1980 г. во вскрывшейся горловине Грушевидной камеры на глубине 1–1,5 м среди преобладающих хлоридов меди. На участках эксгалиционного медного рудообразования за истекшее время на фоне постепенного снижения температуры наблюдается увеличение ванадиевой минерализации.

### ГЕМАТИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Гематитовая минерализация этого типа по сравнению с медной больше распространена на конусах БТТИ, но не приводит, как медная, к локальному рудообразованию.

Гематит развивается в различных геохимических обстановках.

1. В условиях высокой активности галоидных газов при температуре выше  $700^{\circ}\text{C}$  гематит ассоциирует с медными минералами, особенно с теноритом. Максимальные концентрации гематита приурочены к устьевой близповерхностной части камер и трещин. Высокотемпературная ассоциация гематита с теноритом, сульфатами и хлоридами меди окаймлена продуктами среднетемпературного ( $\sim 300^{\circ}\text{C}$ ) фторметасоматоза с развитыми по базальтовому шлаку и в его порах ральстонитом, селлаитом, флюоритом и тридимитом. В самой высокотемпературной гематит-теноритовой ассоциации фториды отсутствуют. В этих условиях гематит резко подчинен медным минералам.

2. В условиях повышенной активности хлора и влажности газов при температуре ниже  $400^{\circ}\text{C}$  гематит ассоциирует с рассеянными сульфатами и хлоридами меди и фторидами (ральстонитом и др.). Здесь он проявляется в двух формах: в виде цемента заполнения и в виде обрастания обломков шлака в ассоциации с хлоридами и сульфатами меди (без тенорита), замещает вещество базальтового шлака – стекло, оливин, первичный магнетит. Формированию гематитового концентрата, содержащего до 40% гематита, способствует проницаемость базальтового шлака в участках с мозаичной структурой конуса. Немалую роль в развитии интенсивной гематитизации играет образование вторичных эксгалиционных минеральных экранов.

3. В условиях повышенной активности сернистых газов и повышенной влажности при температурах около  $300^{\circ}\text{C}$  гематит ассоциирует с гипсом, опалом и серой; присутствуют возгоны сульфатов и хлоридов породообразующих элементов, в том числе железа. С глубиной содержание гематита увеличивается, наряду с этим часто уменьшается содержание гипса. Локальная околотрещинная, рассеянная минерализация гематита часто приурочена к высокотемпературным ( $\sim 400^{\circ}\text{C}$ ) трещинным зонам, максимально открытым для циркуляции воздуха. Видимо, гематитизация здесь развивается в условиях интенсивного окисления железа.

Наконец, площадная рассеянная гематитизация свойственна отдельным участкам шлаковых конусов, особенно Третьего конуса Северного Прорыва. Существуют представления [Трухин и др., 1980], что подобное окисление базальтовых шлаков связано с процессами вторичного разогрева. Возможно, окисление в этих условиях имеет место, однако такая гематитизация могла определяться особенностями состава эруптивных газов, богатых окислителями в момент эрупции и в ранний постэруптивный период.

Таким образом, по генезису выделяется три типа гематитизации — эксгалационный, метасоматический и экзогенный. Эксгалационный гематит сочетается с теноритом. Оба минерала осаждаются из галоидных газов и, судя по изотопным данным кислорода, тенорита и гематита, в среде магматической воды. Эксгалационный гематит иногда представлен крупнокристаллическими разностями, сформированными близко к мономинеральным скоплениям; если эксгалация завершается извержениями толеитового базальта — гематит ассоциирует с теноритом.

Метасоматический гематит характерен для метасоматитов, формирующихся при одинаково активной роли галоидных и сернистых газов, он ассоциирует с минералами, свойственными определенному типу метасоматоза. Во всех случаях пневматолитического метасоматоза железо наиболее подвижно среди породообразующих элементов. В случае фторметасоматоза железо концентрируется минимально, поскольку его фториды весьма летучи; гематит обычно фиксируется в виде мелкокристаллической сыпи на охлажденной поверхности фторидных корок. При активной роли хлора железо летит в виде хлоридов и частично осаждается в охлажденных участках в среде возгонов. В благоприятных условиях под минеральными экранами образуются локальные концентрации гематита с опалом, развивающиеся по минералам и стеклу вулканита. Наконец, при серноокислотном метасоматозе, также под минеральными экранами, гематит вместе с окисью Си замещает вулканит. Интенсивность гематитизации в этом процессе нарастает от фторметасоматоза к хлорметасоматозу и особенно к сульфатметасоматозу.

Экзогенная гематитизация возникает вследствие окисления железа вулканита и в общем представляет собой рассеянное минералообразование.

Особенно широкое распространение гематит имеет на старых конусах, расположенных в районе БТТИ. Наиболее интенсивная гематитизация наблюдается на конусе Высота 1004. Там образовано гематитовое "штокверковое" тело, тяготеющее к околожерловой зоне. Содержание гематита в среднем составляет 50%. Это образование имеет эксгалационное происхождение и гематит ассоциирует с теноритом и атакамитом. Гематитовое рудопроявление на конусе Высота 1004 аналогично таковому на Втором конусе Северного Прорыва БТТИ, рядом с которым он расположен.

Состав гематитового концентрата, взятого на конусе Высота 1004, характеризуется содержанием окислов железа  $FeO + Fe_2O_3$  (в вес. %) — 77,0,  $SiO_2$  — 9,56,  $TiO_2$  — 0,30,  $Al_2O_3$  — 2,64,  $MgO$  — 6,68,  $CaO$  — 3,50.

Дополнительно в концентрате определены (%):  $Zn$  — 0,032;  $Pb$  — 0,0047;  $Ag$  — 0,00032;  $V$  — 0,0028;  $Ni$  — 0,0056;  $Cr$  — 0,0063;  $Co$  — 0,0019 (аналитик Л. Байцаева). Обращает на себя внимание высокое содержание  $MgO$ . Если признать, что загрязнение гематита определяется примесью базальтового шлака, то, судя по количеству  $MgO$  (9,56%), в гематитовом кон-

Т а б л и ц а 30

Содержание Cu, Sn, Pb в гематитах (вес. %)

Образец	Место взятия	Cu	Sn	Pb
3/77	Первый конус БТТИ	0,12–0,00	0,22–0,11	2,52–0,46
88-3/78	Конус прорыва 1941 г.	0,04–0,00	0,02–0,00	0,03–0,00
18-7/77	Гора Алайд	0,03–0,00	0,02–0,00	0,07
18-7а/77	" "	0,05–0,01	0,06–0,017	0,1–0,046

Примечание. Определения проводились на микрозонде *Cameca*, аналитик В.С. Малов, ИГЕМ АН СССР; обр., взятый с Высоты 1004, исследован в ДВГИ АН СССР, аналитик Г. Чубаров.

центрате остается большой избыток MgO. В других образцах гематитовой руды определен флогопит. В какой форме находится магний, неясно. В этом образце определены Zn, Pb, Ag, V, Ni, Co, Cr. Микрозондом был произведен точечный анализ отдельных кристаллов гематита; минерал оказался исключительно чистым (табл. 30). В кристаллах гематита с других старых конусов (Алайд и конус прорыва 1941 г.) микрозондированием определены: Cu – 0–0,05%; Sn – 0–0,06%; Pb – 0–0,1%. Обращает на себя внимание высокое содержание Cu (до 0,12%), Zn (до 0,22%) и особенно Pb (до 2,52%) в гематите Первого конуса Северного Прорыва БТТИ – тех элементов, которые характерны для участков медной минерализации этого прорыва, но с преобладанием в гематите свинца над медью.

#### СЕРНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Интенсивная серная минерализация обнаружена нами в 1980 г. на Восточном фумарольном поле Первого конуса Северного Прорыва. Видимо, она возникла ранее, но только в 1980 г. снижение температуры на участках позволило произвести их расчистку. В привершинной части конуса около трещины, оконтуривающей зону проседания шлака в полосе длиной до 100 м, шириной до 3 м и мощностью не менее 20 м, где базальтовый шлак превращен в опал-гипс-серную сыпучку, содержание кристаллической серы достигает в отдельных участках 50%. С серой ассоциирует тонкодисперсный пирит-марказит (примазки в зальбандах трещинок). Для постэруптивной стадии базальтовых вулканов, как правило, интенсивная серная минерализация не характерна. В этом отношении БТТИ является исключением.

#### ГИПСОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Минерализация этого типа представляет интерес с позиций формирования вторичного минерального экрана, способствующего интенсивному метасоматозу и интенсивному рудообразованию. Она имеет площадной (но узко-локальный) характер и ярко выражена. Наиболее сильная опал-гипсовая минерализация наблюдается на Первом конусе Северного Прорыва и на Восьмом конусе Южного Прорыва.

На Первом конусе опал-гипсовая плита-"шляпа" покрывает Южное термальное поле и имеет размер 100 x 20 м при мощности до 30 см. Поверхностная часть плиты плотная, бесструктурная, белого цвета, сложена в равных количествах гипсом и опалом. Содержание воды в образцах высокое и отвечает наличию этих минералов. Помимо Ca и Si остальные породообразующие элементы составляют малую долю, кроме Ti, отражающего инертность Ti и Si при сернокислотном разложении базальтового шлака. Температура поверхности плиты не превышает 100°С; в газовых проколах температура выше 300°С. С глубиной по разрезу уменьшается содержание опала и увеличивается содержание воды; определяется фтор (развитие ральстонита).

Сходная картина имеет место и на Восьмом конусе Южного Прорыва. Там гипс-опаловая ассоциация распространена не меньше, чем на Первом конусе. На поверхности гипс играет более существенную роль (содержание достигает 30%), чем на глубине. Иногда обращает на себя внимание низкое содержание воды (4,9%), что свидетельствует о преимущественном развитии бассонита и, видимо, кристобалита. Наличие бассонита подтверждено ИКС и термическим анализом. Содержание TiO<sub>2</sub> достаточно высокое (остаточный Ti после сернокислотного выщелачивания). Под опал-бассонитовой ассоциацией увеличивается количество кремнезема (кристобалита). Содержание Cl и F на Восьмом конусе Южного Прорыва более низкое, чем на Первом конусе Северного Прорыва.

Для опал-гипсовой ассоциации характерно повышенное содержание Sr (особенно на Южном Прорыве при низком содержании Ba).

Монолитная опал-гипсовая плита имеет резкий контакт с измененным (обычно окисленным) шлаком и участками отслаивается. Горячая воздушная прослойка под плитой способствует интенсивному окислению шлака и развитию гематита. Плита разбита трещинами, из которых в отдельных участках поступают газы; около трещин наблюдается локальное повышение температуры и возгонообразование (хлориды породообразующих элементов).

Итак, наиболее интенсивное эксгальционное рудообразование характерно для постэруптивного процесса, связанного с извержением толейтового базальта. Оно имеет яркую геохимическую специализацию на медь (с резким подчинением свинца и цинка), на ванадий и железо. Максимальное эксгальционное медное рудообразование приурочено к магмоводу центрального Второго конуса на оси Северного Прорыва и продолжается уже в течение шести лет после прекращения извержения; источником металлов являются газы, приближенные по составу к эруптивным — магматическим. Видимо, это рудообразование обязано продолжающейся дегазации толейтового базальта по контактам бывшего магмовода. В удалении от центрального участка дегазации с формирующимся медным рудообразованием, в условиях снижения температуры и увеличения активности сернистых газов (на Первом конусе) медная минерализация замещена ванадиевой. Гематитовая минерализация имеет сквозной характер. При этом интенсивная гематитизация характерна для более низкотемпературного интервала. Медная и ванадиевая минерализация имеют эксгальционное происхождение, гематитовая — эксгальционное, пневмолито-метасома-

тическое и экзогенное. При постэруптивном процессе, связанном с извержением субщелочной магмы, менее глубиной, чем толеитовая, медная и ванадиевая минерализация занижены и в ассоциации с медью более существенное значение приобретают цинк и свинец. Рудообразование в постэруптивном процессе на примере БТИ определяется не только составом исходного базальта, но и интенсивностью и длительностью выделения магматических газов в условиях сохранения высокотемпературного режима.

## Глава VI

### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ПОСТЭРУПТИВНОМ МЕТАСОМАТОЗЕ И ЭКСГАЛЯЦИОННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

При нестационарном газовом режиме, в условиях открытых систем постэруптивного процесса, на поверхности Земли происходит интенсивный газовый перенос металлов и их рассеяние, частичное концентрирование и возникновение неравновесных минеральных ассоциаций и метасоматических (пневматолитических) фаций, только частично отражающих состав минералообразующих летучих.

#### МАСШТАБЫ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОВ ИЗ ЛЕТУЧИХ И СТЕПЕНЬ ОТРАЖЕНИЯ СОСТАВА ЛЕТУЧИХ В ЭКСГАЛЯЦИОННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

Эксгальационное рудообразование только частично отражает геохимические особенности порождающих его исходного базальта и элементного состава магматических — фумарольных газов (табл. 31—33).

Из таблицы 27 следует, что в камерах на Втором конусе в эксгальационном рудном концентрате содержится более чем по 10% — Cu, Cl, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>O; в пределах 1% — Zn, Pb, K, Na; по  $n \cdot 10^{-1}$  — Rb;  $n \cdot 10^{-2}$  — Cs, F, Te, Cd, Mn, V, As, Sr; по  $n \cdot 10^{-3}$  — Li, Se, U, Al, Ni, Co, Ag, Zr, Cr, Ba; по  $n \cdot 10^{-4}$  — Au; по  $n \cdot 10^{-5}$  — Hg; по  $n \cdot 10^{-7}$  — Pt

По сравнению с исходным базальтом БТИ в эксгальационном рудопроявлении увеличено содержание: Pb, Cd, Te — в 10 000 раз; Cu, As, Cs, Au — в 1 000 раз; Pb, Ag, Zn — в 100 раз; Zn, Pt — в 100 раз; Hg, U, Co, Ni, Ba, Sr — в 10 раз.

Из магматических газов сложного элементного состава в значительных количествах сконцентрировалась Cu, образовалось медное рудопроявление, слабо зараженное широким спектром халькофильных, сидерофильных и литофильных элементов.

Судя по масштабам выноса летучими металлов и по составу этих металлов, в случае их полного осаждения могло образоваться рудное месторождение сложного галоидно-сульфатно-окисного состава.

Средние составы магматических вод (конденсатов) (мг/л)  
(по И.А. Меняйлову и др., табл. 4.2 и 4.3 [1980])

Компоненты (т. 4.2) и их отношения (т. 4.3)	Северный Прорыв T = 930°С	Южный Прорыв		Компоненты (т. 4.2) и их отношения (т. 4.3)	Северный Прорыв T = 930°С	Южный Прорыв	
		T = 980—1020°С	T = 980—1020°С			T = 980—1020°С	T = 980—1020°С
F	785	2392	2900	As	0,003	0,035	12,9
Cl	4741	19928	18516	Ag	0,003	0,004	0,0045
$\Sigma \text{SO}_4$	450	1756	1775	Sb	0,021	57,9	6,3
S	150	586	593	Na/K	2,0	1,4	0,8
H	20,2	515,1	507	Ca/Mg	1,5	0,9	3,6
NH <sub>4</sub>	2133	5,3	< 0,1	(Na+K)/ (Ca+Mg)	3,1	43,0	44,1
Na	22,2	583	236	$\Sigma \text{ПМ}/\Sigma \text{РМ}$	18,4	46,8	13,7
K	10,9	358	312	Zn/Pb	8,4	9,6	55,1
Mg	4,2	7,7	9,7	Zn/Sn	2,2	135,9	106,6
Ca	6,3	3,2	14,3	Cu/Zn	0,03	0,9	0,2
Fe	-	24,2	36	Cu/Sn	0,5	35,4	65,5
Al	9,4	226	45,1	Cu/Pb	1,3	11,7	6,7
Co	$4 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	0,024	Cu/As	7,0	32,5	0,6
Ni	0,023	0,146	0,50	As/Sb	0,5	0,1	1,7
Cu	0,02	7,1	6,8	As/Sb	0,05	0,002	2,8
Zn	0,67	15,1	47,7	Ni/Co	10,1	30,11	23,5
Pb	0,08	1,8	1,5				

В природных поверхностных условиях в результате постэруптивной активности в рудопроявлении на аппарате вулканического конуса сконцентрировалась очень малая доля элементов из числа вынесенных газами при БТТИ.

Нами сознательно сравниваются масштабы рудопроявления с количеством эруптивных газов всего БТТИ, хотя само рудопроявление создавалось в постэруптивную стадию только на Втором конусе. Масса летучих постэруптивного периода очень мала по сравнению с массой летучих эруптивного периода. Если бы весь объем летучих участвовал в процессе рудообразования, то, безусловно, процент осаждения металлов из газов в виде рудопроявлений в постэруптивный период (даже только на Втором конусе) был бы более высоким. Но наша цель — определить резервы эксплоатационного рудопроявления БТТИ и сравнить их с той долей его, которая реализована в конкретном рудообразовании.

Ниже приведен приближенный подсчет рудной массы, образовавшейся к 1980 г. в камерах на Втором конусе Северного Прорыва. В 1980 г., в связи с продолжающимся проседанием и обрушениями, в основной активной зоне были обнаружены четыре рудных камеры; пятая — Нишевидная

Микроэлементный состав: лава – магматический газ – рудопоявление  
Северный Прорыв, Второй конус

Элементы и их отношения	Лава, г/т [Вольфенц и др., 1980]	Газ, мг/м <sup>3</sup>	Аэрозоли, мг/м <sup>3</sup>	Рудопоявление, г/т
		[Меняйлов и др., 1980] (табл. 3.4 и 3.5)		
Li	9,8	0,008	—	120
Rb	11,6	0,19	$4,7 \cdot 10^{-4}$	1090
Cs	1,5	0,50	$1,1 \cdot 10^{-3}$	210
Cr	265	1,5	$1,8 \cdot 10^{-4}$	7
Co	42	0,01	$7,5 \cdot 10^{-5}$	10
Ni	120	1,5	—	10
Cu	145	8	$3 \cdot 10^{-5}$	$40 \cdot 10^4$
Zn	500	5	0,18	7300
Pb	2,7	3	—	8700
As	9,1	1,1	$8,3 \cdot 10^{-5}$	500
Sb	0,78	0,7	0,084	100
Se	0,05	0,002	$4,4 \cdot 10^{-4}$	40
Pt	0,1	0,1	—	0,003
Au	0,005	0,0001	$2,4 \cdot 10^{-3}$	5,2
Ag	0,1	0,008	—	12
Hg	0,0635	0,2	0,01	0,1
Cu/Zn/Pb	1/3,5/0,02	1/0,6/0,4	1/6000/0	1/0,2/0,02
As/Sb/Hg	1/0,09/0,077	1/0,7/0,2	1/1000/100	1/0,2/0,002
(Cu+Zn+Pb)/(As+Sb+Hg)	65	9	2	670
Li/Rb/Cs	1/1,2/0,15	1/24/62	—	1/9/2
Ag/Au	20	80	—	2,3
Ni/Co	3	150	—	1

камера, работавшая в 1976–1978 гг., разрушилась (см. гл. V). В среднем каждая камера имеет диаметр 1,5 м и толщину рудной корки 0,3 м. Для большинства металлов доля, мобилизованная из газов на рудообразование, составляет значительно меньше 1% и только для меди выражается величиной 2,3% (см. табл. 33). Доля концентрации металлов из летучих существенно не изменится, если принять во внимание и массу постэруптивных газов. Учесть их трудно, но в сравнении с эруптивными газами они явно находятся в резко подчиненном количестве. Из 50 т эксгалиционной руды около 20 т составляет Cu, меньше чем по 0,5 т – Zn и Pb и совсем ничтожно мало – другие халькофильные и сидерофильные элементы (см. табл. 33). Таким образом, вместо довольно мощного рудопоявления сложного состава, обогащенного платиной, создано преимущественно медное, зараженное свинцом, цинком и разнообразными элементами, а также ничтожно малым (ниже кларка) содержанием платины.

В руде по сравнению с газами находятся в относительно более высоких концентрациях: Cu – > в 1000 раз; Pb, Ag – > в 10 раз; в близких к газовым содержаниям – Mn, Co, Ni, Rb; в более низких (< в 10 раз) – Au, Cr, Cd, Li, Fe, K, Na; < в 100 раз – Al; < в 1000 раз – Pt.

Таблица 33

Перераспределение элементов между лавой, магматическим газом, рудопоявлением и окружающей средой при БТТИ

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Cu	$5,6 \cdot 10^5$	854	20	834	$3,5 \cdot 10^{-3}$	2,3	97,7
Zn	$2,33 \cdot 10^5$	$4,6 \cdot 10^3$	0,45	4599	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$	99,99
Pb	$1,46 \cdot 10^4$	432	0,37	431	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-2}$	99,91
As	$1,7 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^3$	0,03	1200	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	99,99
Sb	850	$2,1 \cdot 10^3$	0,005	2099	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	100
Hg	108	20	$3,75 \cdot 10^{-6}$	20	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$1,9 \cdot 10^{-5}$	100
Sn	$1,1 \cdot 10^4$	45	0,02	45	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	99,95
Cd	$1,27 \cdot 10^3$	342	$6,3 \cdot 10^{-3}$	341	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	99,99
Au	8,8	5,1	$2 \cdot 10^{-4}$	5,1	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	99,99
Ag	255	1,28	$5 \cdot 10^{-4}$	1,27	$2 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-2}$	99,96
Se	85	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2,9 \cdot 10^{-4}$	—	—
Te	—	—	$6 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—
Fe	619	$4,5 \cdot 10^3$	0,46	4499	0,074	$1 \cdot 10^{-3}$	100
Co	$1,3 \cdot 10^5$	5,4	$5 \cdot 10^{-4}$	5,39	$3 \cdot 10^{-7}$	$9,3 \cdot 10^{-3}$	100
Ni	$1,1 \cdot 10^6$	109	$3,75 \cdot 10^{-4}$	108	$3,3 \cdot 10^{-8}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	100
Mo	$2,6 \cdot 10^3$	—	—	—	—	—	—
Pt	170	$1,4 \cdot 10^4$	$1,32 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^4$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-6}$	100
Cl(HCl)	$8,5 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^6$	12,4	$2,3 \cdot 10^6$	0,015	$5,4 \cdot 10^{-4}$	—
F(HF)	$12,1 \cdot 10^6$	$2,6 \cdot 10^5$	0,018	$2,5 \cdot 10^5$	$1,5 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	100
S(SO <sub>2</sub> )	$5,1 \cdot 10^5$	$6,7 \cdot 10^5$	3,08	$6,7 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	100
Al	$2,3 \cdot 10^8$	$1,2 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,19 \cdot 10^4$	—	$1,9 \cdot 10^{-5}$	100
Ca	$2 \cdot 10^8$	$1,4 \cdot 10^3$	0,88	1399	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$6,3 \cdot 10^{-2}$	99,93
Mg	$1,7 \cdot 10^8$	$1,0 \cdot 10^3$	0,69	999,3	$4,1 \cdot 10^{-7}$	$6,9 \cdot 10^{-2}$	99,93
Mn	$2,1 \cdot 10^6$	115	$2,7 \cdot 10^3$	115	$1,3 \cdot 10^{-7}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	99,99
Na	$8 \cdot 10^7$	$3,7 \cdot 10^4$	0,34	$3,69 \cdot 10^4$	$4 \cdot 10^{-7}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	100
K	$4,4 \cdot 10^7$	$4,0 \cdot 10^4$	0,96	$3,99 \cdot 10^4$	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	100
Li	$4,5 \cdot 10^7$	48	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$47,99 \cdot 10^{-4}$	$8,10^{-7}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	100
Cs	—	$2,1 \cdot 10^3$	$10,75 \cdot 10^{-3}$	$2,99 \cdot 10^3$	—	$5,1 \cdot 10^{-4}$	100
Rb	$1 \cdot 10^5$	252	0,04	251,9	$3,9 \cdot 10^{-8}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	99,98
V	$8 \cdot 10^5$	—	$8,18 \cdot 10^{-3}$	—	$1,10^{-6}$	—	—
Cr	$6,3 \cdot 10^5$	125	$3,5 \cdot 10^{-4}$	124,9	$5,5 \cdot 10^{-8}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	100
Ba	$1,4 \cdot 10^6$	—	$7,25 \cdot 10^{-4}$	—	$5,1 \cdot 10^{-8}$	—	—
Sr	$11 \cdot 10^6$	—	$1,25 \cdot 10^{-4}$	—	$1,1 \cdot 10^{-8}$	—	—
Zr	$4,3 \cdot 10^5$	—	$5,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1,3 \cdot 10^{-7}$	—	—
U	—	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—

Примечание. 1 — рассеяно в лаве СП и ЮП (всего БТТИ), в т; рассчитано из данных О.Н. Волынца и др. [1980]; 2 — вынесено газами при БТТИ за 1,5 года, т; заимствовано из работы И.А. Меняйлова и др., табл. 4.6 [1980]; 3 — сконцентрировано в руде на Втором конусе в постэруптивный период БТТИ, т; 4 — рассеяно газами БТТИ в окружающей среде, т; 5 — сконцентрировано в руде по отношению к лаве БТТИ, %; 6 — то же, по отношению к вынесенным газами, %; 7 — рассеяно по отношению к вынесенным газами БТТИ, %.

Реальные металлоносные аэрозоли были обнаружены в магматических и фумарольных газах БТТИ [Миклишанский и др., 1979]. Присутствие их в составе газов представляется весьма интересным для понимания условий эксгаляционного рудообразования. Ранее о возможности переноса металлов в аэрозолях писали Ф.В. Чухров [1953] и С.И. Набоко [1959], Набоко и др. [1980].

При БТТИ перенос металлов в виде аэрозолей был ощутимым.

На Втором конусе Северного Прорыва газы фумаролы Ядовитая с температурой на выходе  $400^{\circ}\text{C}$  имели буро-оранжевый цвет, который придавали им аэрозольные соединения меди. На поверхности трубки, введенной в 1976 г. в фумарольную камеру [Меняйлов и др., 1980], оседали медные возгоны, различно окрашенные по зонам. Температура внутри камеры была около  $700^{\circ}\text{C}$ . Молочно-белый цвет фумарольных "дымов" определялся аэрозолями  $\text{NH}_4\text{Cl}$  и  $\text{NaCl}$ . Уловленные аэрозоли Второго конуса над фумаролами Медная и Ядовитая имели сложный элементный состав [Меняйлов и др., 1980]. В них в порядке уменьшения определены ( $\text{мг}/\text{м}^3$ ):  $\text{Na}$  (0,051),  $\text{Zn}$  (0,18),  $\text{Sb}$  (0,084),  $\text{Hg}$  (0,01), в  $n \cdot 10^{-3}$  —  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Au}$ ; в  $n \cdot 10^{-4}$  —  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ge}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Se}$ ; в  $n \cdot 10^{-5}$  —  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Br}$ ,  $\text{As}$ . В более низких содержаниях, чем в газах, в аэрозолях находились  $\text{Cu}$  и  $\text{As}$  (в  $n \cdot 10^4$  раз); содержания  $\text{Hg}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Au}$  были близки к таковым в газах.

В сравнении с рудопроявлением, над которым были собраны аэрозоли, в них резко была понижена роль  $\text{Cu}$  и повышена роль  $\text{As}$ ,  $\text{Sb}$ ,  $\text{Hg}$ , т.е. наиболее летучих компонентов. Медь в основной своей массе оседала из летучих в самой камере, и поэтому ее мало в аэрозолях (табл. 34–36).

Коагуляция летучих хлоридов и сульфосолей халькофильных элементов с образованием аэрозольных частиц происходила, как считают И.А. Меняйлов и его соавторы [1980], в "безводных" условиях, в недрах конуса, видимо, в верхних участках магмовода. Аэрозоли выносились с газами и в общей массе рассеивались в воздухе, о чем свидетельствует цвет "дымов" — фумарольных газов (подтверждено их непосредственным улавливанием и анализом) [Миклишанский и др., 1979]. Аэрозоли солей меди и в меньшей степени свинца и цинка осаждались на стенках камеры. Горячие медные коагуляты находились в желеподобном состоянии, определившем образование сталактитов и сталагмитов. Корки свежих коагулятов, извлеченные из высокотемпературной среды камеры, при охлаждении затвердевали и раскристаллизовывались. Об их кристаллическом состоянии свидетельствуют результаты рентгенометрического анализа (см. табл. 30). При раскристаллизации коагулятов сохранились реликты раннего коллоидного состояния вещества. На табл. XIV — XVI видна структура медных минералов — глобулы, мембранные трубки и ячейки, возникающие, вероятно, при старении гелей медных соединений. Они сходны с глобулами коллоидных гидротермальных растворов. При дальнейшей раскристаллизации гелей в атмосферных условиях происходят минеральные превращения. Меланоталлит, образующийся в начальный момент, переходит в гидромеланоталлит, баталлит — в атакамит и, наконец, — в эриохальцит, что видно по изменению окраски медных солей от иссиня-черных (меланоталлит) через изумрудно-зеленые (атакамит) до голубого (эриохальцит) (определение минералов подтверждено рентгеном).

Т а б л и ц а 34

Состав аэрозолей и атмосферных осадков в районе извержения Южного Прорыва (по Меньялову и др., табл. 2.28 [1980])

Компо- ненты	Аэрозоль, мг/м <sup>3</sup>	Атмосферный осадок, мг/л	Компо- ненты	Аэрозоль, мг/м <sup>3</sup>	Атмосферный осадок, мг/л
Fe	$1,9 \cdot 10^{-2}$	0,55	As	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$
Na	$2,1 \cdot 10^{-3}$	3,8	Au	$2,5 \cdot 10^{-5}$	—
K	—	2,5	La	$2,5 \cdot 10^{-5}$	—
Mn	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$	Co	$1,8 \cdot 10^{-5}$	—
Br	$4,7 \cdot 10^{-4}$	—	Cs	$1,7 \cdot 10^{-5}$	—
Ce	$4,3 \cdot 10^{-4}$	—	Sc	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$
Se	$3,8 \cdot 10^{-4}$	—	Cu	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$
Sr	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	Hg	$1,2 \cdot 10^{-5}$	—
Rb	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	Sb	$7,7 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Hf	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—	I	$3,6 \cdot 10^{-6}$	—
Cr	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$		$3,0 \cdot 10^{-7}$	—
Zn	$9,7 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$			

Т а б л и ц а 35

Содержание и коэффициент обогащения элементов в аэрозолях из воздуха и из конденсатов фумаролы Южная Первый конус, 1976 г., август (по Меньялову и др., табл. 3.11 [1980])

Элемен- ты	Аэрозоль		Конден- сат $K_{Обог}$	Элемен- ты	Аэрозоль		Конден- сат $K_{Обог}$
	мг/м <sup>3</sup>	$K_{Обог}$			мг/м <sup>3</sup>	$K_{Обог}$	
Fe	0,05	1	1	Hf	$3,4 \cdot 10^{-5}$	52	—
Na	0,011	0,9	6	Zn	0,013	260	$1,5 \cdot 10^3$
Co	$5,6 \cdot 10^{-5}$	2	0,6	Br	$5,0 \cdot 10^{-4}$	263	$3,4 \cdot 10^3$
Sc	$3,7 \cdot 10^{-5}$	2	5	As	$3,8 \cdot 10^{-3}$	633	328
Cu	$7,2 \cdot 10^{-4}$	7	147	Hg	$2,7 \cdot 10^{-5}$	675	$6,8 \cdot 10^3$
La	$1,0 \cdot 10^{-4}$	10	38	Sb	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^3$	$1,6 \cdot 10^4$
Rb	$1,9 \cdot 10^{-4}$	25	7	Se	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	37
Cr	$4,5 \cdot 10^{-3}$	25	3	Au	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^4$	10
Ce	$1,8 \cdot 10^{-3}$	46	—				

Осаждение меланоталлита из газов Грушевидной камеры продолжалось и в августе 1980 г. Внутренняя стенка кварцевой трубки, введенной нами в камеру до участка красного каления лавы, при выкачивании через нее газов покрылась за 4 часа иссиня-черным глянцевым налетом меланоталлита. При охлаждении налет становился зеленым (атакамит) и затем голубым (эриохальцит). В устьевой части трубки отлагался тенорит, не изменявшийся на воздухе.

Изотопный состав свинца возгонов БТТИ [Бибикина и др., 1980] близок к изотопному составу самих магнезиальных мантийных базальтов БТТИ. Изотопные характеристики свинца возгонов свидетельствуют о его мантийном источнике и об отсутствии вовлечения свинца земной коры [Бибикина

Таблица 36

Содержание и коэффициент обогащения элементов в аэрозолях из воздуха в 100 м от fumarol Медная 1 и Ядовитая Второй конус, 1976 г., август  
(по Меняйлову и др., табл. 3.5 [1980])

Элементы	Аэрозоль		Конденсат фумаролы Медная 1, K <sub>обог</sub>	Элементы	Аэрозоль		Конденсат фумаролы Медная 1, K <sub>обог</sub>
	мг/м <sup>3</sup>	K <sub>обог</sub>			мг/м <sup>3</sup>	K <sub>обог</sub>	
Fe	9,0·10 <sup>-3</sup>	1	1	As	8,3·10 <sup>-5</sup>	92	100
Cu	3,0·10 <sup>-6</sup>	2	467	Rb	4,7·10 <sup>-4</sup>	348	140
Cr	1,8·10 <sup>-4</sup>	6	47	Cs	1,1·10 <sup>-3</sup>	6,2·10 <sup>3</sup>	2,8·10 <sup>3</sup>
La	2,8·10 <sup>-5</sup>	15	66	Zn	0,18	2,0·10 <sup>4</sup>	55
Co	7,5·10 <sup>-5</sup>	15	20	Se	4,4·10 <sup>-4</sup>	8,1·10 <sup>4</sup>	3,3·10 <sup>3</sup>
Eu	3,6·10 <sup>-6</sup>	18	—	Sb	0,084	9,3·10 <sup>5</sup>	7·10 <sup>4</sup>
Na	0,051	23	34	Hg	0,01	1,4·10 <sup>6</sup>	2,7·10 <sup>4</sup>
Br	1,2·10 <sup>-5</sup>	35	1,1·10 <sup>4</sup>	Au	2,4·10 <sup>-3</sup>	3,8·10 <sup>6</sup>	1,3·10 <sup>5</sup>
Ce	3,2·10 <sup>-4</sup>	46	130				

Таблица 37

Данные изотопного анализа кислорода минералов

№ образца	Место отбора	Минерал	$\delta^{18}\text{O}^{\circ}/\text{‰}$ минерала	$\delta^{18}\text{O}^{\circ}/\text{‰}$ рассчитанной воды	Температура кристаллизации, °C
81/78	БТТИ	Тенорит	-3,3	—	-600
39-3/77	"	Гематит	+0,8	+7,2	500
				+6,4	600
5-2-76	Долина Гейзеров	Опал	+5,2	-16,3	98
77/78	То же	Кальцит	+6,5	-13,0	78
27-2/76	"	"	+8,8	-10,7	78
391	р. Шумная	"	+11,4	-8,1	78
378б	р. Налачева	"	+9,3	-10,2	78
378а	"	"	+11,4	-8,1	78

Примечание. Образцы авторов; аналитик О.П. Луговая, Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР. Расчет изотопов воды сделан О.П. Луговой.

и др., 1980]. Для нас большой интерес представляет также изотопный состав кислорода магматической воды БТТИ:  $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}\text{‰}$  колеблется от +3,5 до +9,3 [Меняйлов и др., 1981]. Изотопный состав кислорода образцов тенорита, отобранных нами,  $\text{O}^{18}\text{‰}$  - 3,3. Образующийся вместе с теноритом гематит имеет  $\text{O}^{18}\text{‰}$  +0,8 (анализы О.П. Луговой, Институт геохимии и физики минералов АН УССР). По расчетам О.П. Луговой изотопный состав кислорода воды, в среде которой, по нашим данным, образовался гематит, имеет  $\text{O}^{18}\text{‰}$  + 6,4 (при 600°C) и  $\text{O}^{18}\text{‰}$  +7,2 (при 500°C), т.е. он близок к изотопному составу кислорода магматической воды БТТИ. К сожалению, провести расчеты изотопного состава кислорода воды по изотопному составу кислорода тенорита О.П. Луговой не

удалось из-за отсутствия калибровочных кривых. Однако очевидно, что как в случае гематита, так и тенорита он отличается от подобного состава термальных вод Камчатки, в формировании которых существенную роль играют метеорные воды. Изотопный состав кислорода для опала (гейзерита) и кальцита (травертина), осаждавшихся из термальной воды Долины Гейзеров и Налачевских источников:  $O^{18}\text{‰}$  от +5,2 до +11,7;  $O^{18}\text{‰}$  от -8 до -16,3 имеют кислород, рассчитанный для опала и кальцита (табл. 37). Как видим, изотопный состав кислорода эксгаляционных тенорита и гематита приближается к изотопному составу кислорода магматических пород и магматической воды Большого трещинного Толбачинского извержения. Видимо, тенорит (и гематит) образовывался при эксгаляционном рудообразовании в среде магматической воды.

Высокие содержания металлов в газах, резко превышающие их содержания в исходном базальте БТТИ, свидетельствуют о реальном отделении от магматического расплава металлоносного флюида, о переносе металлов в летучем состоянии и в виде аэрозолей, т.е. о процессах, определяющих эксгаляционное рудообразование.

### ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА

Интенсивность постэруптивного процесса определила одновременное образование широкого спектра эксгаляционных минералов. Всего разными исследователями [Вергасова, Черепова, 1979; Серафимова и др., 1979; Набоко, Главатских, 1980; Набоко и др., 1980] на БТТИ определено 46 эксгаляционных минералов, среди них 17 рудных. В камерном рудопроявлении определены: самородная медь; окислы Cu — тенорит, куприт; хлориды Cu — меланоталлит, митчерлихит, эриохальцит, нантокит, баталлит, параатакамит, атакамит; сульфаты Cu — халькоцианит, хальконтит, долерофанит, эвхлорит — 14 медных минералов. С ними ассоциируют гематит, хлорокислит (хлорид Cu и Pb), мурит (сульфат Cu и Zn), щербинит ( $V_2O_5$ ) и др.; медная минерализация окаймлена метасоматитами, в которых развиты ральстонит, флюорит, селлаит, тридимит, кристобалит. Среди возгонов присутствуют галит, сильвин, нашатырь, тенорит, афталит.

В удалении от зоны медной минерализации (на других конусах Северного Прорыва) обнаружены:  $FeCl_3 \cdot nH_2O$ ,  $CaCl_2 \cdot nH_2O$ ,  $MgCl_2 \cdot nH_2O$ , гипс, бассанит, ангидрит, самородная сера, пирит, опал, манганокальцит; на лавовых потоках наблюдается массовое развитие нашатыря и других минералов возгонов, перечисленных выше, а также экзотических гидромгнезита, аурипигмента и реальгара [Вергасова, Черепова, 1979]. И все же наиболее характерными среди рудных минералов являются минералы меди. Они вообще свойственны базальтовым вулканам Ключевской группы и определялись всеми исследователями этих вулканов [Дитерихс и др., 1948; Пийп, 1956; Башарина, 1963; Серафимова, 1979; Набоко и др., 1980; Набоко, Главатских, 1980]. В то же время по интенсивности и разнообразию минеральных фаз медная минерализация на Втором конусе Северного Прорыва БТТИ не сравнима с другими вулканами, только на Втором конусе БТТИ формировалось медное рудопроявление.

Как и для других базальтовых вулканов Ключевской группы здесь

характерны ассоциация гематита с теноритом и локальная гематитизация. Источником Cu и Fe в случаях непосредственного осаждения на поверхности раскаленных трещин и особенно на их пересечениях — в рудных камерах являются магматические газы, в которых Cu и Fe, видимо, переносятся в виде сложных комплексных молекул и аэрозолей. Изучая сходную минерализацию на побочных кратерах Юбилейного Прорыва Ключевского вулкана, Б.И. Пийп [1956] предполагал, что образование гематита связано с воздействием HF на соединения железа лавы при повышении температуры в процессе вторичного разогрева базальтового шлака вследствие его окисления. В раскаленных участках реакция  $Fe_2O_3 + 6HF = 2FeF_3 + 3H_2O$ , по Б.И. Пийпу, идет слева направо, при осаждении продуктов реакций в условиях резкого спада температуры и влияния кислорода — справа налево. Такой механизм образования гематита не исключен, однако в камерах БТТИ над лавоводом Второго конуса гематит и тенорит ассоциируют только с хлоридами и сульфатами меди, фтор в камерной минерализации практически отсутствует. Видимо, основной формой переноса Fe и Cu являются комплексные оксигалоидно-сульфатные соединения, а возможно, перенос идет и непосредственно в виде элементов и в окисной форме. Данные изотопного анализа кислорода гематита и тенорита, как было сказано, свидетельствуют о формировании их в среде магматического кислорода или магматической воды.

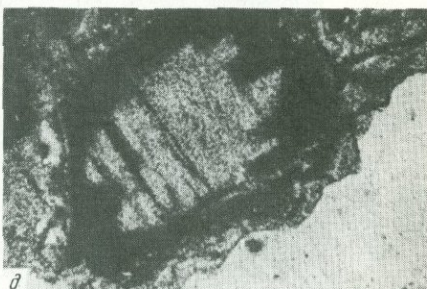
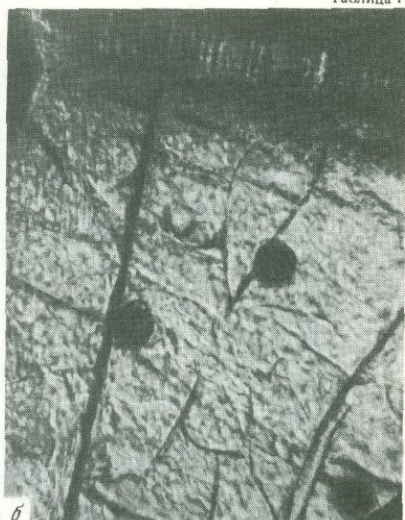
К железорудным месторождениям, близким к эксгальционным, относится Ангаро-Илимское. Считается, что железо выносилось из глубинной основной магмы в виде летучих галоидных соединений и отлагалось неглубоко от существовавшей тогда поверхности. Однако Г.А. Соколов и Н.В. Павлов не считали магму источником хлора. Они обратили внимание на то, что туфогенные породы Ангаро-Илимского района перекрывают соленосные отложения, которые при ассимиляции их магмой и могли послужить источником хлора.

Однако резерв хлора в мантийном базальте вполне достаточен для переноса промышленных содержаний железа. При Большом трещинном Толбачинском извержении он выражался в 2 300 000 т за 1,5 года [Меняйлов и др., 1980]. Более существен вопрос о наличии благоприятных условий массового переноса Fe и его концентрирования, т.е. формирования промышленных эксгальционных железорудных месторождений. Вряд ли такие условия имеют место в обстановке наземного активного вулканизма.

#### ХАРАКТЕР ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭКСГАЛЦИОННОМ ПРОЦЕССЕ

Во время эруптивной и постэруптивной активности вулканов эксгальционный процесс приводит к массовому перераспределению металлов, рассеянных в исходном мантийном базальте, между магматическими — фумарольными — газами и затвердевшей лавой. Дифференцированное отделение летучих из силикатного расплава в большой степени определяется их различной растворимостью, температурами летучести, величинами упругости паров соединений элементов.

В самой среде многокомпонентных летучих происходит дальнейшее перераспределение элементов, приводящее к концентрированию их в

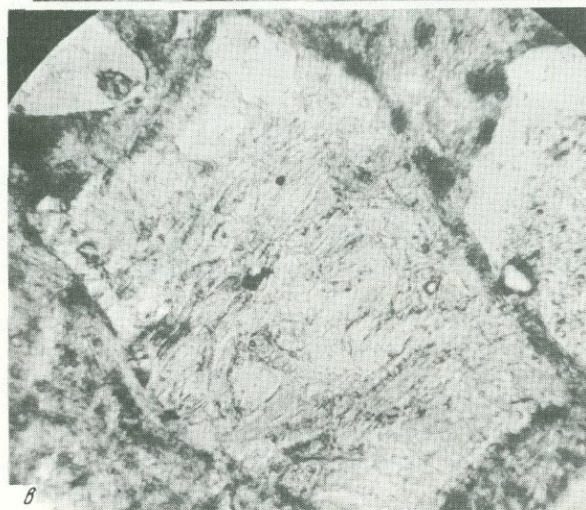




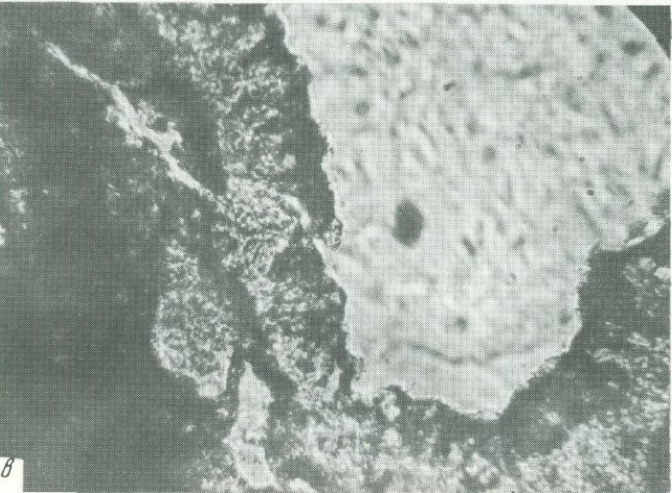
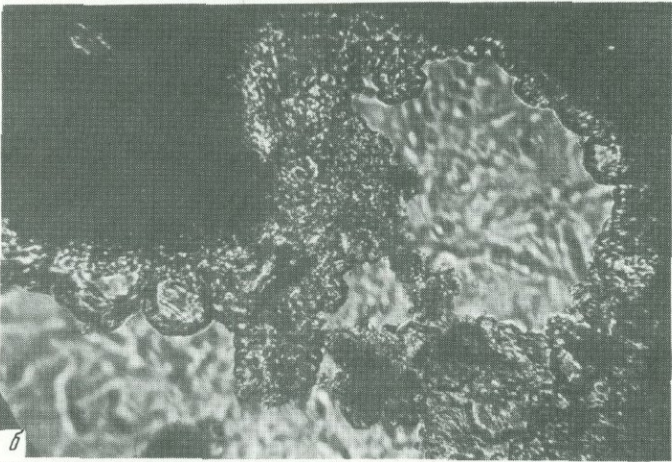
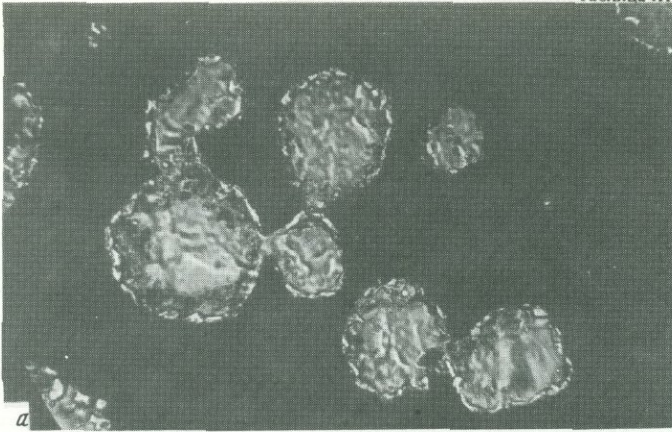
*a*



*б*



*в*





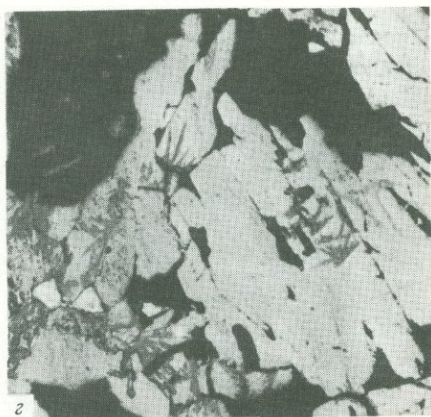
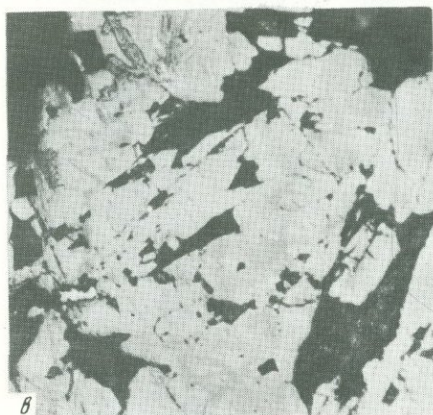
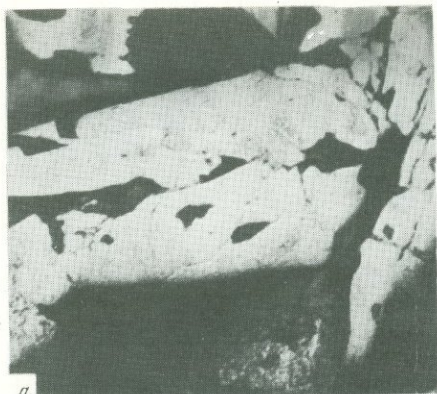
*a*

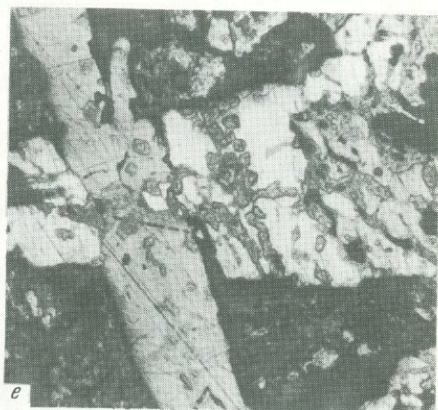
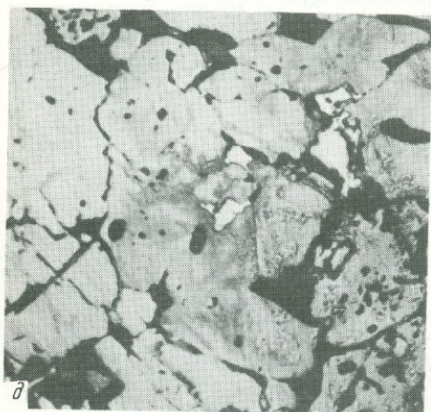
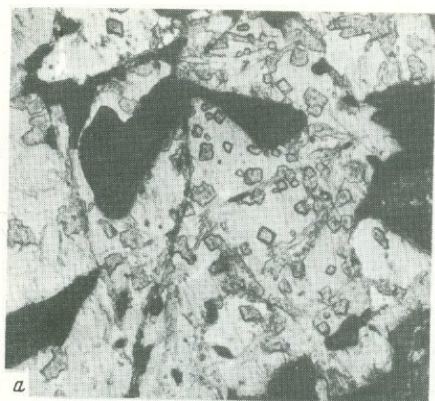


*б*



*в*







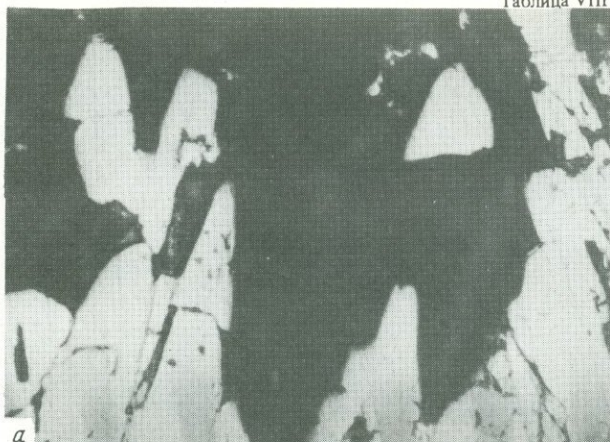
а

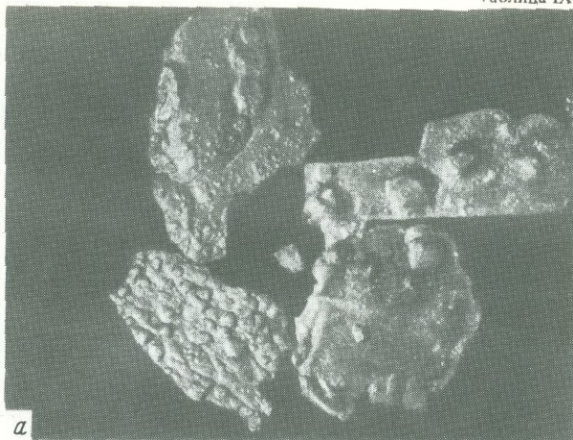


б

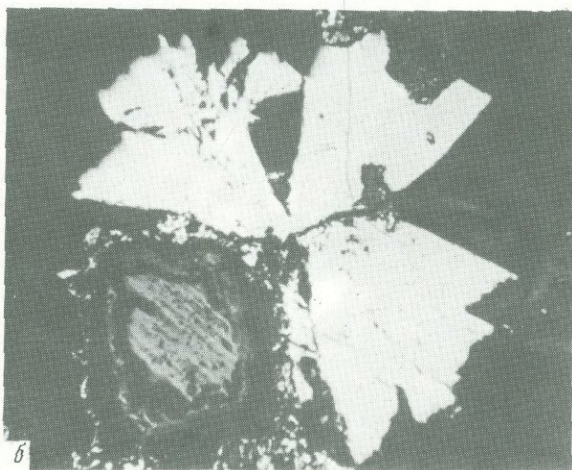


в





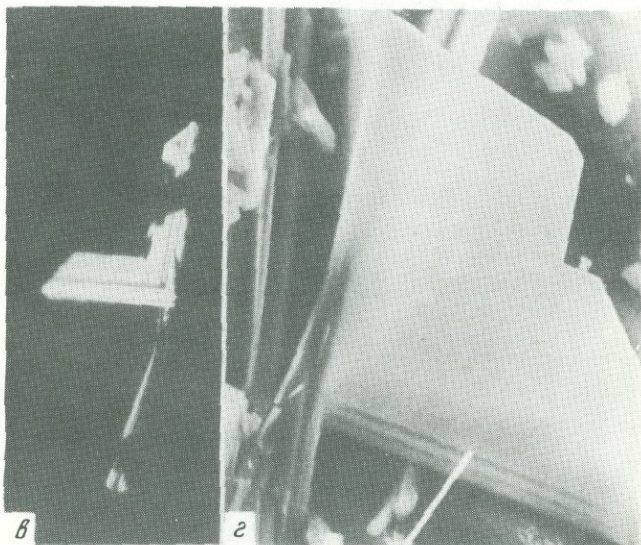
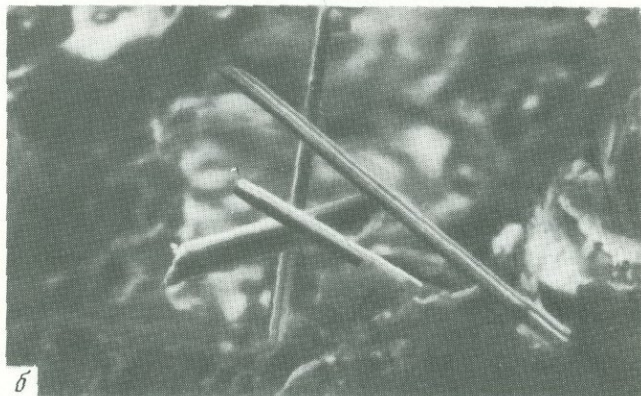
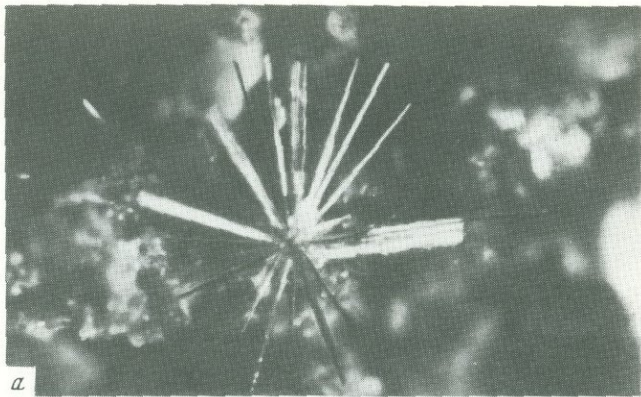
*a*



*б*



*в*

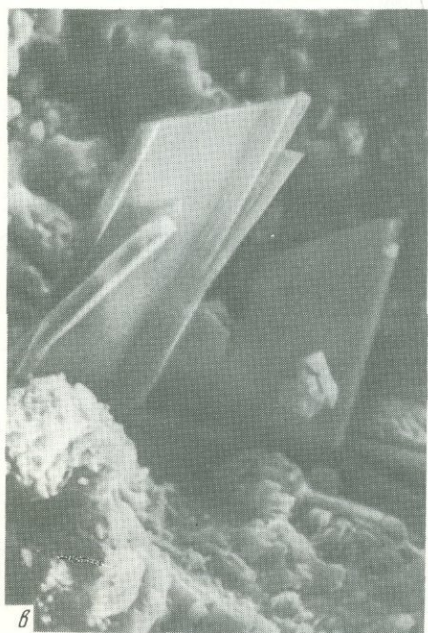




а



б

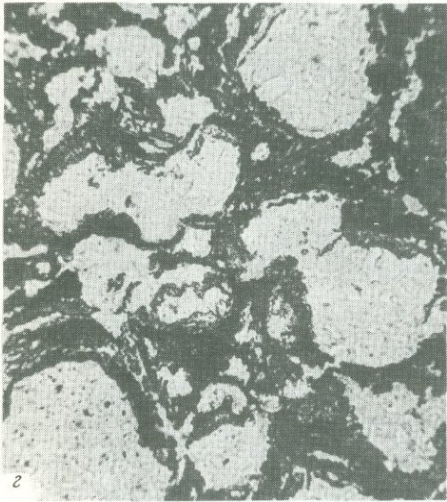
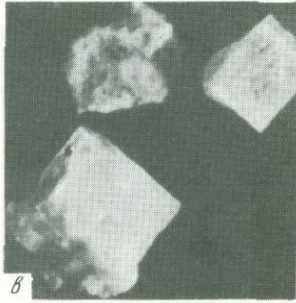
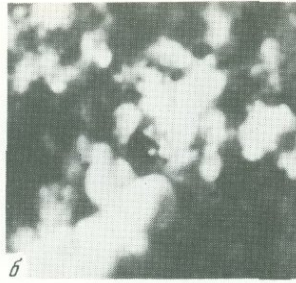


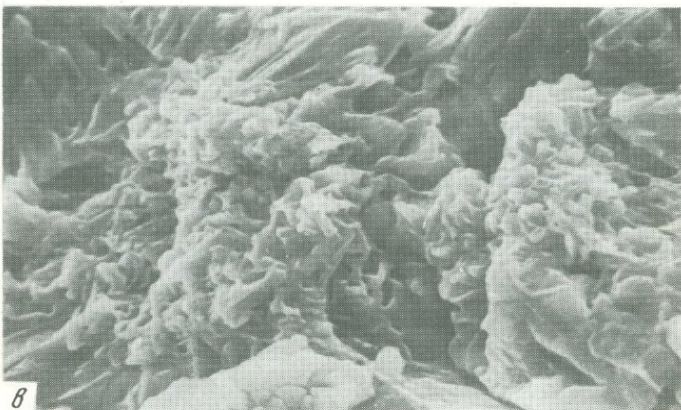
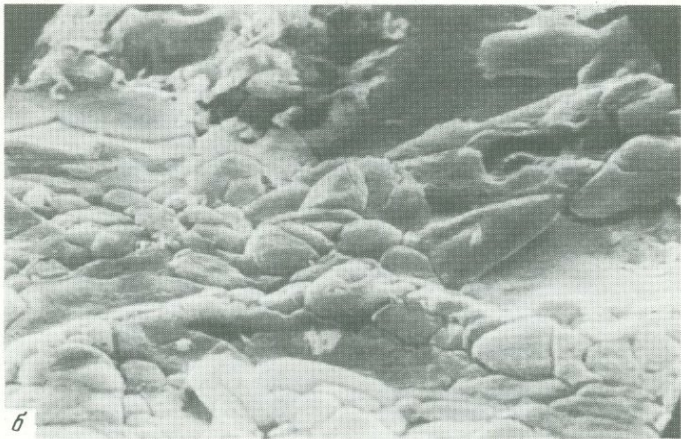
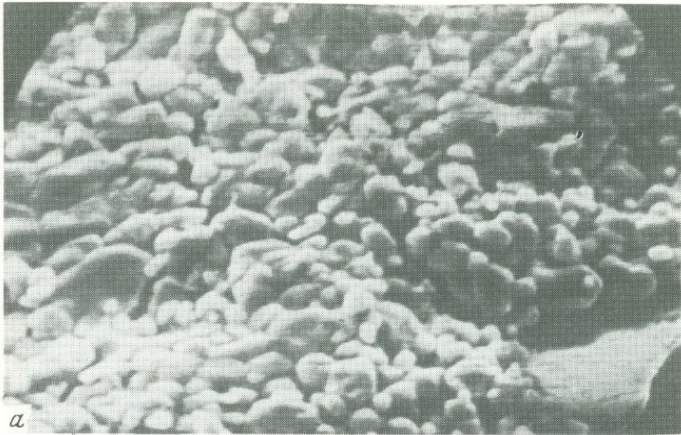
в

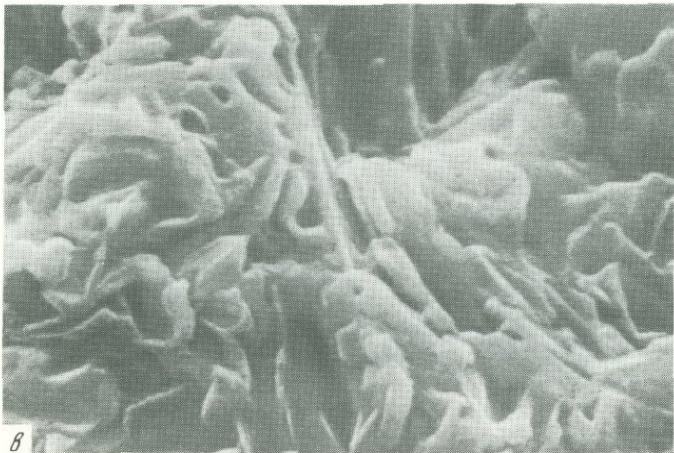
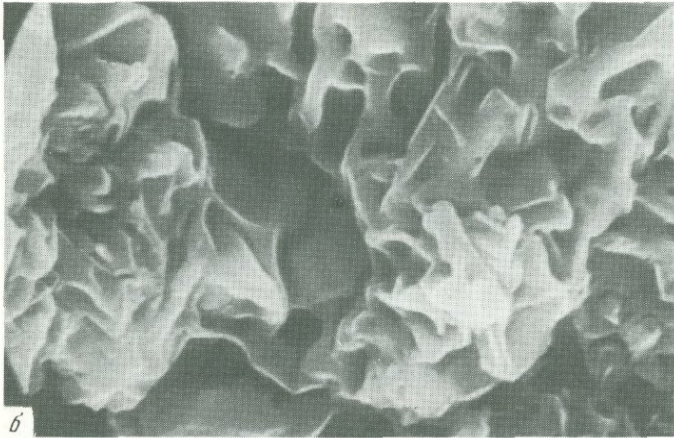
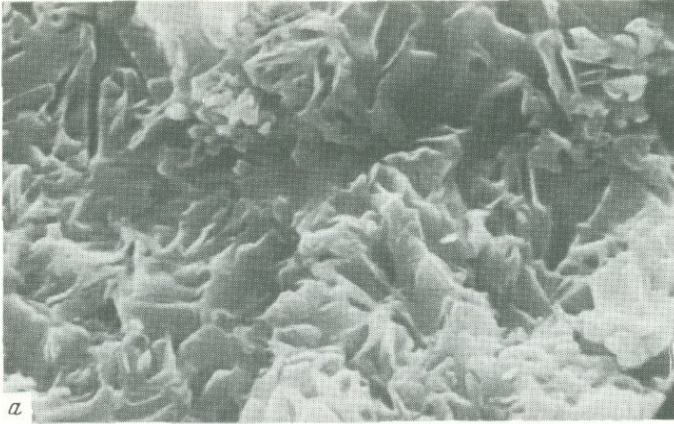


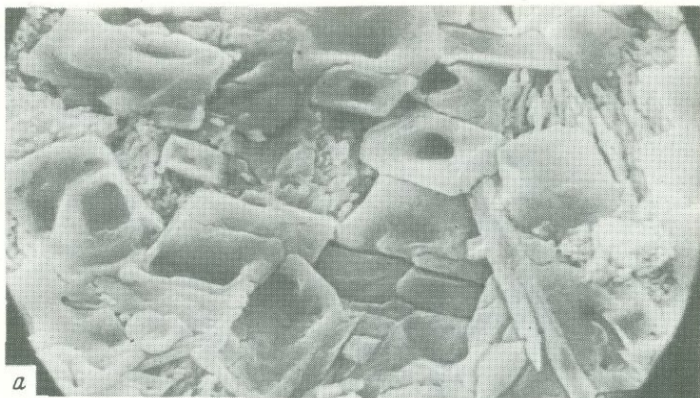
г



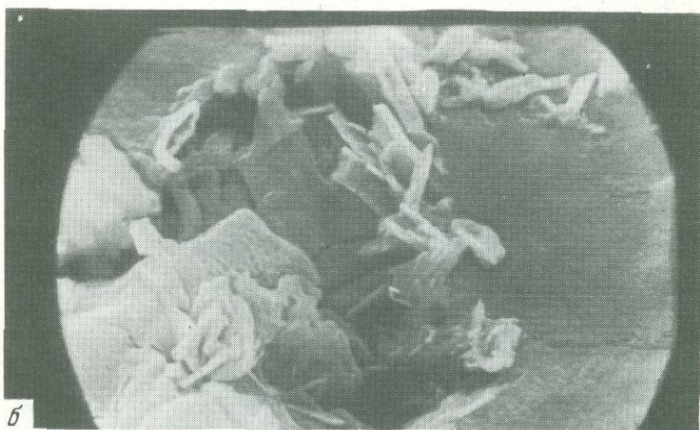




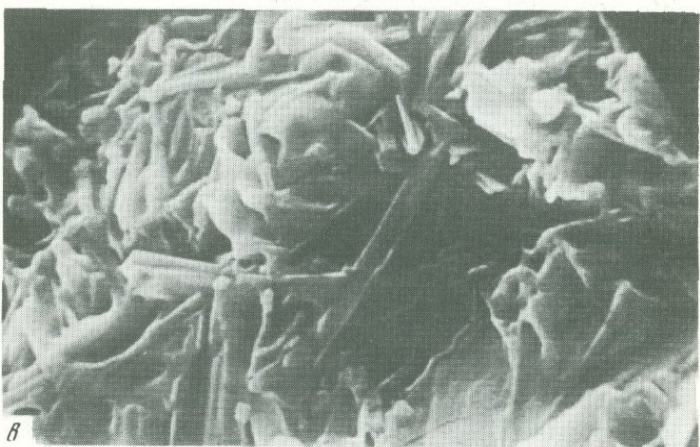




*a*



*б*



*в*

Рассеяно в лаве (в т.)							
$10^6$ Si, Al, Ca Mg	$10^7$ Na, K	$10^6$ Mn, Ba, Sr Ni, F	$10^5$ Cu, Zn V, Cr, Zr S	$10^9$ Pb, As, Sn Co, Zr, Cs	$10^3$ Mo, Cd	$10^2$ Sb, Hg Ag, Pt	$10^1$ Se, Au
Вынесено газами							
$10^6$ Cl	$10^5$ S, F	$10^4$ Pt, Al Na, K	$10^3$ Zn, As, Sb Fe, Ca Mg, Cs	$10^2$ Cu, Pb, Cd Ni, Mn, V, Ba, Rb	$10^1$ Hg, Sn Li	<10 Au, Ag Co	
Сконцентрирована в руде							
$10^2$ Cu, Cl	$10^1$ S	$10^{-1}$ Zn, Pb, Fe Ca, Mg, Na K	$10^{-2}$ As, Sn F	$10^{-3}$ Sb, Cd Pt, Al Cs, V	$10^{-4}$ Ag, Au, Se, Te, Co, Ni, Li, Cr Ba, Sr, Zr, U	$10^{-5}$ Mn	$10^{-6}$ Hg-7 Pt
Рассеяно газами в окружающей среде							
$10^6$ Cl	$10^5$ F, S	$10^4$ Pt, Al, Na, K, Li	$10^3$ Zn, As, Sb Fe, Ca, Cs Ni, Mg	$10^2$ Cu, Pb, Cd Ni, Mn, Mg K, Na, Rb, Cr	$10^1$ Hg, Sn	<10 Ag, Au, Co	

Р и с. 47. Перераспределение элементов между лавой, вулканическими газами, эксгальационным рудопроявлением и средой, окружающей вулкан

	1	2	3
Cu			■
Zn		■	
Pb			
As			
Sb			
Hg			
Sn			
Au			
Ag			
Co			
Ni	■		
Pt		■	
V	■		
Cr			

Р и с. 48. Концентрирование металлов в руде и их рассеяние в окружающей среде

1 – рассеянные металлы; 2 – металлы в газах; 3 – металлы, сконцентрированные в рудопроявлении

эксгальационных рудах и метасоматитах, на поверхности эруптивных пепловых частиц и рассеянию в окружающей среде аэрозолями, газовыми растворами и атмосферными осадками. Степень изученности всех дифференциатов летучих БТТИ [Меняйлов и пр., 1980] позволяет дать количественную оценку этого процесса. На рис. 47 и 48 отражено содержание разнообразных элементов, распределенных за 1,5 года извержения во всей массе лавы Северного и Южного Прорывов БТТИ, в их летучих, сконцентрированных в рудопроявлении на Втором конусе Северного Прорыва и рассеянных в среде, окружающей вулкан.

В лаве, естественно, сосредоточена основная масса литофильных элементов, сидерофильные и халькофильные элементы находятся в резко подчиненном количестве. В газах, наоборот, сконцентрированы халькофильные элементы; сидерофильные и тем более литофильные им подчинены в небольшой степени.

В процессе эксгальационной минерализации в "руде" сконцентрировалась только малая доля металлов, основную массу которых составила медь. На остальные элементы пришлось доли процента: в  $n \cdot 10^{-2}\%$  – Pb, Sn, Ag, Rb; в  $n \cdot 10^{-3}\%$  – Zn, Au, As, Cd, Co; в  $n \cdot 10^{-4}\%$  – Li, Cs, Cr, Ni,

Sb; в  $n \cdot 10^{-5}\%$  Hg и наконец, в  $n \cdot 10^{-7}\%$  — Pt. Породообразующие элементы находятся в эксгальционной руде или в подчиненном количестве, или в количестве, одинаковом с халькофильными. Например, содержание Ca, Mg, Fe на два порядка ниже, чем Cu, но такое же, как у Pb, Zn; содержание K, Na сохраняется на уровне содержания Zn, Pb, т.е. "руда" по сравнению с лавой и газом высоко концентрирована на халькофильные элементы, особенно медь.

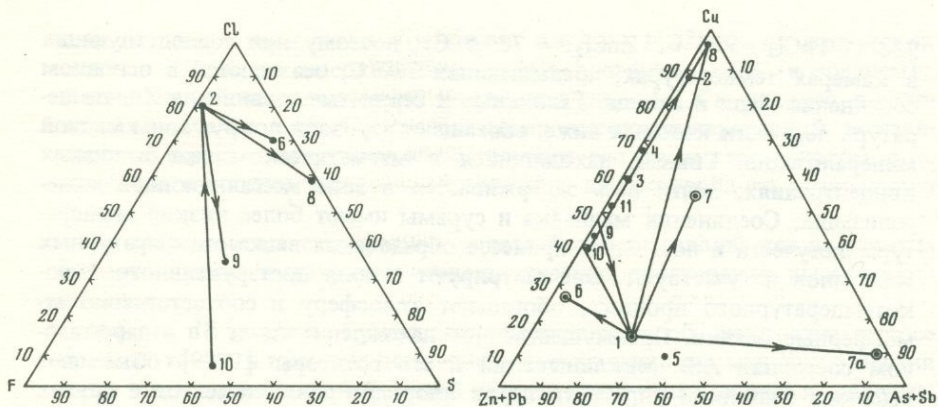
Несмотря на это, на "руду" израсходовано всего около 3% металлов от общей массы металлов, вынесенных газами, и всего  $n \cdot 10^{-4}\%$  Cl, S и  $n \cdot 10^{-6}\%$  F. Практически почти вся масса халькофильных элементов, галоиды и сера, вынесенные газами из магмы, рассеяны в окружающей среде (около 97%). В газах, как было отмечено, содержатся высокие концентрации Pt, в рудопроявлении ее содержание близко к кларку породы; соответственно высока степень рассеяния Pt в окружающей среде; высокая степень рассеяния также у Ti, Cr, Zn.

На рис. 49 отражено дифференцированное концентрирование и рассеяние некоторых элементов. Нас прежде всего интересует поведение Cl, F, S; Cu, Zn, Pb и сравнительно с ними As, Sb. Из них Cu, Zn, Pb характерны для эксгальционного рудообразования; As, Sb, Hg — для гидротермального [Набоко, 1980]. В треугольнике Cl — F — S (рис. 49) крайние точки занимают составы лавы и магматического фумарольного газа: в лаве мало хлора и почти равные количества S и F; в газах — максимальное количество Cl при достаточном количестве F и S. Метасоматит обогащен F, рудопроявление обеднено F и в одинаковом количестве содержит S и Cl. Что касается Cu, Zn, Pb, As, Sb, то их дифференцированное перераспределение определяет формирование почти чисто медного эксгальционного рудопроявления (рис. 50, 51).

В составе магматических газов БТТИ Cu + Zn + Pb содержатся в количествах, сопоставимых с содержанием As + Sb: при БТТИ газами вынесено Cu + Zn + Pb — 5015 т, As + Sb — 1800 т [Меняйлов и др., 1980]. В эксгальционном рудопроявлении сконцентрирована в основном Cu; ей резко подчинены Zn и Pb (на два порядка ниже); As и Sb в эксгальционном рудопроявлении участвуют слабо (их на четыре порядка меньше, чем Cu). В метасоматитах, окружающих рудопроявление, Cu, Zn, Pb находятся в количествах, близких к кларковым и выше, As и Sb определяются в них редко. Содержание As и Sb повышается в аэрозолях и особенно в атмосферных осадках, т.е. они интенсивно рассеиваются в окружающей среде (см. ниже рис. 53). Содержание As по сравнению с фоновым его содержанием в атмосферных осадках увеличено в 26 раз, Sb — в 10 раз, в то время как Cu только в 3,5 раза, а Zn еще меньше [Меняйлов и др., 1980].

Как видим, в эксгальционном рудопроявлении из магматических — фумарольных — газов сконцентрировались Cu; Zn и Pb присутствуют в меньших количествах. Коэффициент обогащения Cu составляет 2400, Zn — 1700, Pb — 2000; As и Sb — всего 28—32.

Такая дифференциация металлов в эр; птивную и постэруптивную стадии Большого трещинного Толбачинского извержения, по-видимому, определяется температурой летучести хлоридов и сульфатов металлов. Соединения меди имеют наиболее высокую температуру летучести ( $\text{CuCl}_2$  —

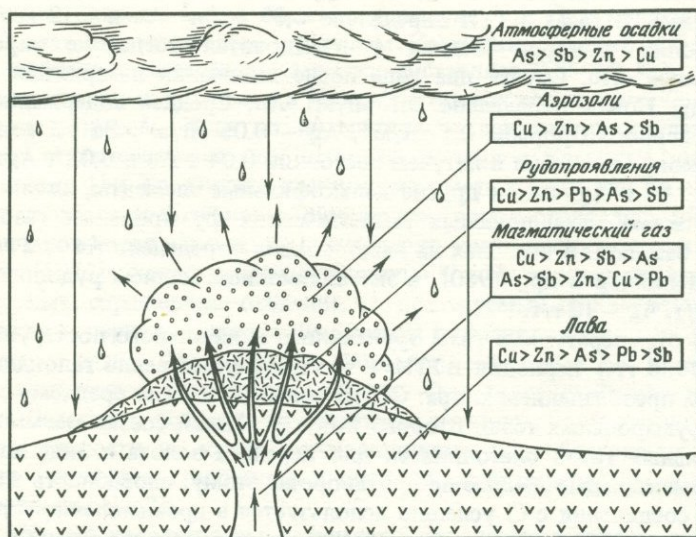


Р и с. 49. Cl, F и S в лаве, газах, на частицах пепла и в рудопроявлении

Цифры на диаграмме: 2 – конденсат газа СП; 6 – в водорастворимой части пепла; 8 – рудопроявление на Втором конусе СП; 9 – в метасоматите; 10 – в лаве СП

Р и с. 50. Перераспределение Cu, Zn + Pb и As + Sb между газами и продуктами реакций

Цифры на диаграмме: 1 – вынесено газами при БТТИ; 2 – конденсат газа СП; 3 – конденсат газа ЮП; 4 – аэрозоли СП; 5 – аэрозоли ЮП; 6 – вынесено на пеплах при БТТИ; 7 – в атмосферных осадках; 7а – в атмосферных осадках по отношению к воздуху; 8 – рудопроявление СП; 9 – метасоматиты; 10 – лава СП; 11 – лава ЮП



Р и с. 51. Перераспределение Cu, Zn, Pb, As и Sb между лавой, магматическим газом, аэрозолями, рудопроявлениями и атмосферными осадками в эруптивную и постэруптивную стадии БТТИ

988°С,  $\text{PbCl}_2$  — 993°С,  $\text{ZnCl}_2$  — 739,5°С), поэтому при господствующих в камерах температурах, превышающих 700°С, осаждаются в основном соединения меди и свинца. Галоидные и сернистые соединения Zn, температура летучести которых ниже, обогащают аэрозоли вокруг зоны медной минерализации. Свинец, находящийся в магматическом газе в низких концентрациях, почти весь задерживается в зоне эксгальционнной минерализации. Соединения мышьяка и сурьмы имеют более низкие температуры летучести и поэтому в процессе образования высокотемпературных минералов не участвуют. Они мигрируют с поля постэруптивного высокотемпературного процесса, обогащают атмосферу и соответственно атмосферные осадки. Преимущественное нахождение As и Sb в паро-газовом состоянии А.В. Миклишанский и его соавторы [1979] объясняют высоким значением упругости паров хлоридов этих элементов и других соединений при нормальном атмосферном давлении. При более низких температурах медная эксгальционнная минерализация может смениться минерализацией более сложного состава.

**Золото.** Представляет интерес самородное золото, встреченное в зоне медной минерализации [Вергасова и др., 1982] около fumarола Ядовитая (Ниша). При его кристаллизации температура газа на устье была около 400°С, на глубине 30 см — 550°С. Золотинки тонкопластинчатого габитуса встречались в тонком окисленном шлаке, пропитанном возгонами. Медь в золоте отсутствует, хотя оно тесно ассоциирует с медными эксгальционнными минералами. Содержание серебра в золотинках достигает всего 3%. Источником золота, как и других металлов, являются магматические газы. В газах БТТИ определено 0,09 мг/м<sup>3</sup> Au и 0,12 мг/м<sup>3</sup> Ag, в аэрозолях fumarол Медная 1 и Ядовитая тогда же определено 0,0024 мг/м<sup>3</sup> Au. Спустя два года после окончания извержения в газах fumarола Новая определено 0,1 мг/м<sup>3</sup> Au. Среднее содержание Au в газах Северного Прорыва 0,1 мг/м<sup>3</sup>, Ag — 0,06 мг/м<sup>3</sup>. За 1,5 года через Второй конус вынесено в летучем состоянии 0,04 т Au и 0,03 т Ag. Таким образом, Au и Ag, как и другие халькофильные элементы, являются составной частью металлоносных магматических fumarольных газов толейтового базальта. В возгонах на выходе газов определено Au — 2 г/т, Ag — 5 г/т [Меняйлов и др., 1980], в эксгальционнном медном рудопроявлении Au — 5 г/т, Ag — 12 г/т.

Высокотемпературные газы эруптивного и начального постэруптивного (1976—1980 гг.) периодов БТТИ — это преимущественно галоидные газы с резким преобладанием хлора:  $\text{Cl}/\text{F}/\text{S} = 100/4/20$  (по среднему содержанию в fumarольных газах Второго конуса). Такой состав магматических fumarольных газов благоприятен для переноса золота в виде хлоридов. Экспериментальные данные не противоречат этому: способность Au давать летучие соединения с Cl успешно используется в промышленной практике. Соединения  $\text{AuCl}_3$  имеют особенно высокую летучесть и хорошо растворяются в воде, а также при конденсации магматического газа [Моисеенко, 1977].

В эксгальционнном процессе, в котором ведущая роль принадлежит галоидным газам, особенно хлору, ярко проявляется тенденция избирательного улетучивания из базальтового расплава золота по сравнению с серебром. В высокомагнезиальном базальте Северного Прорыва, имею-

щем умеренную щелочность, отношение  $Au/Ag = 1/20$ ; в вулканических газах —  $1/1,36$ ; в высокотемпературных возгонах —  $1/2$  (в среднем); в зоне медной эксгальционной минерализации —  $1/2,3$  и, наконец, в золотинках —  $Au/Ag = 1/0,03$ . Следовательно высокотемпературный эксгальционный процесс направлен к обогащению его продуктов золотом, а не серебром и соответственно к образованию высокопробного самородного золота.

На выходе газов с хлоридами золота Au восстанавливается до металла и дает хорошо выраженные кристаллические образования высокопробного золота.

Уран и торий. Существует представление об энергичном выносе урана и тория в процессе дегазации и выплавления магмы. Для развития этого представления определен интерес могут иметь данные по содержанию U и Th в эруптивном и постэруптивном процессах. В этом направлении был проведен ряд работ, в том числе на Камчатских активных вулканах [Чердынцев, 1973; Леонова, Удальцова, 1974]. Оказалось, что для возгонов и измененных газами вулканитов Камчатки характерны низкие содержания U и Th, приближающиеся к содержанию их в исходном базальте. Однако отмечается [Леонова и др., 1974], что максимальное содержание U ( $0,25$  г/г) и Th ( $0,28$  г/г) наблюдается в высокотемпературных ( $700^\circ\text{C}$ ) возгонах — фторидах; более низкие концентрации U и Th свойственны низкотемпературным сульфатам и хлоридам. Делается вывод о наличии переноса U и Th фумарольными газами и об отсутствии их концентрирования в процессе этого переноса. В монографии В.В. Чердынцева [1973] приведены близкие к указанным содержания U и Th в конденсатах газов и возгонах по некоторым вулканам Камчатки. Среднее содержание U в фумарольных минералах Камчатки составляет  $0,05$  г/г, т.е. оно ниже, чем в изверженных породах и в ряде эффузивных пород других районов.

Таким образом, судя по литературным данным, поствулканический процесс характеризуется для активных вулканов Камчатки низкими содержаниями U и Th. Однако необходимо иметь в виду, что на камчатских объектах образцы возгонов и измененных пород отбирались на остывающих шлаково-лавовых массах вне подтока магматических газов. В.В. Чердынцев [1973], оценивая низкие значения U и Th, выносимые газо-паровыми струями, справедливо отмечает, что исследуемый, на Камчатке материал относится к периоду затишья извержений вулканов, когда они, по его выражению, слабо "фумаролят". Образцы, собранные во время БТТИ, резко отличаются от ранее изученных. Они были отобраны на Втором конусе Северного Прорыва на начальном активном этапе его постэруптивной деятельности из камер эксгальционного рудообразования. В наших образцах сульфатов, хлоридов и окислов меди определены повышенные концентрации U и Th.

В табл. 38 представлены результаты определения содержания U и Th, а также K, Na, Cu, Pb, Rb и Sr.

Как мы видим, в медном рудопоявлении (Cu до 40%) наблюдаются высокие концентрации K (до 4,6%), Pb ( $0,34$ —1%), Rb ( $125$ — $1200$  г/г), а также U (до  $15$  г/г) и Th (до  $50$  г/г) и низкие содержания Sr ( $2$  г/г). Содержание U в 40 раз больше, чем в толеитовом базальте, Th — в 80, Pb — в 2200 раз, содержание Sr меньше в 30 раз.

Таблица 38

Уран и торий в зоне медной минерализации и в окружающих метасоматитах (г/т).

Северный Прорыв, Второй и Первый конусы

Элементы и их от- ношения	Второй конус					
	Медная минерализация, рудная камера					
	4/80	4-2/80	5-3/80	5-6/80	7-2/80	7/80
U	15	10	7	9	10	1
Th	50	38	16	30	30	20
Cu			30 · 10 <sup>4</sup>			
Pb	15 000	10 000	3400	5900	9500	2000
Rb	1200	215	440	1200	125	250
Na	8500	4900	8200	10 000	15 300	19 000
K	37 800	23 600	21 700	45 800	7 500	10 100
Sr	< 2	< 2	< 2	< 2	100	300
Th/U	3,3	3,8	2,3	3,3	3	20
Pb/Th	300	263	212	197	317	100
Na/Th	170	130	512	333	510	950
K/Th	756	621	1350	1530	250	505
Rb/Th	24	5,65	27,5	40	4,16	12,5
Sr/Th	0,04	< 0,053	< 0,125	< 0,067	3,33	15
K/Rb	32	110	49	38	60	40
K/Na	4,45	4,82	2,65	4,58	0,49	0,53

Примечание. Рентгеноспектральный анализ произведен во ВСЕГЕИ.

К периферии зоны эксталяционной медной минерализации с уменьшением в ней Cu и Pb уменьшаются количества U, Th, K и Rb; увеличивается количество Sr. Во фторметасоматитах, окружающих рудные камеры, содержание U, Th, Cu и Pb низкое и близко к таковому в исходном толеитовом базальте Северного Прорыва [Титаева и др., 1978].

На Первом конусе Северного Прорыва, где минералообразование и изменение базальтов в 1976–1980 гг. происходят в основном за счет процессов в самом мощном лавово-шлаковом материале конуса, содержания U, Th, Pb низкие, а Sr – высокие (близкие к таковым в исходном базальте).

На рис. 52, 53 и в табл. 38 отчетливо видна прямая зависимость между содержаниями Cu, Pb, K, Rb, Th, Zп и обратная зависимость содержаний Na, Sr от содержания U.

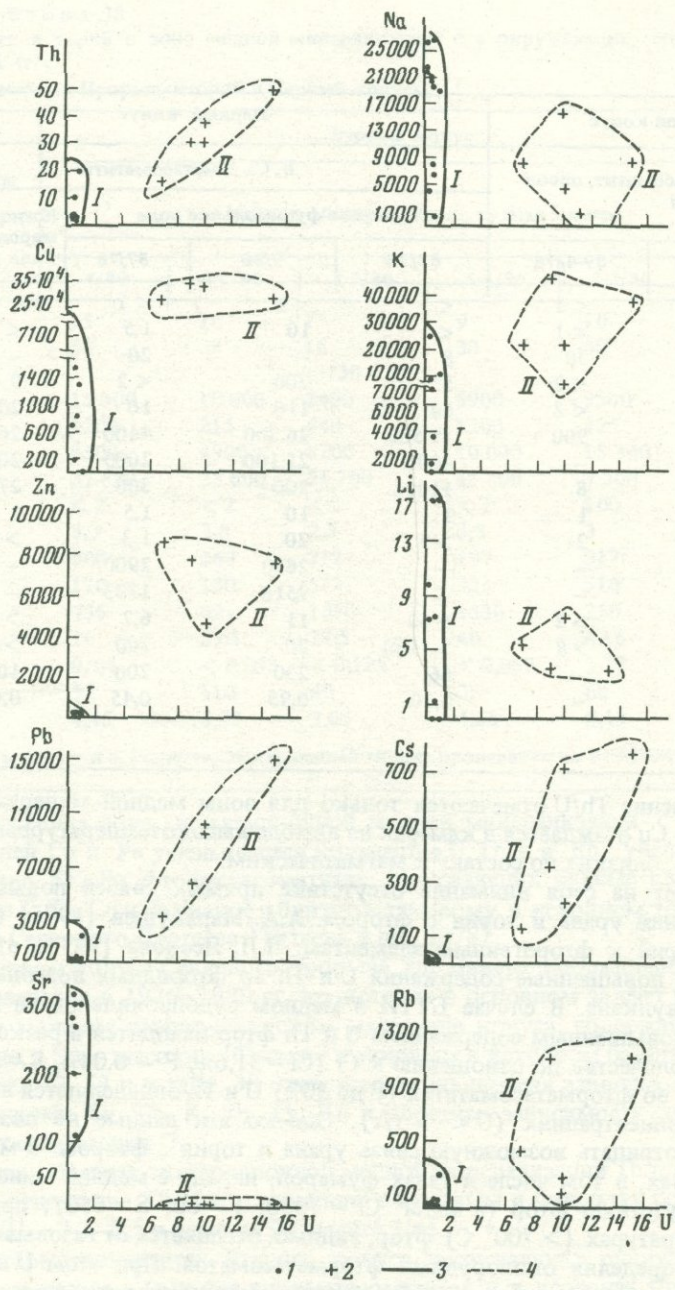
Во всех образцах эксталяционной медной минерализации Th преобладает над U и отношение Th/U по сравнению с таковым в базальтах более высокое (Th/U – 2,3–3,5 и даже до 20 вместо 1,4).

Во фторметасоматитах Второго конуса, окружающих рудную минерализацию, а также в сульфат-хлорметасоматитах и в возгонах Первого конуса при пониженных содержаниях U и Th отношение Th/U тоже низкое и приближается к таковому в исходном толеитовом базальте [Титаева и др., 1978], а также в измененных вулканитах и возгонах Ключевского и других вулканов. Таким образом, повышенное содержание U, Th и высо-

Второй конус		Первый конус			
Фторметасоматит, ореол рассеяния		F, Cl, S-метасоматиты			
		Северное фумарольное поле			Южное фумарольное поле 11-4/80
8а/78	89-4/78	85/78	9/80	87/78	
< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
3	< 1	< 1	10	1,5	< 1
100	30	8	—	20	—
6	< 2	5	200	< 2	9
60	< 2	60	110	10	20
20 700	900	19 500	26 300	4400	26 000
9900	—	4000	25 100	2000	2000
280	8	1100	200	300	270
> 3	1	1	10	1,5	1
2	2	> 5	20	1,3	> 9
6 900	—	—	2630	2900	—
3300	—	—	2510	1333	—
20	> 2	> 60	11	6,7	> 20
93,3	> 8	> 1100	20	200	> 270
165	—	66	230	200	100
0,48	—	0,20	0,95	0,45	0,08

кое отношение Th/U отмечаются только для зоны медной минерализации БТТИ, где Cu осаждается в камерах на выходе высокотемпературных газов ( $> 700^{\circ}\text{C}$ ), близких по составу к магматическим.

Обращает на себя внимание отсутствие прямых связей повышенных концентраций урана и тория с фтором. А.А. Маракушев [1975] относит уран и торий к фторогенным элементам. Л.Л. Леонова [1974] отметила несколько повышенные содержания U и Th во фторидных возгонах Ключевского вулкана. В случае БТТИ в медном рудопроявлении на Втором конусе с повышенным содержанием U и Th фтор находится в резко подчиненном количестве по отношению к Cl (Cl = 31,6%, F = 0,04%, S = 3,03%). Наоборот, во фторметасоматитах (F до 30%) U и Th определяются в весьма низких концентрациях (U < 1 г/т). Однако эти данные не позволяют уверенно отрицать возможную связь урана и тория с фтором. В магматических газах, в том числе в газах фумарол, наряду с медной минерализацией присутствует фтор (в мл/м<sup>3</sup> Cl — 7380; F = 60; S = 650); при высоких температурах ( $> 700^{\circ}\text{C}$ ) фтор, видимо, отгоняется от газывыводящих трещин, определяя окolorудный фторметасоматоз. При этом U и Th не мигрируют с F от газывыводящей трещины на ее периферию, а осаждаются с хлоридами, сульфатами и окислами Cu (также Pb, Zn) на стенках камер в условиях высоких температур. Возможно, перенос U и Th осуществлялся в комплексных соединениях разлагающихся на выходе газов. Ранее выска-



• 1 + 2 — 3 - - - 4

Рис. 52. Зависимость между содержанием U в медном рудопроявлении и окружающими фторметасоматитах K, Na, Pb, Rb, Sr и Th от содержания U в медном рудопроявлении и окружающими фторметасоматитах  
 I — фторметасоматит; 2 — медная руда; 3 — контуры составов метасоматитов; 4 — контуры состава медной руды

Рис. 53. Зависимость между содержаниями U, Th, Rb, Sr и Pb в медном рудопроявлении и в окружающих фторметасоматитах

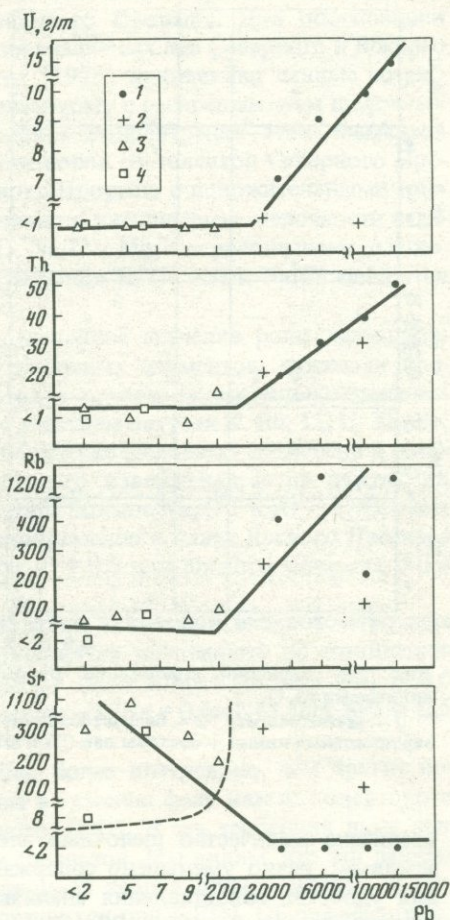
1 — медная руда; 2 — метасоматит на контакте с рудой; 3 — метасоматит, развитой вокруг рудной камеры на Втором конусе; 4 — метасоматит Первого конуса

зывалось представление [Леонова и др., 1974], что низкие концентрации U и Th в возгонах и вулканитах, измененных газами, могут определяться их низким содержанием в самих базальтах, в частности Ключевского вулкана. Действительно, в толеитовых базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения содержание U и Th по сравнению с базальтами Ключевского вулкана несколько повышено [Титаева и др., 1980]: U — 0,4 против 0,25, Th — 0,6 против 0,28, и это в некоторой степени могло влиять на повышенные концентрации их в летучих БТТИ. Однако главная причина повышенных концентраций U и Th в эксгальционном медном рудообразовании БТТИ — это локализация руды около газывыводящей магматической дайки.

Таким образом, при извержении вулкана с мантийным источником расплава (толеитового базальта) в конкретном случае эксгальционной медной минерализации осуществляется вынос магматическими газами урана и тория и концентрирование их в минеральных отложениях, осаждающихся из газов.

#### ХАРАКТЕР ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛИТОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЭКСГАЛЬЦИОННОМ ПРОЦЕССЕ

В магматических, фумарольных газах и твердых продуктах их реакций присутствуют все породообразующие элементы, однако концентрации и соотношения их между собой отличаются от таковых в исходном базальте. В газах металлы в общем составляют малую часть ( $H_2O/газ/металл = 100/220/0,018$ ). Среди металлов преобладают породообразующие элементы (до 98%). При пересчете анализов газов [Меняйлов и др., 1980] на породообразующие элементы (на 100%) получаем: Si — 62%; Al — 9%; Ca — 8%; Mg — 4%, Na — 9%, K — 8%. В сравнении с исходным базальтом в газах



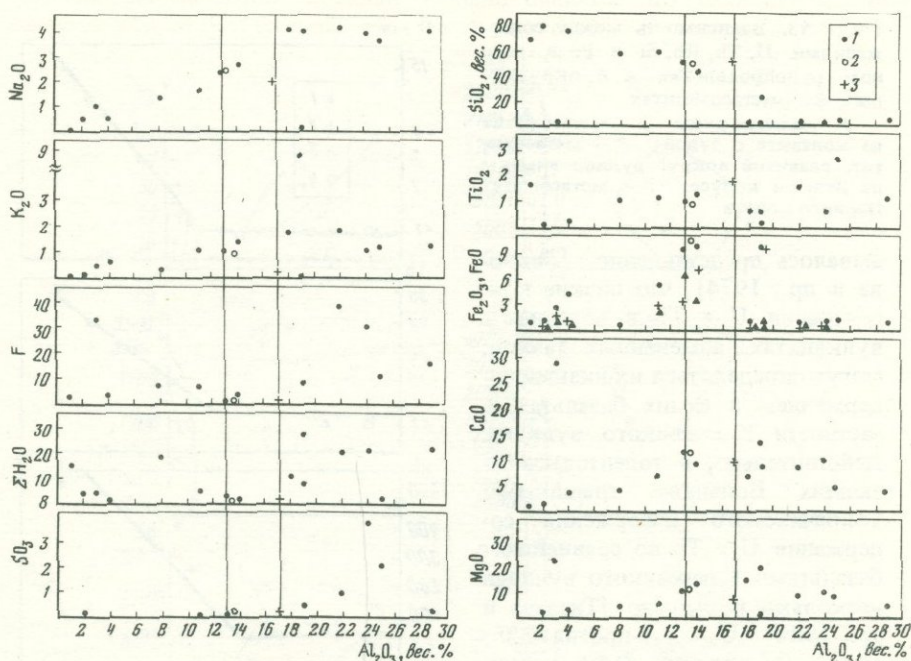


Рис. 54. Вариации содержания рудообразующих элементов в зависимости от количества  $Al_2O_3$

1 — метасоматит; 2 — базальт Южного Прорыва; 3 — базальт Северного Прорыва; вертикальные линии — составы лав СП и ЮП

увеличено количество щелочных элементов по сравнению со щелочными землями; резко уменьшено содержание Al и Fe (рис. 54). В табл. 39 для удобства сопоставления анализы лавы и эксгальационных продуктов пересчитаны на Si ( $Si = 100$ ). Отчетливо видно, что содержание в газах Al, Fe, Ca, Mg понижено по сравнению с исходным базальтом, а содержание щелочей и особенно калия повышено. Еще более отчетливо эта тенденция видна при пересчете на Al ( $Al = 100$ ) (табл. 40).

Таким образом, сравнительно со щелочными металлами щелочноземельные металлы менее интенсивно переходят в газовую фазу, при этом среди них наиболее инертен Mg.

Особое значение для понимания источника металлов в эруптивном и постэруптивном процессах и генезисе магм имеют щелочные металлы. Происхождение высокомагнезиальных базальтов Северного Прорыва с нормальной щелочностью и высокоглиноземистых базальтов Южного Прорыва с повышенной щелочностью разные авторы объясняют существованием двух независимых магм в разноглубинных магматических очагах [Вольнец и др., 1975, 1976] или флюидным переносом рудообразующих элементов [Титаева и др., 1978]. Нас интересует вторая гипотеза. Согласно этой гипотезе единая исходная магма БТТИ имела промежуточный состав между толеитами и субщелочными базальтами; при ее дегаза-

ции в условиях относительно низкого давления образовались низкокальциевые магнезиальные базальты Северного Прорыва. Для обоснования эманационной гипотезы возникновения различных лав Северного и Южного Прорывов Н.А. Титаева и ее соавторы [1978] привлекают данные по распределению в них U, Th, Rb, Cs, F, связанному с распределением щелочных металлов. Авторы отмечают возрастание концентраций этих элементов параллельно с увеличением щелочности пород от толеитов Северного Прорыва к субщелочным базальтам Южного Прорыва с положительными корреляциями между U, Th и K. Параллельно с увеличением щелочности падают отношения K/Rb, Na/K, Th/Li, K/U, Na/U и Mg/U и увеличиваются отношения Rb/Li, Rb/Cs, K/Cs, Li/Cs; отношения K/Th, K/Li, Na/Cs меняются незначительно [Титаева и др., 1978].

Л.Л. Леонова [1975] придает определенное значение роли эманационной дифференциации и активности щелочных элементов, связывая происхождение высококальциевых базальтов с исходным нормальнокальциевым высокоглиноземистым расплавом и с участием летучих K, Rb, Li, U, Th, Be, V, Hg. Еще раз обратим внимание на поведение щелочных элементов в летучих Большого трещинного Толбачинского извержения и продуктах их реакций. Лавы Южного Прорыва содержат больше  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - 5,70$ , лавы Северного Прорыва — всего 3,5%; одновременно в лавах Южного Прорыва повышено содержание калия ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,6$  для Южного Прорыва и 0,4 для Северного Прорыва).

В газах Южного Прорыва по сравнению с газами Северного Прорыва еще более сильно, чем в лавах, повышается щелочность по отношению ко всем породообразующим элементам ( $\text{Na} + \text{K}/\text{Me} = 0,8$  для ЮП и 0,6 для СП), а среди щелочей — роль калия ( $\text{K}/\text{Na} = 0,6-1,13$  для ЮП и 0,5 для СП).

Таким образом, щелочные металлы более интенсивно, чем другие породообразующие элементы, переходят в газовую фазу как из толеитового базальта (СП), так и из субщелочного (ЮП), и эта тенденция даже еще сильнее проявлена для субщелочных базальтов. Мы видим, что эти данные не свидетельствуют в пользу эманационной теории происхождения толеитовых и субщелочных базальтов, излившихся при БТТИ. Общие масштабы выноса газами Na и K при БТТИ также не подтверждают эту теорию. По подсчетам И.А. Меняйлова [1980] при БТТИ было вынесено газами (от содержания в магме в вес. %): Na — 0,05, K — 0,14,  $\text{Na} + \text{K} = 0,2$ . Правда, K, как отмечалось выше, на СП более интенсивно, чем Na, выносится газами из расплава,  $\text{Na}/\text{K}$  в лаве — 2,4, в газах — 1,7% (для ЮП —  $\text{Na}/\text{K}$  в лаве 1,7, в газах — 0,8–0,9%); но масштабы этого процесса невелики.

Породообразующие элементы, вынесенные летучими из базальтового расплава, фиксировались на периферии Северного Прорыва в виде солей на пепловых частичках (воднорастворимый комплекс) и в атмосферных водах [Леонова и др., 1978]. При этом щелочноземельные элементы в отличие от щелочных терялись из газов избирательно, особенно Mg.

В процессе эксгалационного медного минералообразования породообразующие элементы не играют существенной роли, однако в отличие от кремнезема и алюминия (см. табл. 39, 40) щелочные и щелочноземельные элементы характеризуются повышенной избирательностью, особенно калий. В пневматолитических метасоматитах, в зависимости от активности

Т а б л и ц а 39

Соотношения между породообразующими элементами и Si в лаве, магматическом газе и продуктах реакций  
Северный Прорыв

Объект	Si	Al	Fe	Ca	Mg
Лава	100	31	33	36	26
Магматический газ	100	15	—	12	6
Выпоты на пеплах	100	—	—	1600	1278
Атмосферные осадки	100	90	20	163	84
Медные рудопоявления	100	30	60	1770	1390
Фторметасоматиты	100	3120	229	1724	1254
Кремнистые образования	100	6	8	6	3
Хлорметасоматиты	100	51	48	70	53
Возгоны, сопровождающие хлорметасоматиты	100	296	226	41	98
Сульфатметасоматиты	100	64	4	565	—
Окисленные лавы	100	41	36	66	57

Т а б л и ц а 40

Соотношения между породообразующими элементами и Al в лаве, магматическом газе, рудопоявлениях и метасоматитах  
Северный и Южный Прорывы

Объект	Al	Fe	Ca	Mg	Na
<b>Северный Прорыв</b>					
Лава	100	106	116	83	25
Магматический газ	100	—	67	45	236
То же	100	—	82	40	98
Рудопоявление	100	200	5900	4633	4300
Фторметасоматиты	100	7	55	40	24
Хлорметасоматиты	100	96	138	106	55
Сульфатметасоматиты	100	6	884	—	25
<b>Южный Прорыв</b>					
Лава	100	87	68	32	29
Магматический газ	100	11	1	3	258
Сульфатметасоматиты	100	63	419	14	31

F, Cl или S, содержание породообразующих элементов варьирует. Во фторметасоматитах понижено количество Fe и повышено количество щелочноземельных элементов, особенно кальция, а из щелочных — натрия. В сопровождающих их кремнистых образованиях, как и в эксгальционном рудопоявлении, возросла роль суммы щелочей Na + K по сравнению с Ca + Mg, а среди щелочей — особенно K. В сульфатметасоматитах по сравнению и с лавой, и с газом при воздействии сернокислотных конденсатов газов увеличена роль Si и Ca — малоподвижных элементов. Хлорметасоматиты и окисленные лавы по составу ближе всего к исходным свежим базальтам.

Возгоны, сопровождающие метасоматиты, образуются за счет компо-

Na	K	Na/K	Ca/Mg	Na + K/Ca + Mg	Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3</sup>
8	4	2,0	1,39	0,19	0,28
14	13	1,14	2,0	1,50	—
1200	31	38,6	1,26	0,42	—
177	40	4,42	1,94	0,88	0,13
1290	6230	0,21	1,27	2,36	0,60
751	220	3,28	1,38	0,33	0,74
1	1	1	2,0	0,26	0,59
28	38	0,72	1,31	0,54	0,92
1202	1200	0,98	0,41	3,08	—
16	1	12,40	—	0,02	—
19	14	1,34	1,16	0,27	0,76

K	Si	Na/K	Ca/Mg	Na+K/Ca+Mg	Fe <sup>3</sup> /Fe <sup>2+</sup> + Fe <sup>3</sup>
12	326	2,13	1,39	0,19	0,28
116	—	2,0	1,50	3,10	—
86	675	1,14	2,04	1,50	—
20 766	333	0,21	1,27	2,38	0,6
7	0,3	3,28	1,38	0,33	0,74
76	198	0,72	1,31	0,54	0,92
2	157	12,4	—	32,20	—
19	261	1,53	2,10	0,48	0,31
158	—	1,63	0,31	86,30	—
24	410	1,26	30	0,13	0,29

нентов, вынесенных газами из расплава и отвердевшей лавы, когда газы проникают сквозь нее; газы имеют сложный состав и часто фиксируют одновременный дефицит этих элементов в метасоматитах.

Итак, наиболее высокая калиевоность наблюдается в минеральных эксгляциях около выходов высокотемпературных газов, приближающихся по параметрам к магматическим газам, особенно в зоне высокотемпературной эксгляционной медной минерализации. В ней ярко отражен состав магматических газов: Na/K — 0,2–0,8 (в газах это отношение составляет 0,6–0,9). Такой состав медной минерализации сохраняется в течение 5 лет, при этом только на участках прямого подтока высокотемпературных газов.

В возгонах вне зоны медной минерализации содержание Na и K сильно варьирует; наблюдается общая тенденция увеличения отношения Na/K за счет увеличения роли Na по мере снижения температуры и увеличения влажности. В минералах возгонов Южного Прорыва повсеместно отношение Na/K более низкое, чем на Северном Прорыве, и в общем отражает обогащенность лавы и газов Южного Прорыва калием.

Итак, щелочные металлы являются составной частью магматических газов, причем наибольшей активностью среди них обладает калий. Однако вынос их из расплава полностью не обеспечивает пониженную щелочность, в том числе пониженную калиевость лав Северного Прорыва, отличающие их от лав Южного Прорыва.

Таким образом, метасоматиты и ассоциирующие с ними возгоны нивелируют друг друга.

Укажем ряды концентраций элементов в продуктах толеитового базальта:

в исходной лаве  $Si > Ca > Fe > Al > Mg > Na > K$ ,

в магматическом газе  $Si > Al > Na > K > Ca > Mg > Fe$ ,

в медном рудопроявлении  $K > Ca > Mg > Na > Si > Fe > Al$ ,

во фторметасоматитах  $Al > Ca > Mg > Na > K > Fe > Si$ ,

в возгонах, сопровождающих фторметасоматиты,  $Si > Fe > Al > Ca > Mg > Na > K$ ,

в хлорметасоматитах  $Si > Ca > Mg > Al > Fe > K > Na$ ,

в возгонах, сопровождающих хлорметасоматиты,  $Na > Al > Fe > Si > Mg > Ca > K$ .

Для субщелочных базальтов Южного Прорыва (ЮП) эти ряды выглядят иначе:

в исходной лаве  $Si > Al > Fe > Ca > Mg > Na > K$ ,

в магматическом газе  $Na > K > Si > Mg > Ca$ ,

в метасоматитах  $Ca > Si > Al > Na > K > Mg$ .

Редкие щелочные металлы. Редкие щелочи в эксгаляциях БТТИ и их отношения можно в некоторой степени считать эталоном магматической составляющей в различных природных объектах. Отношение Li/Rb/Cs было удачно использовано Г.И. Арсановой [1974] для определения генезиса термальных вод молодых вулканических областей. Она пришла к правильному выводу о том, что высокие концентрации редких щелочей в глубинных гидротермах областей активного вулканизма — особенно цезия и лития — свидетельствуют не об их выщелачивании из пород, а о наиболее вероятном их магматическом происхождении. Г.И. Арсанова подчеркивает, что только на последних стадиях дифференциации магматического вещества в его остаточных продуктах концентрируются все редкие щелочи при относительно высоком накоплении Li и Cs. Перегретые планетарно однообразные хлоридно-натриевые воды — это конденсат магматического флюида, непосредственно отделившегося от магматического очага, поглотившего напорную воду.

Таблица 41

Щелочные металлы в лаве, газе и медной руде (г/т)

Компоненты и их отношения	Северный Прорыв БТТИ			Вулкан Авача, газ, мг/л [Арсанова, 1974]	Паужетка, гидротермальный пар [Арсанова, 1974]	Узон воды, мг/л [Арсанова, 1974]
	лава, г/т [Вольнец и др., 1980]	газ, мг/м <sup>3</sup> [Меняйлов и др., 1980]	Су-руда, г/т			
Na	1700–1780 1710	37–596 226	9500; 4200	8,57	2,8	1015
K	6900–8300 7700	23–115 58	27 400; 10 950	8,11	0,72	62
Li	4,7–9 6,7	0,008–0,02 0,017	12; 2,8	0,02	0,055	6,11
Rb	13–15 14,5	0,19–1,6 0,62	1090; 530	0,29	0,0008	0,51
Cs	1–2 1,5	27–80 54	210; 220	0,16	0,0039	0,43
Li/Rb/Cs	1/2,2/0,23	1/36/3200	1/90/17 1/90/80	1/14,5/8	1/0,015/ /0,07	1/0,08/ /0,07
Na/K	0,2	3,7	0,35; 0,41	1	4	16,4
K/Li	1150	3412	2300; 3900	405	14	10
K/Rb	530	93	25–20; 5	30	900	122
K/Cs	5130	1,1	131; 50	50	184	144
Na/Li	2552	13 200	2283; 1500	428	560	166
Na/Cs	11 400	4,2	45; 19	54	720	2360
Na/Rb	1200	364	9; 8	30	3500	1990
Cs/Rb	0,11	88	0,2; 0,4	0,5	5	0,84

В перегретых хлоридно-натриевых водах Камчатки (Паужетки, Узона, Долины Гейзеров), Курил (Горячего пляжа), Новой Зеландии (Вайракей, Вайотату, Коверад), Японии (Нара), Калифорнии (Йеллоустонского парка) всегда постоянны содержание Li, Cs и Rb и отношение Li/Rb/Cs = 100/10–20/8–27. Среднее по Камчатке достигает 100/9,4/9,9 [Арсанова, 1974]. Такое постоянное и особое отношение редких щелочей предполагает участие глубинного магматического флюида в формировании солевого состава гидротерм.

По сравнению с гипотетическим магматическим флюидом в реальных магматических газах, в частности выделяющихся непосредственно из субщелочного базальтового расплава вблизи его выхода на поверхность и имеющего температуру 1100°С (ЮП), в сконденсированном магматическом газе, т.е. в магматической воде, очень мало лития, но много цезия, что резко отличает эти воды от гидротерм областей активного вулканизма.

По сравнению с базальтом, из которого выделяется газ, содержание Li в магматическом газе резко понижено, а Rb и особенно Cs сильно повы-

шено (в 40 раз и на два порядка соответственно). Это приводит к резко различным отношениям редких щелочей, а именно: в лаве  $\text{Li/Rb/Cs} = 1/3/0,06$ ; в магматическом газе:  $\text{Li/Rb/Cs} = 1/12/100$  (по средним величинам) [Меняйлов и др., 1980].

В процессе эксгаляционного медного рудообразования при выходе магматических газов на поверхность (Второй конус Северного Прорыва) наследуется низкое содержание  $\text{Li}$  и высокое  $\text{Rb}$  и  $\text{Cs}$ ;  $\text{Li/Rb/Cs} = 1/90/17$ , но в отличие от газов в рудопроявлении резко увеличивается роль  $\text{Rb}$ ; отношение  $\text{Rb/Cs}$  в рудопроявлении составляет 2–5, в газах – 0,01, и оно снова приближается к отношению их в субщелочном базальте – в нем  $\text{Rb/Cs} = 10$  (табл. 41).

Г.И. Арсанова ранее [1974] показала, что конденсаты высокотемпературных газов фумарол активных вулканов также характеризуются высоким содержанием редких щелочей: вынос лития меньше, чем цезия и рубидия, а цезия меньше, чем рубидия ( $\text{Cs/Rb} = 0,5$ , это отношение повышается в конденсатах самых высокотемпературных фумарол до 1). На примере газов Авачинского вулкана было показано [Арсанова, 1974], что при увеличении их температуры содержание в них  $\text{Cs}$  повышалось более энергично, чем содержание  $\text{Rb}$ . Как видим, поведение редких щелочей на активных вулканах сходно и выражается в заниженной роли лития. Отношение  $\text{Rb/Cs}$  является более чутким индикатором температуры магматических газов, видимо, исходного состава магмы. Пониженное содержание лития в эксгаляционном процессе вообще и в том числе в эксгаляциях субщелочного базальта Большого трещинного Толбачинского извержения не вполне ясно. Судя по экспериментальным данным, литий обладает повышенной летучестью по сравнению с  $\text{Cs}$ ; содержание его в исходном базальте тоже выше, чем  $\text{Cs}$  (но ниже, чем  $\text{Rb}$ ), а, как мы видим, в высокотемпературном эксгаляционном процессе ( $T = 1000^\circ\text{C}$ ) литий оказался менее активным ( $\text{Li} < \text{Cs} < \text{Rb}$ ).

Итак, дифференциация летучих соединений металлов в эксгаляционном процессе приводит к формированию из многокомпонентных магматических – фумарольных газов преимущественно медного, а также ванадиевого рудопроявления с цинком и свинцом. Из всей массы летучих, вынесенных при БТТИ, на рудообразование было мобилизовано всего около 3% халькофильных элементов; остальная масса рассеялась в среде, окружающей активный вулкан.

Окислительно-восстановительные реакции в недрах первично горячих шлаков конусов влияют на процессы окисления базальтов и метасоматоза [Трухин и др., 1980]. Однако на первом пятилетнем этапе постэруптивного процесса БТТИ характер метасоматоза и минералообразования определяют постэруптивные газы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Постэруптивный процесс в наземных условиях приводит к формированию эксгальационных руд только в исключительных случаях, так как флюид в основной своей массе рассеивается в среде, окружающей вулкан. Таким исключительным случаем формирования эксгальационного рудопроявления явилось БТТИ. В его постэруптивный период над магмоводом подкорового толеитового базальта в области шлакового конуса в настоящее время происходит рудообразование. Оно имеет ряд особенностей: это преимущественно медно-железо-ванадиевое рудообразование с цинком, свинцом, золотом, зараженное многочисленными другими халькофильными элементами; по минералогическому составу оно гидратно-хлоридно-сульфатное (для Cu) и окисное (для Cu, Fe, V — с теноритом, гематитом, щербинаитом); сульфиды отсутствуют; для высокотемпературных медных минералов характерны аэрозольные структуры (глобули, глобулиты, мембранные трубки и ячейки); тип рудопоявлений камерный, околотрещинный — для меди, пластовый, штокверковый — для гематита, рассеянный — для железа и ванадия. Рудообразование сопровождается фтор- и хлорметасоматозом и на более низкотемпературной стадии — сульфатметасоматозом.

По совокупности данных геохимических исследований эруптивного периода [Меняйлов и др., 1980] и минералого-геохимических исследований постэруптивной минерализации с некоторой достоверностью можно говорить об источнике металлов, формах их переноса и отложения. Рудообразующим агентом является магматический флюид подкорового толеитового базальта — источник серы, частично кислорода, меди, частично железа, ванадия, цинка, свинца, золота. Металлы переносились в виде гидроксилгаллоидных — сульфатных комплексных соединений, из которых непосредственно осаждались гидроксилгаллоидно-сульфатные минералы сложного (для Cu) состава. В переносе металлов в магматическом газе существенную роль играли аэрозоли, наличие которых отразилось в структуре рудной минерализации. Наиболее высокотемпературной минерализацией является медная (900–500°С), среднетемпературной — ванадиевая (~400°С); гематит образуется в широком температурном интервале (900–300°С). Состав рудопоявления даже на высокотемпературной стадии не отражает состав порождающего его магматического флюида; это особенно относится к платине, мышьяку, сурьме, ртути.

Отсутствие сульфидов в эксгальационном рудопоявлении БТТИ отличает его от эксгальационно-осадочных месторождений, формирующихся в субмаринных условиях. В то же время сероводород присутствует в достаточных высоких концентрациях в самом флюиде БТТИ. В газах Северно-

го Прорыва  $H_2S$  определен в количествах, иногда даже превышающих содержание  $SO_2$  (в %):  $H_2S$  — 0,23; 0,32; 0,07;  $SO_2$  соответственно — 0,02; 0,02; 0,01 в мг/л без  $H_2O$ ,  $N_2$  и  $O_2$  [Меняйлов и др., 1980]. В магматических газах Южного Прорыва определено:  $H_2S$  (в %): 11,5; 11,77; 12,30; 14,28; 12,00 — его значительно больше, чем на Северном Прорыве, при этом содержание  $H_2O$  близко к содержанию  $SO_2$  (в %): 18,45; 18,32; 20,08; 21,21; 19,16. Отсутствие сульфидов в эксгальационном рудопроявлении БТТИ, видимо, объясняется тем, что сульфиды металлов как труднолетучие соединения не обеспечивают сульфидообразование в высокотемпературную наземную эксгальационную стадию. В подводной обстановке в присутствии воды и соответственно в более низкотемпературных условиях из флюида, сходного по составу с флюидом БТТИ, и без притока сероводорода извне (т.е. сероводорода, чуждого магматическому флюиду) могут образоваться сульфиды.

В отличие от экзотического эксгальационного рудообразования в субаэральных условиях, эксгальационное осадочное рудообразование в этих условиях должно быть более широко развито. Для сравнения их составов мы обратимся к колчеданным месторождениям типа Куроко и современным осадкам Красного моря. В.И. Смирнов [1968] рассматривает и колчеданные месторождения Урала как продукт осаждения из восходящих минералообразующих газогидротермальных потоков, генерированных глубинными очагами. Для таких колчеданных месторождений характерны малая глубина формирования и температурный интервал 450–200°С. Сера и железо колчеданных месторождений, по В.И. Смирнову, имеют магматический источник. Газовые растворы первого высокотемпературного этапа сопоставляются по физико-химическим характеристикам с ранними минерализованными газами современных поствулканических процессов.

Среди выделенных В.И. Смирновым классов колчеданных месторождений — эксгальационно-осадочных, субвулканических эксгальационно-гидротермальных, метасоматических ранней стадии геосинклинального цикла и плутонических среднетемпературных месторождений более поздней стадии развития эвгеосинклинали — к эксгальационным месторождениям постэруптивной стадии толеитового базальта БТТИ по геохимии ближе всего эксгальационно-осадочные колчеданные месторождения.

Формирование серно-сульфидных рудных месторождений типа Куроко, по мнению большинства исследователей, тоже происходило под влиянием эксгальационно-гидротермальных растворов. По ряду признаков эти месторождения сопоставляются с колчеданными, но имеют существенные отличия. Сравнение серно-сульфидных месторождений с колчеданными успешно проведено В.П. Логиновым [1975]. Сходство этих месторождений выражается в размещении их среди вулканогенных отложений сравнительно ранней стадии развития эвгеосинклинали; оруденение связано с гидротермальной активностью вулканических очагов; руды сложены в основном дисульфидами железа; структура и текстура руд сходны. Основное отличие, по В.П. Логинову, заключается в вещественном составе руд — ассоциации в последних дисульфидов железа с серой, отсутствием или чрезвычайно малым распространением в них сульфидов меди, цинка и свинца и, наоборот, присутствием киновари, антимонита, реальгара, аурипигмента. В.П. Ло-

гинов объясняет это различие приповерхностной локализацией руд среди субэвральных вулканических толщ, определяющих существенно сульфатный характер минералообразующих растворов, и повышенной их кислотностью, а также сероводородно-углекислым составом вулканических эксгаляций при весьма низком содержании в них галоидных соединений (последнее привело к недостаточному выносу эксгаляциями ряда металлов).

Месторождения типа Куроко по условиям проявления и составу ближе к современным рудообразованиям, развивающимся как на вулканах, находящихся в гидротермальной стадии активности (типа Эбеко), так и в областях разгрузки гидротермальных систем (типа Узона), характерных для областей тектоно-магматической активности.

Рудоносные осадки Красного моря наиболее близки к эксгаляционному рудопроявлению постэруптивной стадии Большого трещинного Толбачинского извержения. Ряд авторов тоже относит их к эксгаляционно-гидротермально-осадочным месторождениям. Согласно представлениям К. Эмери, Дж. Уайта и Э.Хайса [1974] в рудах Красного моря присутствуют металлы, которые характерны для сульфидных месторождений железа, цинка, меди, свинца малой и умеренной глубинности. Отличие выражается в рассеянии рудных минералов в пластах осадков. Именно такую форму их нахождения, как считают авторы, следует ожидать при разгрузке металлоносных растворов, поступающих из магматических очагов по системе трещин на дне глубоких морских впадин. По мере охлаждения растворов и появления сульфид-иона металлы отлагаются в виде примеси сульфидов во вмещающих карбонатных и обломочных осадках. Способ осаждения сульфидов, присутствующих в осадках рассолоносных впадин, остается и для Красного моря дискуссионным.

Предлагается модель смещения металлоносных и сероводородсодержащих растворов, как это имеет место на Челекене, или восстановления сульфата морской воды бактериями. Дж. Бишоф [1974] считает, что осаждение сульфидов происходило в результате охлаждения рассолов. Перенос металлов в растворах осуществлялся в форме хлоридных комплексов. Образование комплексов металлов с хлоридами происходит с увеличением энтропии, следовательно, при увеличении температуры устойчивость их возрастает. При охлаждении таких рассолов из хлоридных комплексов высвобождаются ионы металлов, что приводит к перенасыщению рассолов сульфидами [1974]. Такой механизм отложения сульфидов из рассолов оз. Солтон-Си предложил Дж. Уайт. Имеются и другие представления о генезисе металлоносных рассолов Красного моря. Х. Крейг [1974] объясняет их появление просачиванием морской воды сквозь эвапоритовые отложения с нагреванием рассолов под влиянием локального термического градиента; эти представления в основном базируются на данных изотопного анализа ряда компонентов.

Состав рудных осадков Красного моря в общем близок к эксгаляционной минерализации БТТИ.

В осадках Красного моря по средним величинам содержится 4,5%  $\text{CuO}$ , 24,3%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , 16,8% S. Близкие содержания Fe, Cu, Zn, Pb свойственны металлоносным магматическим газам БТТИ [Меняйлов и др., 1980]. В постэруптивную стадию БТТИ преобладает гематитовая минерализация.

Что касается ведущей роли медных минералов при камерном рудообразовании на Втором конусе БТТИ меди, то она определяется избирательным осаждением сульфатно-хлоридно-окисных соединений меди в наиболее высокотемпературных ( $\sim 800^{\circ}\text{C}$ ) условиях. В такой медной минерализации цинк и свинец присутствуют, но в резко подчиненном количестве. В общем магматические газы подкорового толеитового базальта в случае поступления их на дно океана (или других водоемов) способны создать руды типа осадков Красного моря. Преимущественно медная минерализация на БТТИ определяется не исключительной обогащенностью его магматического флюида медью, а особенно высокотемпературными условиями рудообразования в камерах с одновременным рассеянием соединений металлов с более низкотемпературной летучестью. С этих позиций особенности постэруптивного пневматолитового процесса на БТТИ не противоречат эксгалационнно-осадочному типу колчеданных месторождений. Реальный состав продуктов БТТИ по Cu, Fe и халькофильным элементам вполне может обеспечить подобный тип рудных месторождений.

Дальнейшие более широкие сопоставления физико-химических параметров флюида и рудообразования, связанных с БТТИ, с магматическими, пневматолито-гидротермальными, эксгалационнно-гидротермально-осадочными рудными месторождениями, на наш взгляд, смогут в некоторой степени способствовать определению условий становления и промышленной перспективности эксгалационнных месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреев В.И. Распределение урана в вулканических продуктах Южного Прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения. — Вулканонология и сейсмология, 1979, № 5.
- Арсанова Г.И. Редкие щелочи в термальных водах вулканических областей. М.: Наука, 1974. 110 с.
- Баширина Л.А. Эксгалакции побочных кратеров Ключевского вулкана на различных стадиях остывания лавы. — В кн.: Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР. М.: Наука, 1963, с. 169–227.
- Бетехтин А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Наука, 1955, с. 125–279.
- Бибикина Е.В., Вергасова Л.П., Макаров В.А. Генезис возгонов БТТИ по данным свинцово-изотопного анализа. — В кн.: Тез. докл. V Всесоюз. вулканол. совещ., 2-й симпоз. Тбилиси: Мецниереба, 1980, с. 184–185.
- Бишофф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис). — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 157–194.
- Борисенко Л.Ф., Серафимова Е.К., Казакова М.Е., Шумяцкая Н.Г. Первая находка кристаллической  $V_2O_5$  в продуктах вулканических извержений Камчатки. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 3.
- Будников В.А., Мархинин Е.К., Овсяников А.А. Количество, распространение и петрохимические особенности пирокластики Большого трещинного Толбачинского извержения. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 32–44.
- Василевский М.М., Тарасенко Т.В., Харченко Ю.И., Кутыев Ф.Ш. Вулканы как индикаторы долгоживущих магматических и металлогенических центров. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 167–174.
- Вергасова Л.П., Черепова Г.А. К характеристике минералов меди Большого трещинного Толбачинского извержения. — Бюл. вулканол. ст., 1979, № 56, с. 179–186.
- Вергасова Л.П., Набоко С.И., Серафимова Е.К., Старова Г.И., Филатов С.К. Отложение эксгалационного, самородного золота. Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 1, с. 201–202.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 г. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1419–1422.
- Вольнец О.Н., Флеров Г.Б., Андреев В.И., Пополитов Э.И., Абрамов В.Н., Петров Л.Л., Шека С.А., Селиванов Г.И. Петрогеохимические особенности пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–1976 гг. в связи с вопросами петрогенезиса. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 86–106.
- Главатских С.Ф. Щербинаит зоны газовой фильтрации в вулканитах Большого трещинного Толбачинского извержения на Камчатке. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 6.
- Дзоценидзе Г.С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

- Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 155 с.
- Дитерихс Ф.М., Кулаков В.С., Святловский А.Е. Паразитические кратеры Ключевского вулкана в 1932 г. — Тр. Камчатской вулканол. ст., 1948, вып. 2, с. 3—24.
- Иванов И.З. Газы и возгоны побочных кратеров Ключевской сопки. — Бюл. вулканол. ст., 1941, № 9, с. 9—10.
- Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержение вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности его продуктов. — Бюл. вулканол. ст., 1974, № 50, с. 53—63.
- Кирсанова Т.П., Юрова Л.М. Некоторые результаты гидрохимического изучения Толбачинского дола и перспективы поисков термальных вод. — Вулканология и сейсмология, 1978, № 2.
- Кирсанова Т.П., Пилипенко Г.И., Юрова Л.М. О влиянии извержения на химический состав поверхностных и подземных вод (на примере извержения Толбачинских вулканов на Камчатке). — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 126—135.
- Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 491—540.
- Котляр В.Н. Основы теорий рудообразования. М.: Недра, 1970. 463 с.
- Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря. — В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 96—141.
- Лебедев Л.М. Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1963.
- Леонова Л.Л., Удальцова Н.И. Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск: Наука, 1974.
- Леонова Л.Л., Пополитов Э.И., Волынец О.Н., Кирсанов И.Т., Дубик Ю.М. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. — В кн.: Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: Наука, 1978, с. 157—176.
- Леонова Л.Л., Пузанков Ю.М., Кирсанов И.Т., Удальцов П.И. Радиоактивные элементы в вулканических породах Камчатки. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. М.: Наука, 1975, с. 101—112.
- Логинов В.П. Серно-сульфидные залежи новейшего возраста и их значение для геологической классификации и познания условий генезиса колчеданных месторождений. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975, с. 217—247.
- Магуськин М.А., Эрман В.Б., Целищев В.С. Изменение высоты, объема и формы Новых Толбачинских вулканов Северного Прорыва. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 217—225.
- Маракушев А.А. Термодинамическая обстановка образования парагенезисов химических элементов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., 1975, вып. 5.
- Мархинин Е.К., Сапожникова А.М. О содержании Ni, Co, Cr, V, Cu в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. — Геохимия, 1962, № 4.
- Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1968. 256 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П. Изменение лав вулкана Безымянного под действием фумарольного фтора. — Бюл. вулканол. ст., 1966, № 42, с. 56—66.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности экзальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 234 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н., Литасова С.И. Водные вытяжки из пеллов Новых Толбачинских вулканов. — Бюл. вулканол. ст., 1979, № 56, с. 147—161.
- Меняйлов И.А., Ветштейн В.Е., Артемчук В.В., Никитина Л.П., Воинова Т.Н. Изотопный состав водорода и кислорода магматических газов и их конденсатов Большого трещинного Толбачинского извержения. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 3, с. 47—55.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Вергасова Л.П., Гусева Р.А., Шапарь В.Н., Рожков А.М. Химизм и металлоносность вулканических газов и про-

- дуктов их реакций. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 117—125.
- Миклишанский А.З., Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Савельев Б.В., Яковлев Ю.Б.* Вынос микроэлементов в атмосферу при активном вулканизме. — Геохимия, 1979<sup>1</sup>, № 10.
- Миклишанский А.З., Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Савельев Б.В., Яковлев Ю.Б.* Активный вулканизм как источник обогащения атмосферы халькофильными элементами (на примере извержения Новых Толбачинских вулканов в 1975—1976 гг.). — Вулканология и сейсмология, 1979<sup>2</sup>, № 3, с. 6—15.
- Моисеенко В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
- Набоко С.И.* Случай газового фортметасоматоза при активном вулканизме. — Геохимия, 1957, № 5.
- Набоко С.И.* Вулканические эксгаляции и продукты их реакций. — Тр. Лаб. вулканологии, 1959, вып. 16. 300 с.
- Набоко С.И.* Современные гидротермальные процессы и их связь с тектономагматической активностью. — В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 157—167.
- Набоко С.И.* Металлоносность современных гидротерм в области тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф.* Эксгаляционное медное рудообразование в постэруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 4, с. 50—64.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф., Байцаева Л.Г.* Пневматолитический метасоматоз в постэруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 2, с. 41—55.
- Овчинников Л.М.* Некоторые вопросы магматического рудообразования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 4, с. 58—73.
- Овчинников Л.М.* Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 4, с. 36—48.
- Озерова Н.А.* Ртутная дегазация Земли и образование ртутных месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия. Международный геологический конгресс, XXVI сессия. М.: Наука, 1980, с. 43—52.
- Округин В.М.* О рудных минералах в продуктах БТТИ. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 2, с. 67.
- Округин В.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Соколов В.Н.* Первые результаты изучения рудных минералов в продуктах извержения Южного Прорыва вулкана Толбачик. — В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975—1976 гг. М.: Наука, 1973, с. 106—112.
- Пийп Б.И.* Новый побочный кратер вулкана Толбачик. — Бюл. вулканол. ст., 1946, № 13, с. 6—10.
- Пийп Б.И.* Ключевская сопка и ее извержения. — Тр. Лаб. вулканологии 1956, вып. 11. 308 с.
- Пронин А.А., Серафимова Е.К., Федотов М.В.* Активный кратер вулкана Плоский Толбачик в 1965—1966 гг. — Бюл. вулканол. ст., 1970, № 46, с. 24—26.
- Серафимова Е.К.* Минералогия возгонов Камчатки. М.: Наука, 1979.
- Серафимова Е.К., Пономарев В.В., Игнатович Ю.А., Перетолчина Н.Н.* Минералогия возгонов Северного Прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения (октябрь 1975 г. — сентябрь 1976 г.) — Бюл. вулканол. ст., 1979, № 56, с. 162—179.
- Смирнов В.И.* Очерки металлогении. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
- Смирнов В.И.* Колчеданное месторождение. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968, с. 586—648.
- Степанов В.И., Молева В.А.* О ральстоните из Ильменских гор, Центрального Казахстана и Камчатки. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, ч. 91, вып. 5, с. 556—571.
- Титаева Н.А., Ермаков В.А., Зозуля Г.А., Ставров О.Д., Чеховских М.М.* Геохимические типы базальтов Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. — В кн.: Петрологические исследования базальтов островных дуг. М.: Наука, 1978, с. 69—110.
- Токарев П.И.* Расчет расхода магмы, роста высоты конуса и размеров подводящего канала Первого кратера Большого трещинного Толбачинского извержения в июле 1975 г. —

- В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 23–28.
- Трухин Ю.П., Серафимова Е.К., Шувалов Р.А.* Окислительно-восстановительные реакции и температурные неоднородности поверхности шлаковых конусов. – Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, с. 33–42.
- Фарберов А.И.* Активность вулкана Плоский Толбачик в июне–июле 1975 г. – В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 28–32.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.В.* Сейсмические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. – Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6, с. 1407–1410.
- Федотов С.А., Хренов А.П., Чирков А.М.* Большое трещинное Толбачинское извержение 1975 г. (Камчатка). – Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1193.
- Федотов С.А., Горельчик В.И., Степанов В.И., Гарбузова В.Т.* Развитие Большого трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. по сейсмологическим данным. – В кн.: Геологические и геофизические данные о Большом трещинном Толбачинском извержении 1975–1976 гг. М.: Наука, 1978, с. 135–146.
- Федотов С.А., Мархинин Е.К., Ковалев Г.Н., Цюрупа А.И., Слезин Ю.Б.* Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке: Южный Прорыв 1975–1976 гг. – Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1155–1158.
- Федотов С.А., Чирков А.М., Андреев В.Н., Гусев Н.А., Разина, А.А., Хренов А.П.* Краткое описание Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 г. – Бюл. вулканол. ст., 1977, № 53, с. 3–12.
- Чердынцева В.В.* Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973, 207 с.
- Чухров Ф.В.* Коллоидная минералогия. М.: Наука, 1953, 671 с.
- Эмери К., Уайт Дж., Хейс Э.* Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря. – В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 7–26.
- Garrels R.M.* The Missisipi Valley type Pb-Zn deposits and the problems of mineral zoning. – Econ. Geol., 1941, vol. 36, N 729.
- Helgeson H.C.* Complexing and hydrothermal ore deposition. N.Y.–L., Pergamon Press, 1964, 128 p.
- White D.E., Anderson E.T., Grubbs D.K.* Geothermal brine well: mile deep drill hole may tap ore-bearing metamorphism. – Science, 1964, vol. 139, N 3558, 163 p.

## ОБЪЯСНЕНИЯ ТАБЛИЦ

Таблица I

Замещение оливина при фторметасоматозе

*a, б* — начальная стадия окисления зерен оливина, увел. 60, ник. +; *в* — развитие гематита по периферии зерен оливина и трещинам отдельности в нем; увел. 450, ник. +; *г* — характер гематитизации зерен оливина, Первый конус, увел. 450, ник. +; *д* — зерно оливина с "опацитовой" каймой, увел. 90, ник. ||

Таблица II

Развитие ральстонита при фторметасоматозе

*a* — начальная стадия развития ральстонита в зернах оливина, увел. 360, ник. ||; *б* — зерно оливина, замещенное ральстонитом и реликтами магнетита; *в* — псевдоморфозы ральстонита по оливину, увел. 100, ник. ||

Таблица III

Развитие вторичных минералов при фторметасоматозе

*a* — тонкие каймы ральстонита (белое) в порах базальтового шлака, увел. 360, ник. ||; *б* — скопления зерен ральстонита в пустотах измененного шлака базальта, увел. 360, ник. ||; *в* — корочки натечного ральстонита и селлаита в порах базальтового шлака, увел. 360, ник. ||

Таблица IV

Развитие фторидов при пневматолитическом метасоматозе

*a* — кристаллы флюорита в порах измененного базальтового шлака, увел. 160, ник. ||; *б* — формы выделения зерен флюорита (белое) в корочке ральстонита, увел. 320, ник. ||; *в* — пальцевидные образования ральстонита в порах нацело измененного базальтового шлака, увел. 320, ник. ||

Таблица V

Различные формы кристаллов долерофанита в рудной корке, аншлиф, увел. 160

Таблица VI

Структуры распада

*a, б* — структура распада в зернах долерофанита с образованием окислов меди, увел. 320, ник. ||; *в* — вторичные новообразования по трещинам в зернах долерофанита, увел. 360, ник. ||; *г* — формы выделения вторичных минералов, увел. 360, ник. ||; *д* — начальная стадия распада в зернах долерофанита, увел. 360, ник. ||; *е* — характер замещения зерен долерофанита, увел. 320, ник. ||

## Т а б л и ц а VII

Формы выделения медных минералов

*a* — войлокоподобные образования нитевидного минерала, представленного калиево-магниевым сульфатом меди, увел. 160; *б* — характер обрастания обломков шлага, в виде ежиков, сульфатом меди, увел. 160; *в* — агрегаты игольчатых зерен эвхлорина (белое), темное — меланоталлит, увел. 90

## Т а б л и ц а VIII

Структуры медных минералов

*a* — кристаллы долерофанита, увел. 320, ник. ||; *б* — игловидные скопления агрегатов эвхлорина, увел. 90; *в* — взаимоотношения зерен долерофанита (светло-серое), эвхлорина (серое) и меланоталлита (черное), увел. 320, ник. ||

## Т а б л и ц а IX

Кристаллические формы тенорита

*a* — пластинки, состоящие из сросшихся агрегатов зерен тенорита, увел. 60; *б* — формы выделения кристаллов тенорита, увел. 60, ник. ||; *в* — пластинчатые скопления тенорита в зальбандах трещин базальтовых шлаков, увел. 90, ник. ||

## Т а б л и ц а X

Формы выделения шербинаита

*a* — игольчатые агрегаты шербинаита с шариками халькоцианита, увел. 300; *б* — нитевидный шербинаит с шариками халькоцианита, скан., увел. 5000; *в* — коленчатые двойники шербинаита; бинокуляр, увел. 160; *г* — коленчатый двойник и нитевидные зерна шербинаита, скан., увел. 5000

## Т а б л и ц а XI

Формы кристаллов шербинаита

*a* — пучковидные скопления тончайших пластинчатых зерен шербинаита, скан., увел. 2000; *б* — формы выделения зерен шербинаита, скан., увел. 5000; *в* — пластинчатые сростки шербинаита, скан., увел. 5000; *г* — пластинчатые и нитевидные агрегаты шербинаита, скан., увел. 5000

## Т а б л и ц а XII

Формы выделения гематита

*a* — округлые выделения атакамита с включениями гематита (черные), конус Высота 1004, увел. 90; *б* — сростки пластинчатого гематита в порах шлага, увел. 90; *в* — псевдоморфозы гематита по оливину и развитие его в цементе шлага, увел. 60

## Т а б л и ц а XIII

Взаимоотношения гематита с другими минералами

*a* — обрастание гематитом обломков шлага, увел. 60, ник. ||; *б* — шарики гематита в возгонах Первого конуса, увел. 320; *в* — шарики гематита на кристалле галита; *г* — скопления шариков, чешуск и землистого гематита между обломками шлага и в его порах, увел. 60, ник. ||; *д* — гематитовый цемент в шлаке базальта, конус Высота 1004, увел. 60, аншлиф

#### Т а б л и ц а X I V

Формы выделения хлоридов и сульфатов меди

*а* — глобулы хлоридов и сульфатов меди, скан., увел. 8000; *б* — мембранные формы сульфатов меди, скан., увел. 8000; *в* — мембранные формы хлоридов и сульфатов меди, скан., увел. 8000

#### Т а б л и ц а X V

*а-в* — различные мембранные формы хлоридов и сульфатов меди, скан., увел. 2000

#### Т а б л и ц а X V I

Образование зерен долерофанита и эвхлорина

*а* — трубчатые зерна долерофанита (полые внутри), между которыми наблюдаются скопления игольчатых зерен эвхлорина, скан., увел. 8000; *б* — сростки таблитчатых зерен эвхлорина и пластинчатые выделения долерофанита, скан., увел. 2000; *в* — таблички эвхлорина и пластинки долерофанита, скан., увел. 5000

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<i>Глава I</i>	
Пневматолитический метасоматоз и минералообразование в постэруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения .....	7
Особенности Большого трещинного Толбачинского извержения, определившие масштаб и характер постэруптивного процесса .....	7
Масштаб и характер постэруптивного процесса на конусах Северного Прорыва подкорового толеитового базальта .....	15
Первый конус .....	15
Второй конус .....	31
Третий конус .....	45
Масштаб и характер постэруптивного процесса на Южном Прорыве после извержений субщелочного высокоглиноземистого базальта .....	50
Восьмой конус .....	50
<i>Глава II</i>	
Состояние вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик до Большого трещинного Толбачинского извержения и во время него; характер метасоматоза .....	56
<i>Глава III</i>	
Масштаб и характер пневматолитического метасоматоза и эксгаляционного минералообразования на конусах Толбачинского Дола .....	61
Конус Высота 1004 .....	62
Конус Алаид .....	67
Конус Гора Высокая .....	69
Конус прорыва 1941 г. ....	70
<i>Глава IV</i>	
Минеролого-геохимические особенности и масштабы пневматолитического метасоматоза и эксгаляционного минералообразования в постэруптивный период извержения толеитовых и субщелочных базальтов .....	75
Металлоносность метасоматитов .....	92
Пневматолитовые минералы .....	93
<i>Глава V</i>	
Условия, масштабы и характер эксгаляционного рудообразования в постэруптивную стадию извержения толеитового и субщелочного базальтов .....	100
Медная минерализация .....	101
Минералогический состав медного эксгаляционного рудопроявления .....	106
Химический состав медного эксгаляционного рудопроявления .....	113
Ванадиевая минерализация .....	121
Гематитовая минерализация .....	124
Серная минерализация .....	126
Гипсовая минерализация .....	126

Глава VI

Дифференциация элементов при постэруптивном метасоматозе и эксгальационном рудообразовании . . . . .	128
Масштабы концентрирования металлов из летучих и степень отражения состава летучих в эксгальационном рудообразовании . . . . .	128
Роль аэрозолей в эксгальационном рудообразовании . . . . .	132
Особенности минералогического состава . . . . .	135
Характер перераспределения элементов в эксгальационном процессе . . . . .	136
Характер перераспределения литофильных элементов в эксгальационном процессе . . . . .	145
Заключение . . . . .	153
Литература . . . . .	157
Объяснения таблиц . . . . .	161

Софья Ивановна Набоко  
Светлана Федоровна Главатских

**ПОСТЭРУПТИВНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ  
И РУДООБРАЗОВАНИЕ**

*Утверждено к печати  
Институтом вулканологии  
ДВНЦ АН СССР*

Редактор *Т.Ю. Маренина*  
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*  
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*  
Технический редактор *Н.М. Бурова*  
Корректор *З.Д. Алексеева*

ИБ № 27162

Подписано к печати 24.06.83. Т — 09375  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл.печ.л. 10,5 + 1,0 вкл.  
Усл.кр.-отт. 11,8. Уч.-изд.л. 13,2  
Тираж 800 экз. Тип.зак. 444  
Цена 2 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга

### Вулканические пояса Востока Азии.

Работа посвящена характеристике вулканических поясов Восточной Азии. Рассматриваются различные типы поясов, их магматизм и металлогения. Показано, что наиболее контрастно в пределах региона выделяются следующие типы вулканических поясов и зон: а — геосинклинальные (офиолитовые); б — вулканические пояса островных дуг; в — пояса областей тектоно-магматической активизации (орогенные); г — окраинно-континентальные. Обосновано, что образование вулканических поясов на восточной окраине Азии происходило многократно, и обнаружена пространственная и временная зональность по отношению к впадине Тихого океана, что объясняется спецификой зоны перехода от океана к континенту.

Книга предназначена для широкого круга геологов.

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

вышла из печати книга

**Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока.**

Приводится детальная петрографо-минералогическая и геохимическая характеристика типовых базит-гипербазитовых интрузивных комплексов и включений в эффузивах Дальнего Востока. Показана гетерогенность включений и проведено сравнение их с интрузивными породами. Установлено, что при переходе от континентов к островным дугам закономерно изменяются как ассоциации включений, так и составы их минералов, что связывается с различиями в составе глубинного фундамента.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ "КНИГА - ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"**

- |   |  |
|---|--|
| 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97               | 630090 Новосибирск, Академгородок,<br>Морской проспект, 22 |
| 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13                     | 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиря-<br>ка, 137           |
| 374001 Душанбе, проспект Ленина, 95                 | 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73                             |
| 252030 Киев, ул. Ленина, 42                         | 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10                               |
| 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2                 | 720001 Фрунзе, бульвар Дзержин-<br>ского, 42               |
| 197110 Ленинград, П-110, Петрозавод-<br>ская ул., 7 | 310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37                      |
| 117192 Москва, Мичуринский про-<br>спект, 12        |  |

2 руб.

3969

